



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA

JUAREZ CASSIANO DE LIMA JUNIOR

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO,
ANÁLISE DE MODELOS, SENSIBILIDADE E TENDÊNCIA DOS ELEMENTOS
CLIMÁTICOS**

FORTALEZA

2022

JUAREZ CASSIANO DE LIMA JUNIOR

EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO, ANÁLISE
DE MODELOS, SENSIBILIDADE E TENDÊNCIA DOS ELEMENTOS CLIMÁTICOS

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo da Agricultura Irrigada.

Orientador: Prof. Dr. Benito Moreira de Azevedo

Coorientador: Prof. Dr. Francisco Dirceu Duarte Arraes

FORTALEZA

2022

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Sistema de Bibliotecas
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- L698e Lima Junior, Juarez Cassiano de.
Evapotranspiração de referência no semiárido brasileiro, análise de modelos, sensibilidade e tendência dos elementos climáticos / Juarez Cassiano de Lima Junior. – 2022.
118 f. : il. color.
- Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Fortaleza, 2022.
Orientação: Prof. Dr. Benito Moreira de Azevedo.
Coorientação: Prof. Dr. Francisco Dirceu Duarte Arraes.
1. Penman-Monteith. 2. Hargreaves e Samani. 3. Umidade relativa do ar. 4. Velocidade do vento. 5. Calibração. I. Título.

CDD 630

JUAREZ CASSIANO DE LIMA JUNIOR

EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO, ANÁLISE
DE MODELOS, SENSIBILIDADE E TENDÊNCIA DOS ELEMENTOS CLIMÁTICOS

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo da Agricultura Irrigada.

Aprovado em 06/12/2022.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Benito Moreira de Azevedo (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Francisco Dirceu Duarte Arraes (Coorientador)
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia (IF-SERTÃO)

Profa. Dra. Denise Vieira Vasconcelos
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia (IFCE)

Prof. Dr. Joaquim Branco de Oliveira
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia (IFCE)

Prof. Dr. Mario de Oliveira Rebouças Neto
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia (IFCE)

Aos meus pais, Juarez e Mariana.

Aos meus irmãos, Giancarlo e Caio Victor.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro, a instituição mais importante de toda a sociedade. Agradeço a toda minha família, em especial, meus pais Juarez Cassiano e Mariana Alencar, por toda educação, dedicação, apoio e amor que tornaram possível meu acesso ao ensino superior e finalmente a conclusão de um doutorado.

Aos professores, Dr. Benito Moreira de Azevedo e Dr. Francisco Dirceu Duarte Arraes pela orientação, confiança, paciência e ensinamentos que me tornaram capaz de realizar esse trabalho.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

Ao Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, bem como a todos os professores e funcionários que o compõem, em especial, aos professores Thales e Alessandro por confiarem em mim e me permitirem ser aluno ouvinte de suas aulas, desde antes de ingressar no curso de doutoramento.

Aos todos companheiros de aula e amigos da Universidade Federal do Ceará, pela parceria e risadas de cada dia.

A todos os companheiros de morada do “famoso e memorável” prédio de número 200 da rua Armando de Oliveira.

RESUMO

Modelos simplificados podem ser utilizados para estimativa da evapotranspiração quando se existe limitação de dados, e a Equação Hargreaves e Samani é uma dessas opções, entretanto, essa facilidade torna necessária sua calibração para melhoria de suas estimativas. Em complemento, a análise de sensibilidade e de tendência das alterações temporais dos elementos climáticos é importante para o entendimento da relevância dos elementos climáticos para na estimativa da evapotranspiração de referência, bem como disponibiliza informações sobre demanda de água na agricultura e gestão de recursos hídricos. Assim, esse estudo teve como proposta melhorar a precisão das estimativas utilizando a Equação de Hargreaves e Samani modificada, partindo de um conjunto de dados climáticos de um período que abrange de 1961 até 2021, retirados de 97 estações meteorológicas localizadas no semiárido brasileiro e em seu entorno, ainda, analisar a sensibilidade e a tendência dos elementos climáticos e da evapotranspiração de referência no semiárido brasileiro. Dentre as propostas sugeridas pelo presente trabalho, os melhores resultados foram obtidos com a inserção da velocidade do vento e da umidade relativa ar, ambas com coeficientes ajustados: a concordância das estimativas se elevou e raiz quadrada do erro médio diminuiu. A opção ajustada que teve inserida a velocidade do vento apresentou classificação variando entre “Ótimo” e “Muito bom” para 91% dos locais estudados, já a opção em que a umidade relativa ar foi inserida, 74% dos locais apresentara mesma classificação. Sobre a sensibilidade, para a evapotranspiração estimada com modelo padrão o elemento menos sensível foi a velocidade do vento, e os elementos mais importantes foram as temperaturas máxima e média do ar. Sobre a tendência, foi observado aumento das temperaturas do ar de forma geral, para a evapotranspiração de referência são observados 54 locais com tendência positiva, já para a chuva é observada tendência negativa em 54 locais, com 9 dessas significativas.

Palavras-Chave: Penmam-Monteith; Hargreaves e Samani; umidade relativa do ar; velocidade do vento; calibração.

ABSTRACT

Simplified models can be used to estimate evapotranspiration when there is limited data, and the Hargreaves and Samani equation is one of these options, however, this facility makes it necessary to calibrate it to improve its estimates. In addition, the sensitivity and trend analysis of temporal changes in climate elements is important for understanding the relevance of climate elements in estimating reference evapotranspiration, as well as providing information on water demand in agriculture and water resource management. Thus, this study aimed to improve the accuracy of estimates using the modified Hargreaves and Samani equation, starting from a set of climate data from a period covering 1961 to 2021, taken from 97 meteorological stations located in the Brazilian semi-arid region and its surroundings, also analyze the sensitivity and trend of climatic elements and reference evapotranspiration in the Brazilian semi-arid region. Among the proposals suggested by this work, the best results were obtained with the insertion of wind speed and relative air humidity, both with adjusted coefficients: the agreement of the estimates increased, and the square root of the mean error decreased. The adjusted option that had the wind speed inserted presented a classification ranging from “excellent” to “very good” for 91% of the studied locations, while the option in which the relative humidity was inserted, 74% of the locations presented the same classification. About the sensitivity, for the evapotranspiration estimated with the standard model, the least sensitive element was the wind speed, and the most important elements were the maximum and average air temperatures. Regarding the trend, an increase in air temperatures was observed in general, for the reference evapotranspiration, 54 places with a positive trend are observed, while for rainfall, a negative trend is observed in 54 places, with 9 of these being significant.

Keywords: Penman-Monteith; Hargreaves and Samani; relative humidity; wind speed; calibration.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Temperatura máxima média do ar (a) e temperatura mínima média do ar (b) e amplitude térmica no semiárido brasileiro.....	22
Figura 2 -	Velocidade do vento média (a) insolação média anual (b) e temperatura média do ar (c) no semiárido brasileiro.....	23
Figura 3 -	Chuva média anual (a) Umidade relativa do ar média (b) e evapotranspiração de referência média anual (c) no semiárido brasileiro.....	24
Figura 4 -	Localização das estações meteorológicas utilizadas no estudo.....	51
Figura 5 -	Coefficiente α e β da Equação de estimativa de ETo Hargreaves e Samani ajustados para o semiárido brasileiro.....	62
Figura 6 -	Coefficientes linear (aJ) e angular (bJ) para inserção do elemento velocidade do vento na Equação de estimativa de ETo Hargreaves e Samani ajustados para o semiárido brasileiro.....	63
Figura 7 -	Coefficiente linear (aUR) e angular (bUR) para inserção do elemento umidade relativa do ar na Equação de estimativa da ETo Hargreaves e Samani ajustados para o semiárido brasileiro.....	64
Figura 8 -	Correlação exponencial entre os coeficientes “ α e β ” da Equação ETo^{HSadj} , “aJ” e “bJ” da Equação ETo^{HSadj} e “aUR” e “bUR” da Equação ETo^{HSUR} de estimativa de ETo Hargreaves e Samani ajustados para o semiárido brasileiro.....	64
Figura 9 -	Boxplot da Raiz Quadrada do Erro Médio (RQEM) e do Índice de Willmott (Id) para propostas de estimativa de ETo por meio da Equação Hargreaves e Samani para o semiárido brasileiro.....	66
Figura 10 -	Espacialização da Raiz Quadrada do Erro Médio (RQEM) para propostas de estimativa de ETo por meio da Equação Hargreaves e Samani para o semiárido brasileiro.....	67
Figura 11 -	Boxplot do Coeficiente de Nash-Sutcliffe e do Coeficiente de Camargo e Sentelhas para propostas de estimativa de ETo por meio da Equação Hargreaves e Samani para o semiárido brasileiro.....	69

Figura 12 - Espacialização do coeficiente eficiência de Nash e Sutcliffe para proposta de estimativa de ETo por meio da Equação Hargreaves e Samani para o semiárido brasileiro.....	70
Figura 13 - Espacialização do coeficiente “c” Camargo e Sentelhas para propostas de estimativa de ETo por meio da Equação Hargreaves e Samani para o semiárido brasileiro.....	71
Figura 14 - Boxplot das estimativas de evapotranspiração de referência pelo modelo padrão Penman-Monteith e pelas propostas embasadas na Equação de Hargreaves e Samani para o semiárido brasileiro.....	72
Figura 15 - Espacialização das estimativas de evapotranspiração de referência pelo modelo padrão Penman-Monteith e pelas propostas embasadas na Equação de Hargreaves e Samani para o semiárido brasileiro.....	73
Figura 16 - Boxplot dos coeficientes de sensibilidade para os elementos meteorológicos na estimativa de ETo por Penman Monteith; Insolação (n), Umidade relativa do ar (UR), velocidade do vento (u), Temperatura média, máxima e mínima do ar (Tm, Tx e Tn).....	75
Figura 17 - Variação sobre EToPM FAO 56 devido a incrementos e decrementos de $\pm 5\%$ até $\pm 20\%$ nos elementos meteorológicos.....	76
Figura 18 - Boxplot dos coeficientes de sensibilidade para os elementos meteorológicos na estimativa de ETo Hargreaves e Samani modificada.....	78
Figura 19 - Espacialização dos coeficientes de sensibilidade para estimativa da ETo pelo modelo Penman-Monteith no semiárido brasileiro.....	80
Figura 20 - Espacialização dos coeficientes de sensibilidade para estimativa da ETo pelos modelos ajustados da Equação Hargreaves e Samani.....	82
Figura 21 - Tendência da temperatura máxima do ar pelo teste Mann-Kendall (a) e teste de significância (b) e Teste do estimador de declividade de Sen (Beta de Sen) (c).....	84
Figura 22 - Tendência da temperatura mínima do ar pelo teste Mann-Kendall (a) e teste de significância (b) e Teste do estimador de declividade de Sen (Beta de Sen) (c).....	86

Figura 23 - Tendência da temperatura média do ar pelo teste Mann-Kendall (a) e teste de significância (b) e Teste do estimador de declividade de Sen (Beta de Sen) (c).....	87
Figura 24 - Tendência da velocidade do vento pelo teste Mann-Kendall (a) e teste de significância (b) e Teste do estimador de declividade de Sen (Beta de Sen) (c).....	89
Figura 25 - Tendência de umidade relativa do ar pelo teste Mann-Kendall (a) e teste de significância (b) e Teste do estimador de declividade de Sen (Beta de Sen) (c).....	90
Figura 26 - Tendência da insolação pelo teste Mann-Kendall (a) e teste de significância (b) e Teste do estimador de declividade de Sen (Beta de Sen) (c).....	91
Figura 27 - Tendência da evapotranspiração de referência pelo teste Mann-Kendall (a) e teste de significância (b) e Teste do estimador de declividade de Sen (Beta de Sen) (c).....	93
Figura 28 - Tendência da Chuva pelo teste Mann-Kendall (a) e teste de significância (b) e Teste do estimador de declividade de Sen (Beta de Sen) (c).....	96

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Localização das estações meteorológicas, com coordenadas de latitude, longitude e altitude e Estado à que pertence.....	51
Tabela 2 - Tendências negativas ou positivas na média anual dos elementos meteorológicos e significâncias estatísticas.....	84

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
2	HIPÓTESES	19
3	OBJETIVOS	20
4	REVISÃO DE LITERATURA	21
4.1	Clima semiárido	21
<i>4.1.1</i>	<i>Média dos elementos meteorológicos</i>	21
<i>4.1.2</i>	<i>Variabilidade espacial e temporal no clima do semiárido</i>	24
<i>4.1.3</i>	<i>Variabilidade sazonal e intrassazonal</i>	25
<i>4.1.4</i>	<i>Variabilidade interanual: El Niño Oscilação Sul ENOS e influência do Oceano Atlântico Tropical</i>	26
4.2	Evapotranspiração	27
<i>4.2.1</i>	<i>Evaporação</i>	27
<i>4.2.2</i>	<i>Evapotranspiração</i>	28
<i>4.2.3</i>	<i>Evapotranspiração potencial</i>	28
<i>4.2.4</i>	<i>Evapotranspiração de uma cultura de referência</i>	30
4.3	Fatores que afetam a evapotranspiração	32
<i>4.3.1</i>	<i>Radiação solar</i>	32
<i>4.3.2</i>	<i>Temperatura do ar</i>	33
<i>4.3.3</i>	<i>Umidade relativa do ar</i>	33
<i>4.3.4</i>	<i>Velocidade do vento</i>	34
4.4	Principais Métodos de estimativas de ETo	35
<i>4.4.1</i>	<i>Penman-Monteith FAO 56</i>	35
<i>4.4.2</i>	<i>Métodos empíricos de estimativa da evapotranspiração de referência (ETo)</i>	38
<i>4.4.3</i>	<i>Método de Hargreaves e Samani</i>	39
<i>4.4.4</i>	<i>Equação Hargreaves e Samani</i>	41
4.5	Parametrização e modificação de calibrações	42
4.6	Sensibilidade das equações de estimativa de ETo	44
4.7	Tendências e alterações climáticas no globo	45
5	MATERIAL E MÉTODOS	50
5.1	Dados e área de estudo	50
5.2	Equações Utilizadas	54

5.3	Ajustes das equações propostas.....	57
5.4	Análise estatística.....	58
5.5	Análise de sensibilidade.....	59
5.6	Análise de tendência.....	60
6	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	62
6.1	Coeficientes Ajustados.....	62
6.2	Performance das estimativas de ETo	65
6.3	Sensibilidade dos elementos meteorológicos.....	74
6.4	Tendência dos elementos meteorológicos.....	83
6.4.1	<i>Temperatura máxima do ar (Tx)</i>	84
6.4.2	<i>Temperatura mínima do ar (Tn)</i>.....	85
6.4.3	<i>Temperatura média do ar (TM)</i>.....	86
6.4.4	<i>Velocidade do vento (u)</i>	88
6.4.5	<i>Umidade relativa do ar (UR)</i>	90
6.4.6	<i>Insolação (n)</i>.....	91
6.4.7	<i>Evaporação de referência (ETo)</i>	92
6.4.8	<i>Chuva (Chv)</i>	95
7	CONCLUSÃO	98
7.1	Ajuste dos modelos de estimativa de evapotranspiração.....	98
7.2	Sensibilidade dos elementos meteorológicos.....	98
7.3	Tendência dos elementos meteorológicos.....	99
	REFERÊNCIAS	101

1 INTRODUÇÃO

A evapotranspiração (ET) é um fenômeno que representa a demanda hídrica da atmosfera, estabelecendo o consumo de água pelas plantas e conseqüentemente, a possibilidade da estimativa da lâmina de irrigação a ser aplicada, além disso, é amplamente utilizada na hidrologia, climatologia, meteorologia, ecologia e ciências ambientais (Allen *et al.*, 1998; Awal *et al.*, 2020; Xiang *et al.*, 2020). A ET pode ser obtida ou estimada de diferentes formas, através de medições em lisímetros, tanque Classe “A”, evaporímetro de Piché ou estimada por diferentes classes de equações baseadas em temperatura do ar, radiação solar, umidade do ar, velocidade do vento ou combinadas. Por sua vez, a estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o) é um elemento chave, por ser necessária em diferentes escalas espaciais e temporais, bem como por ser utilizada como entrada em modelos climáticos em todo o planeta, utilizada ainda para o planejamento dos recursos hídricos e diversos estudos hidrológicos, incluindo análises do balanço hídrico, monitoramento de secas, bem como projeto e operação de áreas irrigadas (Raziei; Pereira, 2013; Jensen; Allen, 2016).

Dentre os vários métodos de estimativa da ET_o, o modelo de Penman-Monteith (ET_o^{PM} FAO 56) é a metodologia padronizada pela Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (FAO) (Allen *et al.*, 1998). Por ser uma Equação física-combinada e obter excelentes resultados em mais de 2000 locais, o modelo ET_o^{PM} FAO 56 é considerado o mais preciso para o cálculo da ET_o, porém apresenta limitações em função da utilização de alguns elementos meteorológicos, que geralmente não estão disponíveis em várias localidades (Xiang *et al.*, 2020). Portanto, métodos alternativos são necessários para a estimativa da ET_o, principalmente quando os dados disponíveis não são suficientes ou de baixa qualidade (Srivastava *et al.*, 2018). Outras equações podem ser utilizadas como alternativas, uma delas é a proposta por Hargreaves e suas modificações, pois requerem basicamente dados de temperatura, que se encontram disponíveis na maioria das estações meteorológicas (Aguilera, 2018; Xiang *et al.*, 2020).

O método de Hargreaves e Samani (ET_o^{HS}) (1985) foi considerado como uma alternativa por Allen *et al.* (1998), uma vez que utiliza apenas a temperatura do ar como dado de entrada. Apesar da facilidade de uso, este método tende a superestimar o valor da ET_o, principalmente em climas úmidos (Feng *et al.*, 2017), e a subestimar para condições de alta velocidade do vento (Hargreaves; Allen, 2003; Srivastava *et al.*, 2018) e em regiões semiáridas (Arraes *et al.*, 2016; Lima Junior *et al.*, 2016; Lima Junior *et al.*, 2018; Macêdo *et al.*, 2018; Jodar-Abellan; Ruiz-Álvarez; Valdes-Abellan, 2019; Awal *et al.*, 2020; Paredes *et al.*, 2020).

Entre os modelos baseados em função da temperatura, o cálculo da ET_o^{HS} é considerado um dos métodos mais simples e precisos, entretanto diversos estudos indicam a necessidade de calibração local (Allen *et al.*, 1998; Pereira; Green; Nova, 2006; Wang *et al.*, 2009; Raziei; Pereira, 2013; Arraes *et al.*, 2016; Feng *et al.*, 2017; Srivastava *et al.*, 2018).

Como mais uma alternativa para reduzir os erros da ET_o^{HS} , Hargreaves e Allen, (2003) comentam sobre a inserção de mais elementos meteorológicos nessa metodologia. Jensen *et al.* (1997) sugerem investigar uma forma viável de corrigir os erros da ET_o^{HS} com a inserção da velocidade do vento. Jerszurki, Souza e Silva (2019), analisando a sensibilidade dos elementos meteorológicos na estimativa da ET_o , confirmaram que o déficit de pressão de vapor do ar é uma das variáveis climáticas mais importantes no cálculo da ET_o para o Brasil, fomentando a potencialidade da adição do elemento umidade relativa do ar (UR) no uso da ET_o^{HS} .

Sobre sensibilidade dos elementos meteorológicos, o conhecimento da influência das perturbações associadas a uma ou mais variáveis climáticas é importante, por fornecer um melhor entendimento das conexões entre as condições climáticas e a variabilidade da ET_o , e entre disponibilidade de dados e a precisão de sua estimativa (Gong *et al.*, 2006; Li *et al.*, 2017; She; Xia; Zhang, 2017). Os resultados das análises de sensibilidade permitem observar quais elementos necessitam de maior ou menor precisão de medição e/ou estimativa. Várias pesquisas sobre a sensibilidade da ET_o foram feitas para determinar a variação observada na ET_o em resposta a uma variação conhecida em uma das variáveis climáticas (Tabari; Talaei, 2014; Vicente-Serrano *et al.*, 2015; Araújo *et al.*, 2017; Paparrizos; Maris; Matzarakis, 2017).

A ET_o é uma variável que depende da dinâmica entre os elementos meteorológicos, e como as variações atmosféricas não podem ser controladas, e sim compreendidas, a análise de sensibilidade é uma tarefa essencial para se estudar as mudanças na ET_o em resposta a variações conhecidas nos elementos meteorológicos (Mccuen, 1974; Sharifi; Dinpashoh, 2014). A análise de sensibilidade pode ser considerada o primeiro passo para a calibração de um modelo, indicando em quais elementos meteorológicos devem se concentrar os esforços para coleta de dados.

Outro importante papel da análise de sensibilidade é possibilidade do entendimento das flutuações das saídas das equações de ET_o em função das variações dos elementos atmosféricos (Fan *et al.*, 2016; Biazar; Dinpashoh; Singh, 2019; Ghiami-Shomami *et al.*, 2019; Jerszurki; Souza; Silva, 2019; Emeka *et al.*, 2021). Segundo Shan *et al.* (2015) as alterações globais no clima potencialmente irão influenciar na demanda hídrica das culturas. Mudanças em elementos como temperatura do ar, umidade relativa do ar, velocidade do vento ou radiação

solar, podem afetar as magnitudes da ETo e as necessidades de água das culturas. Estas mudanças podem dificultar o desenvolvimento futuro de algumas culturas, adaptadas ao clima em que são inseridas atualmente.

Sobre influência e sensibilidade de uma região aos elementos climáticos, o semiárido brasileiro sempre é relacionado às secas e aos seus efeitos, que se apresentam de diversas formas, seja com o aumento do desemprego, o êxodo rural, a fome e/ou a pobreza. A região enfrenta um problema com abastecimento de água, dito como normal, em função de ciclos de eventos extremos, como fortes estiagens, secas prolongadas e enchentes, que ocorrem em intervalos que variam de anos, até décadas (Marengo *et al.*, 2011). Na região semiárida existe uma irregularidade das chuvas, com baixos índices pluviométricos, em média abaixo de 800 mm ano⁻¹ (Moscati; Gan., 2007; Moura *et al.*, 2007).

Eventos extremos de clima em conjunto com a degradação do solo aceleram o processo de desertificação no semiárido; assim, a possibilidade de secas mais intensas e prolongadas poderia elevar ainda mais a exposição e vulnerabilidade das populações locais do semiárido brasileiro. Desta forma, faz-se necessário o conhecimento dos efeitos das mudanças climáticas para assim empreender ações de adaptação e mitigação (Alley, 2007; Marengo *et al.*, 2011).

Estudos climáticos referentes às condições futuras, conduzidos com diferentes concentrações de gases de efeito estufa, apresentam substanciais variações nos campos de temperatura do ar, no ciclo hidrológico e na circulação atmosférica. Desta forma, variações atmosféricas nesse sentido poderão ocasionar mudanças em todos os elementos climáticos, suas interações e na evapotranspiração. A preocupação associada às mudanças climáticas e seus efeitos vem motivando a pesquisa por diversos autores em várias partes de todo planeta (Xu *et al.*, 2010; Tabari *et al.*, 2011; Mohsin; Lone, 2021).

Silva *et al.* (2018) afirmam que mudanças climáticas na temperatura, UR e velocidade do vento afetam diretamente a ETo. Ainda, a Chv e a ETo são as variáveis mais importantes para a estimativa do consumo de água na agricultura e gestão da água e processos hidrológicos. De acordo com a Equação de ETo^{PM} FAO 56 (Allen *et al.*, 1998), os principais elementos climáticos que afetam a estimativa da ETo são radiação solar, temperatura do ar, pressão de vapor e velocidade do vento.

No último século, verificou-se que os elementos climáticos apresentam mudanças, principalmente de forma global, por exemplo no semiárido da região nordeste, existem projeções de aumento da temperatura do ar, aumento da amplitude da ETo, e alteração nas médias de Chv, com aumento de chuva nos locais em que chove de forma razoável, e

diminuição nos locais em que as chuvas são escassas (Marengo *et al.*, 2011; Cardoso; Justino, 2014; Costa *et al.*, 2015; Rocha Junior *et al.*, 2021).

A análise da tendência de séries temporais climatológicas desempenha um papel importante em todo o globo. Dentre os vários testes existentes, paramétricos e não paramétricos, foi selecionado para o presente trabalho os testes de Mann-Kendall e Spearman, que são testes não paramétricos utilizados para análise de tendências em diversas pesquisas (Eslamian; Khordadi; Abedi-Koupai, 2011; Shadmani; Marofi; Roknian, 2012; Liu *et al.*, 2016; Zhang *et al.*, 2016; She; Xia; Zhang, 2017; Rocha Junior *et al.*, 2021). Assim, a análise da tendência dos elementos climáticos e da evapotranspiração de referência pode trazer uma compreensão do impacto das dessas mudanças sobre os recursos hídricos e na agricultura. Principalmente em uma região tão vulnerável as flutuações atmosféricas como o semiárido brasileiro.

2 HIPÓTESES

Diante da importância de se estimar de forma correta e prática o fenômeno evapotranspiração, bem como do entendimento do clima, principalmente em locais com déficit hídrico em função da irregularidade, espacial e temporal, das chuvas, foram formuladas as seguintes hipóteses:

- A regionalização das equações empíricas mais simples, seja com inserção ou não de mais elementos melhora as estimativas de evapotranspiração de referência, de forma espacial e temporal, com aumento das eficiências e diminuição dos erros de estimativas, quando comparados os modelos testados com o modelo padrão;
- O cálculo da sensibilidade dos modelos de estimativa de evapotranspiração para com os elementos climáticos se faz importante para o conhecimento de qual elemento necessita de mais atenção para ser quantificado (medição ou estimativa), em quantidade e qualidade, fornecendo assim uma informação importante para a escolha de qual metodologia se utilizar, bem como de quais elementos devem ser inseridos ou utilizados, em calibrações e formulações originais, de equações para estimativa de evapotranspiração;
- Dada a variabilidade normal dos elementos do clima, em conjunto com as alterações climáticas observadas e apontadas por diversos estudos no século XX e XXI, a análise de tendência climática fornecerá dados importantes para planejamento futuro dos recursos hídricos, seja na agricultura ou em qualquer outra área.

3 OBJETIVOS

O objetivo principal dessa pesquisa foi desenvolver um ajuste local de uma metodologia simplificada de estimativa de ETo para o semiárido brasileiro, Hargreaves e Samani (1985), mantendo-se a qualidade dessa estimativa, quando comparada ao modelo padronizado pela FAO, em complemento com entendimento do clima, principalmente da ETo nessa região do Brasil.

São objetivos específicos:

- Desenvolver e ajustar modificações da Equação Hargreaves e Samani (1985) por calibração dos seus coeficientes e inserção dos elementos velocidade do vento (u_2) e umidade relativa do ar (UR), apresentando equações ajustadas para o semiárido brasileiro;
- Analisar a sensibilidade da ETo estimada por três equações, o modelo padrão (ETo^{PM} FAO 56) e duas propostas de modificação do modelo ETo^{HS} , com inserção da velocidade média do vento (ETo^{HSJ}) e da umidade relativa do ar (ETo^{HSUR}), aos principais elementos meteorológicos em escala mensal, além de apresentar a espacialização dos coeficientes de sensibilidade (Sc) e da ETo no semiárido brasileiro;
- Analisar a tendência dos elementos climáticos e da evapotranspiração de referência no semiárido brasileiro.

4 REVISÃO DE LITERATURA

4.1 Clima semiárido

Existe uma maior pressão para utilização dos recursos hídricos, principalmente em climas áridos e semiáridos, que conhecidamente, sofrem com uma oferta hídrica irregular e limitada, com eventos de seca recorrentes, com uma alta evaporação potencial que é o processo redutor do estoque que já é comumente escasso (Vieira *et al.*, 2016; Campos, 2010; Chow; Maidment; Mays, 1988). A Chuva na região nordeste do Brasil se divide em: inferior a 800 mm ano⁻¹ na área com predominância do bioma caatinga, próximo aos 1000 mm ano⁻¹ em locais com cerrado, e em torno de 1500 mm ano⁻¹ em locais com fragmentos de mata atlântica (Barbosa; Huete; Baethgen, 2006).

No norte da região nordeste, área com a maior parte do semiárido, o período chuvoso ocorre entre os meses de fevereiro a maio. Essa região destaca-se em virtude da ocorrência das maiores secas, falta de chuva essa que ocorre entre os meses de agosto e outubro. Marengo *et al.* (2011) sugerem que o semiárido apresenta déficit hídrico em pelo menos 70% do ano. É fato histórico que a região Nordeste sempre foi afetada por grandes períodos sem chuvas e/ou grandes cheias. Ainda segundo Marengo *et al.* (2011), eventos que são relatados desde a época da chegada dos portugueses, ainda no século XVII. Estatisticamente, ocorrem de 18 a 20 anos de seca a cada 100.

O semiárido sofre com uma variabilidade climática, principalmente relacionada à seca e tem sido objeto de preocupação da sociedade e de setores do governo. A principal prova que está é uma preocupação antiga passa pelo conhecimento da construção dos primeiros reservatórios hídricos no semiárido, que datam do final do século XIX, durante o período imperial (Marengo *et al.*, 2011).

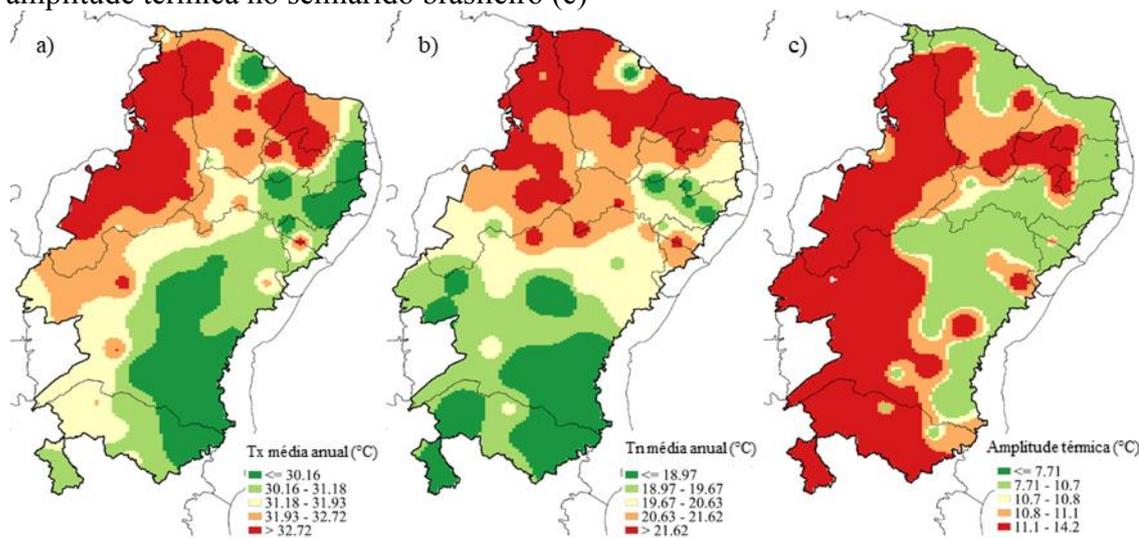
Segundo Alves, Silva Aragão e Góis (2005) o semiárido nordestino além de problemas com secas, também sofre com grandes cheias e chuvas intensas. Um exemplo reside nos vários episódios de chuvas intensas, na categoria forte, maiores que 60 mm h⁻¹, em 1985, e as fortes chuvas ocorridas em janeiro de 2004; no último caso, apenas neste mês choveu mais de 1.000 mm.

4.1.1 Média dos elementos meteorológicos

Observando os dados de temperatura do ar (máxima e mínima) e amplitude térmica da região semiárida do Brasil (Figura 1), pode-se notar que os valores mais elevados estão na

parte norte do mapa, mais próximos a linha do equador. Sobretudo, a proximidade com a linha do equador não pode ser o único fator a ser analisado. Nunes *et al.* (2016), afirmam que o Estado da Bahia sofre influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), em que um canal de umidade que passa pelo norte, centro-oeste e nordeste (em especial a Bahia) altera o clima da região com influência sobre a temperatura do ar.

Figura 1 - Temperatura máxima média do ar (a), temperatura mínima média do ar (b) e amplitude térmica no semiárido brasileiro (c)



Fonte: Elaborada pelo autor.

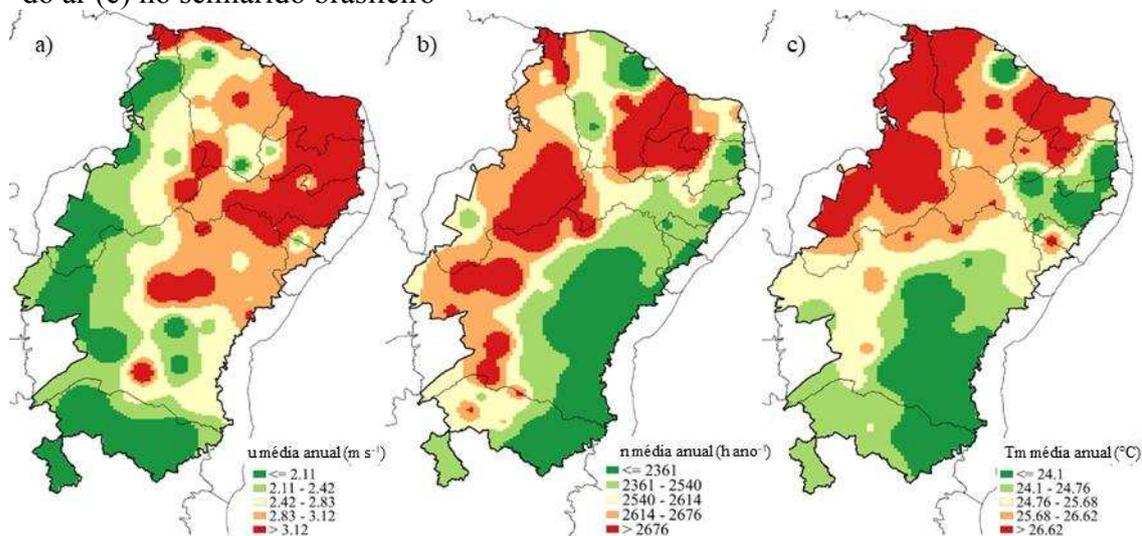
As maiores temperaturas mínimas são observadas no litoral, e as menores temperaturas máximas observadas ao leste, e ainda, que nesses locais é observada uma menor amplitude térmica (Figura 1c). Em uma pesquisa que buscava a classificação de regiões homogêneas quanto a temperatura do ar, no estado de Santa Catarina – Brasil. Araujo (2021) observou as maiores médias de temperatura do ar e o menor desvio padrão e amplitude térmica em locais próximos ao oceano, com as estações de maior amplitude distantes do litoral, assim pode-se afirmar que a proximidade com o mar influencia a variação da amplitude térmica.

O efeito da proximidade com o mar atenua as amplitudes térmicas, homogeneizando as temperaturas costeiras. Já o efeito da continentalidade causa o contrário, em áreas “interioranas”, mais afastada da costa, as amplitudes térmicas diárias possuem tendências mais elevadas (Torres; Machado, 2011).

As maiores médias nos valores de velocidade do vento ($> 2,83 \text{ m s}^{-1}$) são observadas de forma mais concentrada no litoral do Ceará, Piauí e Rio Grande do Norte, e ainda nos estados da Paraíba e Pernambuco (Figura 2a), além de em algumas estações no interior da Bahia e na fronteira entre Ceará e Piauí. Santana e Silva (2019) agrupando dados de velocidade do vento

para o Nordeste do Brasil observaram mesmo comportamento. O maior potencial eólico nacional é encontrado na região Nordeste, em função da complementaridade sazonal, com maior velocidade do vento no período de estiagem (Abe Eólica, 2022).

Figura 2 - Velocidade do vento média (a) insolação média anual (b) e temperatura média do ar (c) no semiárido brasileiro



Fonte: Elaborada pelo autor.

Os menores valores de velocidade do vento (u) são observados em uma faixa que vai do norte do Piauí até Minas Gerais, locais mais afastados do litoral. Segundo Amarante, Zack e Sá (2001) os locais próximos ao mar sofrem influência dos ventos alísios. Sobretudo como já observado, existem locais distantes do litoral que possuem valores médios elevados, logo, a distância do litoral não é o único fator que influencia a velocidade do vento.

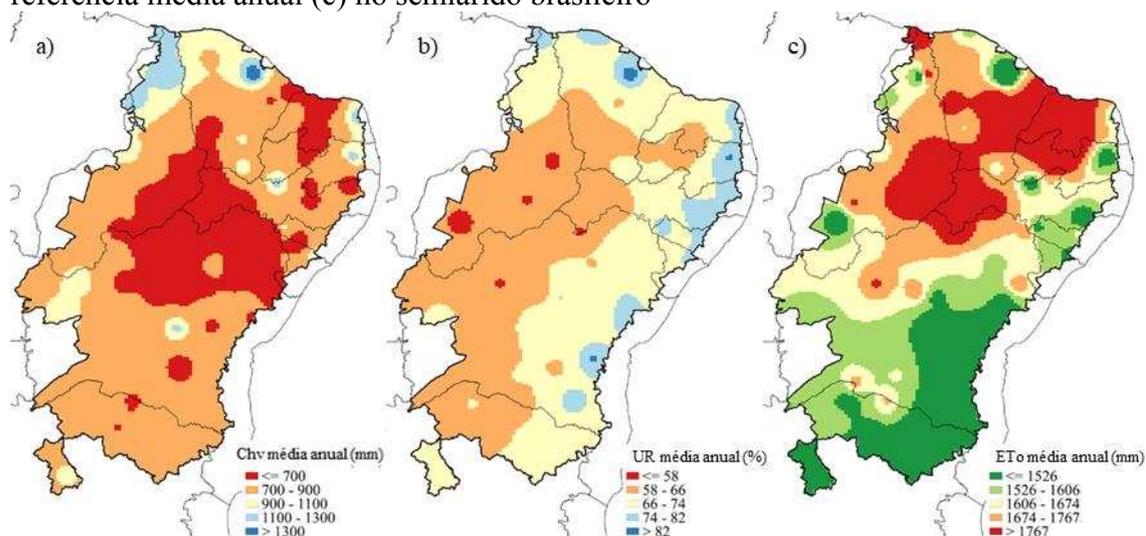
A insolação (n - número de horas com raios de sol), apesar de bastante variável em toda região nordeste, apresenta uma concentração com 30 locais com “ n ” variando de 2374 até 2644 horas ano^{-1} . Sobretudo no norte do Piauí, nas fronteiras dos estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba e parte da fronteira da Bahia com Piauí são observados predominância com os maiores valores de “ n ”. A espacialização da temperatura do ar média é similar ao número de horas do sol, nota-se, assim como observado com T_x e T_n , que as maiores temperaturas são observadas, em geral, na parte norte e nordeste da região, e as menores na parte sul, sudeste e leste.

No Brasil o céu fica encoberto de 24 a 52% do período diurno, com insolação maior de abril a janeiro na região nordeste, período do ano em que, de forma geral, as chuvas são mais escassas nessa área (Tubelis; Nascimento, 1988). Na Bahia é observada a maior área com os menores valores de “ n ”, pode se supor esse comportamento em função do seu maior período de

chuvas - novembro a março. A variação da chuva no Estado da Bahia, se estende de novembro a fevereiro, ainda, com picos de chuvas entre os meses de dezembro a março. Importante salientar que um maior período chuvoso anual não significa maiores valores de chuva ano⁻¹.

No semiárido brasileiro, os valores de chuva (média anual) variam de 414 mm ano⁻¹, em Petrolina – Pernambuco, até 1531 mm ano⁻¹, em Guaramiranga – Ceará, a chuva (Chv) média da região com os dados das estações do INMET aponta 788 mm ano⁻¹ (Figura 4a). O valor médio observado no presente trabalho está de acordo com Moscati e Gan (2007) e Moura *et al.* (2007), os autores informam precipitações médias anuais inferiores a 800 mm para o Nordeste, região com maior parte do semiárido brasileiro. Ainda, foi observado valor superior aos 600 mm ano⁻¹, informados por Marengo *et al.* (2011), como valor máximo da média de chuva para o semiárido.

Figura 3 - Chuva média anual (a) Umidade relativa do ar média (b) e evapotranspiração de referência média anual (c) no semiárido brasileiro



Fonte: Elaborada pelo autor.

A umidade relativa do ar no semiárido brasileiro varia de 53% em Bom Jesus do Piauí, até 86% em Guaramiranga - Ceará, com média de 68% (Figura 3). Macêdo (2016) agrupou a UR em cinco regiões homogêneas: i) acima de 76%; ii) entre 71 e 76%; iii) entre 67 e 71%; iv) entre 61 e 67%; e v) e menor que 61%. De forma geral, os maiores valores de UR são observados nos locais mais próximos ao litoral e com altitude elevada.

4.1.2 Variabilidade espacial e temporal no clima do semiárido

Como característica marcante do clima da região, existe uma variabilidade temporal e espacial das precipitações pluviométricas no Nordeste do Brasil, principalmente na região semiárida, em que a irregularidade temporal e espacial das chuvas constitui fator relevante, em especial para a agricultura de sequeiro, que só é possível com a manutenção da umidade do solo durante o período de cultivo. O Nordeste do Brasil apresenta acentuada variabilidade interanual, particularmente em relação à precipitação e à disponibilidade dos recursos hídricos, com anos extremamente secos e outros chuvosos. Segundo Kayano e Andreoli (2009), esta região é uma das principais na América do Sul, em que os sinais da variabilidade intrassazonal são mais evidentes.

4.1.3 Variabilidade sazonal e intrassazonal

A variabilidade no clima de uma região é moldada em função da posição geográfica, do relevo, da superfície do solo e dos sistemas de tempo atuantes na região. As circulações do verão austral nos trópicos são fortemente influenciadas pelas ondas estacionárias, principalmente na América do Sul, local que ocorre uma circulação quase-estacionária, em altos níveis. Trabalhando em conjunto com uma circulação, chamada de vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN). Esta circulação está relacionada às fontes de calor sobre o continente sul-americano e a outras de origem remota (Gandu; Silva Dias, 1998).

O mais importante sistema causador de chuvas na região é a zona de convergência intertropical (ZCIT), que representa o eixo do cavado equatorial, diretamente influenciadora das alterações no clima no Atlântico Norte e Sul. A ZCIT apresenta, no Atlântico, a convergência dos ventos alísios do Norte e Sul, com movimentos ascendentes, baixas pressões, nebulosidades e chuvas abundantes e segue, preferencialmente, as regiões em que a temperatura da superfície do mar TSM é mais elevada. observada no segundo semestre, entre os meses de setembro a dezembro. O período mais seco ocorre entre agosto e outubro, no sentido noroeste/sudeste. A máxima precipitação no semiárido normalmente ocorre entre fevereiro e abril, com influência da ZCIT quando posicionada mais ao sul neste período. Desta forma, é demonstrado que a ZCIT é o principal mecanismo dinâmico responsável pelas chuvas do semiárido entre fevereiro e maio. Os mínimos de chuva acontecem de junho a setembro (Marengo *et al.*, 2011).

4.1.4 Variabilidade interanual: El Niño Oscilação Sul ENOS e influência do Oceano Atlântico Tropical

Inúmeros são os fatores que contribuem para a alteração da precipitação sobre a América do Sul e áreas adjacentes como, por exemplo, a variabilidade da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Oceano Pacífico tropical e do Atlântico. Normalmente, as anomalias nas TSMs desses oceanos são correlacionadas com as alterações na circulação da atmosfera e, conseqüentemente, influenciando nas flutuações das quantidades e intensidades de chuva do Nordeste do Brasil. El Niño e La Niña são associados com períodos chuvosos abaixo da média. Historicamente a região nordeste apresenta períodos de secas importantes, bem como períodos com cheias. El Niño e La Niña são fenômenos caracterizados por possuir componente oceânica e atmosférica (oscilação sul) acopladas, ocorre sobre a região tropical do Oceano Pacífico e é um dos principais moduladores da variabilidade atmosférica interanual. Em se tratando da região semiárida do NEB, bem como no semiárido do estado do Ceará, fenômenos como La Nina tem sido associado com as estações chuvosas mais úmidas acima da média, bem como eventos El Niño tem sido associados com períodos chuvosos abaixo da média.

Segundo o Instituto Espacial de Pesquisas Espaciais - INPE (2021), a caracterização do ENOS é feita por meio do cálculo de índices, como o Índice de Oscilação Sul (IOS – calculado pela diferença de pressão entre duas regiões distintas: Taiti e Darwin) e os índices nomeados Niño [(Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4), que nada mais são do que as anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) médias em diferentes regiões do Pacífico Equatorial].

Silva *et al.* (2013) em pesquisa sobre essa influência, verificaram que os fenômenos El Niño e La Niña possuem efeito com a ocorrência de secas ou enchentes, correlação mais acentuada no período de 1982 até 1987. Mas ainda, é importante notar que a relação dos fenômenos continua não bem compreendida quando relacionada somente com a Chuva.

Sobretudo, essa relação ainda não é regra, pelo menos sem a identificação de alguns detalhes ainda a serem relacionados, no período classificado como seco no nordeste brasileiro (2010-2016), foi observado que o ano de 2012 existiu a ocorrência de La Niña. A explicação pode ser incluída na influência das anomalias TSM no Atlântico tropical e, a posição da Zona de Convergência Intertropical, o principal influenciador a precipitação no nordeste brasileiro (Marengo *et al.*, 2018).

4.2 Evapotranspiração

4.2.1 Evaporação

A evaporação (E_v) é um dos principais processos envolvidos no balanço hídrico e de transferência de calor em qualquer superfície, sendo um dos, se não o mais complexo de se mensurar e/ou estimar de forma satisfatória. É um processo responsável por transferir importantes quantidades de água e energia, por meio do fluxo de calor latente, para a atmosfera. A evaporação (E_v) era usada para se obter um valor de evapotranspiração, assunto principal do presente trabalho e terminologia que será comentada mais adiante. Quanto à sua estimativa, as equações propostas por Dalton têm sido utilizadas de forma convencional. Segundo Dalton (1802), a velocidade do vento e a umidade relativa são os principais elementos que influenciam a taxa de E_v (mm tempo^{-1}), sua Equação foi estabelecida por Livingston (1909):

$$E = c(a + bu)(e_s - e_a) \quad (1)$$

em que: e_s é pressão de vapor de saturação, kPa; e_a é a pressão de vapor real, kPa; u é a velocidade do vento (m s^{-1}), “b” e “c” são coeficientes empíricos.

A Equação 1 é simples e amplamente aceita. Com o passar do tempo foi ampliada e/ou modificada para a confecção de inúmeras equações baseadas nas ideias de Dalton (transferência de massa), por exemplo, por Fitzgerald (1886), Meyer (1915), Meyer (1926), Horton (1919). Essas modificações aumentaram a precisão de suas estimativas, entretanto, a principal parte da evaporação ainda não teria sido mensurada e não poderia, ainda, ser explicada claramente.

A pressão de vapor e a velocidade do vento influenciam os valores de E_v , mas não exclusivamente. O conceito de evaporação estendeu-se gradualmente a vários tipos de áreas de estudo, incluindo evaporação da superfície do solo, evaporação em superfícies de água e na transpiração das plantas, pois a transformação de água em vapor não ocorre somente em superfícies livre, de solo ou de água, mas também transpirada pelos diversos tipos de planta que cobrem o globo. Penman (1948) estudou a evaporação em mais de uma superfície (água, solo exposto e grama), incluindo o balanço de energia pela primeira vez e desenvolveu ainda mais os mecanismos da teoria de Dalton, deixando alguns conceitos de lado (Xiang *et al.*, 2020).

4.2.2 Evapotranspiração

A evapotranspiração (ET) é o processo em que a água é transferida para a atmosfera através da evaporação da água do solo e da superfície das plantas, em conjunto com a transpiração delas. Importante notar que se trata de processos físicos e biológicos, respectivamente (Allen *et al.*, 1998).

Evaporação e transpiração ocorrem de forma simultânea, sem que exista uma forma de distingui-las com facilidade. Fora a disponibilidade de água na sua parte superior, a evaporação de um solo cultivado é determinada principalmente pela fração da radiação solar que alcança sua superfície. Essa fração decresce ao longo do crescimento, com o aumento do índice de área foliar (IAF) – a cobertura vegetal começa cada vez mais a cobrir o solo – Nas fases iniciais da cultura a água é perdida predominantemente por evaporação do solo, mas uma vez que a cultura atinge seu desenvolvimento pleno, cobrindo uma maior parte de solo, a transpiração se torna o processo principal.

Assim, podemos particionar a ET em evaporação e transpiração, plotando em correspondência à área foliar por unidade de superfície do solo abaixo dela. Em sementeira quase 100% de ET vem de evaporação, enquanto em cobertura vegetal completa, mais de 90% de ET vem da transpiração (Allen *et al.*, 1998). Ou seja, quando a cultura está na fase inicial, a cobertura do solo é pequena e a água é perdida predominantemente pela evaporação (Pereira; Villa Nova; Sedyama, 1997).

A quantidade de água evapotranspirada depende principalmente do suprimento de água das plantas, do poder evaporante do ar e da disponibilidade de energia, sendo que esse último é a força motriz desse processo, de modo que a quantidade de água consumida por uma cultura varia com a extensão da área coberta pelo vegetal, com a demanda atmosférica e com as estações do ano (Pereira; Villa Nova; Sedyama, 1997).

Considerando uma área irrigada, a aplicação de água interfere no clima *in loco*, aumentando a umidade e resfriando, reduzindo as massas de ar que avançam de áreas não irrigadas para as áreas irrigadas, reduzindo o poder evaporativo do ar e por consequência a evapotranspiração (Allen; Pruitt, 1986).

4.2.3 Evapotranspiração potencial

Xiang *et al.* (2020) abordam que o desenvolvimento da terminologia evapotranspiração potencial (ETP) durou várias décadas. A evapotranspiração potencial (ETP)

representa a quantidade máxima de água que pode ser transferida para o ar, significando: a evaporação combinada da superfície do solo e transpiração das plantas, representando o transporte de água da terra de volta à atmosfera, o inverso da precipitação (Thornthwaite, 1948). É o valor máximo de evaporação que ocorre em condições ideais. O objetivo inicial dessa abordagem é o conhecimento se uma área qualquer está seca, partindo do índice de aridez, que relaciona a quantidade de água evaporada com a Chuva de uma dada região.

$$IA = \frac{P}{ETP} \quad (2)$$

em que: P é a Chuva (mm tempo⁻¹); o valor IA indica as classes climáticas, com valores maiores de 1,00 para úmido; entre 0,65 até 1,00 para subúmido; entre 0,50 e 0,65 para subúmido seco; de 0,20 até 0,50 para semiárido; de 0,05 até 0,20 para árido e menor que 0,05 para hiperárido.

Como comentado anteriormente, o meteorologista Howard Penman, no ano de 1948, forneceu uma nova Equação, até então, para o cálculo da evaporação (Xiang *et al.*, 2020). Os mesmos autores ainda afirmam que Penman não mencionou o termo “potencial”, ou até mesmo “evapotranspiração” – bem como outros cientistas da área como John Monteith e Charles Priestley – naquela metade de século. Xiang *et al.* (2020) afirmam ainda que em 1956 e 1963, Penman forneceu um novo conceito para discutir a água que a vegetação consumia – transpiração potencial – que é a taxa de perda de vapor de água de uma extensa cobertura verde que sombreia completamente o chão, sem restrições hídricas.

Anon (1956) definiu como “a taxa de perda de vapor de água de uma copa curta de grama sob as seguintes condições: cultivadas em uma superfície grande, durante um estágio ativo de crescimento, cobrindo completamente o solo, de altura homogênea, em estado ideal de umidade e de nutrição”. A Organização Meteorológica Mundial (OMM) (1963) definiu-a como “a quantidade de vapor de água que poderia ser emitida por uma superfície de água pura, por unidade de superfície e unidade tempo, nas condições atmosféricas existentes.”

Essas descrições, juntamente com um novo termo "evaporação potencial (EP)", foram semelhantes a definição concebida por Penman (1956, 1963), mas possuía requisitos mais específicos para vegetações. De alguma forma, o termo EP foi misturado com ETP, dado por Thornthwaite (1948) e utilizado assim daí em diante (Choudhury, 1997; Vorosmarty *et al.*, 1998; Donohue; Mcvicar; Roderick, 2010), de algum modo o conceito de evaporação potencial (EP) foi unificado ao de ETP. Apesar da Equação padronizada hoje pela FAO ser o modelo

Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998), obtida por autores que relutaram por usar o termo evapotranspiração, essa é a Equação base para estimar o fenômeno que tem como terminologia a ETP.

Para distinguir o termo ETP da evapotranspiração atual (ETa), foi notado que de início existiu uma confusão do conceito com a Equação a ser utilizada. Um termo específico, adequado para as descrições fornecidas acima, foi chamado de "evapotranspiração do potencial da lavoura", proposta por Jensen (1968) e definido como “a taxa de evapotranspiração para uma determinada safra em um dado estágio de crescimento, quando a água e outros fatores não são limitantes ao desenvolvimento restrito da planta.”

Essa definição considerou as limitações que poderiam influenciar a evapotranspiração, como a evaporação em condições de crescimento da superfície e da colheita. Como complemento à essa definição, diferenças entre várias culturas sob diferentes condições de cultivo foram fornecidos por Jensen (1968). Com intuito de estabelecer a relação entre ETP e a evapotranspiração da cultura (ETc), relacionando a ETP com o “coeficiente de cultura (Kc)” (Van Wijk; De Vries, 1954), que por sua vez seria melhor denominado como “coeficiente de cultivo”.

De fato, tanto pela descrição quanto pelo procedimento de cálculo, o conceito citado anteriormente é mais parecido com a pré-definição de evapotranspiração de referência (ETo). Essa é a primeira descrição do termo ETP em agronomia, que é obviamente diferente do significado de ETP cunhado por Thornthwaite (1948) e utilizado de forma mais generalizada. Por exemplo, Dingman (1992) fez uma descrição da ETP, a saber, “a taxa na qual a evapotranspiração ocorreria a partir de uma grande área completamente coberta com vegetação uniforme em pleno crescimento, que tem acesso a um suprimento ilimitado de água do solo, sem advecção e/ou efeitos de aquecimento.”

Aparentemente, essa descrição resume as condições ideais que podem permitir que a quantidade de água escape de uma colheita para atingir o máximo, em outras palavras, chega ao nível "potencial". Das diferentes descrições de ETP citadas acima, a semelhança dos conceitos surgidos após Penman (1956) cunharam o termo “transpiração potencial”. Todas eram descrições relacionadas à ETc e incluíam algumas limitações nas condições de crescimento das culturas ou nas superfícies de evaporação/transpiração.

4.2.4 Evapotranspiração de uma cultura de referência

O termo evapotranspiração de referência para culturas (ET_o) foi proposto a respeito das superfícies em que ocorre a evaporação, bem como outros fatores que podem influenciar a taxa de ET (Jensen, Wright e Pratt, 1971; Wright; Jensen, 1972; Jensen, 1974). Segundo a Organização das Nações Unidas para a Alimentação e a Agricultura (FAO) os estudos sobre as necessidades de água das culturas definem a ET_o como “a taxa de evapotranspiração de uma extensa superfície, com cobertura de grama verde uniforme, com uma altura variando de 0,08 a 0,15 m; crescendo ativamente, sombreando completamente a superfície de um solo úmido” (Doorenbos; Pruitt, 1977). Grama e alfafa foram inicialmente selecionadas como culturas de referência curtas e altas, embora outras gramíneas diferentes possam ser consideradas, como azevém ou festuca (Marsh *et al.*, 1980; Biran *et al.*, 1981; Frank, 1981; Beard, 1985; Snyder *et al.*, 1987).

Sobre a cultura da alfafa, essa se apresenta como um cultivo complexo em alguns climas tropicais ou regiões com temperaturas severamente frias do inverno, sendo difícil definir uma cultivar específica que cresça efetivamente em todo o mundo, dificultando assim considerá-la de referência (Allen *et al.*, 1989). Allen *et al.* (1994) relatam que a razão entre a ET_c da alfafa e a da de grama é de 1,37; portanto, a precisão dos cálculos de ET_o necessitam ser relacionadas aos tipos de culturas consideradas de referências. Além da variedade de culturas, a situação da cultura também é importante para a determinação da ET_c. Por exemplo, a altura da vegetação ao redor de um lisímetro deve ser idêntica à de a vegetação no lisímetro (Van Bavel *et al.*, 1963; Perrier; Archer; Pablos, 1974; Meyer *et al.*, 1990; Allen; Pruitt, 1991; Pruitt, 1991).

Posto isso, considera-se inadequado selecionar uma vegetação natural como uma cultura de referência. Allen *et al.* (1994) sugeriram uma nova definição de ET_o que utilizasse um valor constante de resistência superficial, sugestão que poderia evitar as variações causadas pelas flutuações dos elementos climáticos relevantes para o cálculo da ET_o, que se contrapunham em muitas situações.

O pensamento de uma altura e de uma resistência da superfície constante se mostrou como um conceito que pode não representar a realidade em todos os regimes climáticos, como por exemplo, solos secos resultantes de irrigações não frequentes apresentam resistência diferente de quando úmidos (Allen *et al.*, 1998). Posteriormente a FAO adotou esse conceito ET_o formalmente no Boletim de Irrigação e Drenagem N° 56 da FAO (Allen *et al.*, 1998) e descreveu a nova definição claramente como “a taxa de evapotranspiração de uma cultura hipotética com uma altura de colheita de 0,12 m e uma e resistência da superfície ao transporte de vapor d’água igual a 70 s m⁻¹ e um albedo 0,23; que se assemelharia à evapotranspiração de

uma extensa superfície de cobertura de grama verde de altura uniforme, crescendo ativamente, sombreando o chão completamente, com solo úmido".

Obviamente, a definição de ETo é mais clara e mais específica do que ETP, já que distinguir ET de plantas de uma grande região é um dos principais objetivos do ETo. Com restrições especiais e ideais na Equação de estimativa, é conveniente estimar a quantidade de água que evapora das superfícies das culturas e da vegetação (ETc), resolver problemas de necessidade de água e fornecer um planejamento de irrigação útil, com informações para agrônomos e agricultores.

4.3 Fatores que afetam a evapotranspiração

4.3.1 Radiação solar

A radiação solar é a fonte mais importante de energia no planeta, que transforma grandes quantidades de água no estado líquido para o gasoso. O montante potencial de radiação que pode atingir a superfície de evaporação é determinado por sua localização (latitude e longitude) e época do ano (inclinação relativa da Terra – Sol). A radiação solar real que atinge a superfície de evaporação depende da turbidez da atmosfera e da presença de nuvens que refletem e absorvem quantidades substanciais de radiação. Devendo ser considerado que nem toda a energia disponível é utilizada para evaporar água, parte da energia solar, é utilizada para aquecer o ar e o solo (Allen *et al.*, 1998).

Porém, apesar de ter grande importância nos processos evapotranspirativo, a quantidade de estações que medem tal dado meteorológico ainda é pequena quando comparado a dados de temperatura do ar e precipitação. Assim torna-se necessário, ainda, estimar a radiação através de modelos empíricos baseados em elementos meteorológicos mais comumente medidos como é o caso da temperatura do ar ou insolação. Por exemplo na falta da medição de radiação, a mesma pode ser estimada através da fórmula de Angström, utilizando a razão de insolação (duração máxima possível e duração real medida de luz do sol) com a radiação extraterrestre (Allen *et al.*, 1998; Thornton; Running, 1999; Meza; Varas, 2000; Liu; Scott, 2001).

Hargreaves e Samani (1982) buscando estimar a ETo utilizando apenas dados de temperatura do ar desenvolveram um modelo de estimativa de radiação solar (Rs), que é determinada pela diferença da temperatura do ar diária, radiação extraterrestre (Ra) e um coeficiente de ajuste (Kr). De forma geral, a cobertura das nuvens influencia na amplitude

térmica diária e pode ser utilizada como um indicador da fração de radiação extraterrestre que chega à atmosfera.

4.3.2 Temperatura do ar

Por ser um elemento mais simples de se quantificar, do que a radiação, a temperatura se torna elemento de grande importância pelo fato de estar disponível na maioria das estações meteorológicas, podendo ser utilizado na ausência de dados de radiação solar como indicativo de quantidade de energia no sistema estudado. A radiação absorvida pela atmosfera eleva a temperatura do ar, ocasionando assim aumento da taxa de evapotranspiração (Allen *et al.*, 1998).

A temperatura do ar é o elemento de maior influência direta e significativa sobre muitos processos fisiológicos das plantas, estando relacionada com o desenvolvimento e crescimento das plantas devido ao seu efeito na velocidade das reações químicas e dos processos internos de transporte (Pereira; Angelocci; Sentelhas, 2002), potencializando a transpiração das plantas. Segundo Sutcliffe, (1980), o principal efeito da temperatura sobre a transpiração é através do efeito provocado sobre as condições dos estômatos, seja diretamente, ou influenciando a concentração de CO₂. Os movimentos dos estômatos são lentos a baixas temperaturas e ocorrem mais rapidamente à medida que a temperatura aumenta.

A temperatura do ar é necessária no método de Penman-Monteith FAO 56 para a realização do cálculo de pressão de vapor de saturação e da declividade da curva de pressão de vapor de saturação (Allen *et al.*, 1998). Para a Equação de Hargreaves e Samani (1985), a amplitude térmica é utilizada para aproximação da radiação solar incidente, quanto menor a amplitude da temperatura do ar, teoricamente, maior será a cobertura do céu pelas nuvens, e assim, menor a radiação que chega até a superfície terrestre.

4.3.3 Umidade relativa do ar

Embora a energia solar seja a força motriz que leva a evaporação da água, a diferença entre a pressão de vapor de água na superfície evapotranspirada e o ar circundante é o fator determinante para a remoção de vapor. Plantações bem irrigadas, em regiões secas e áridas, consomem grandes quantidades de água, devido à grande disponibilidade de energia, que potencializa a retirada do vapor atmosférico. Porém, em regiões tropicais úmidas, mesmo contendo elevada energia solar, a alta umidade reduz a demanda de água pela atmosfera

(evapotranspiração). Neste último caso, o ar está próximo da saturação, assim, a taxa de evapotranspiração é menor do que em regiões áridas (Allen *et al.*, 1998).

A pressão de vapor é um parâmetro importante na estimativa da ETo, indica a capacidade de evaporação do ar e é dado pela diferença entre a pressão de vapor de saturação e pressão parcial de vapor (Pereira; Angelocci; Sentelhas, 2002).

Segundo Pereira, Villa Nova e Sedyama (1997), a melhor estimativa da média diária é aquela que utiliza dados de temperatura do bulbo seco e do bulbo úmido, durante o período de 24 horas, permitindo o cálculo de valores médios de déficit de pressão de vapor e em escala horária.

Na utilização de uma Equação combinada como a de Penman-Monteith, vários métodos de cálculo do déficit de pressão de vapor podem ser utilizados, porém, segundo Jensen, Burman e Allen (1990), cada método utilizado pode afetar significativamente a magnitude do termo aerodinâmico, ou seja, a sensibilidade do elemento umidade relativa do ar (UR) na estimativa da ETo pode ser diferente em cada modelo de estimativa.

Tetens e Murray, apresentaram uma Equação conveniente de cálculo da pressão de vapor saturado, com temperatura média em graus centígrados, que é utilizada até os dias atuais (Oliveira; Carvalho, 1998). Lima Junior *et al.* (2020) ajustaram essa Equação para estimativa da UR em toda região com clima semiárido no Brasil, melhorando substancialmente as estimativas em médias mensais.

A diferença entre a pressão de vapor saturado e a atual, é definido como o déficit de pressão de vapor, ou seja, a quantidade de vapor necessária para saturar certa quantidade de volume de ar, tal valor indica a capacidade evaporativa do ar (Allen *et al.*, 1998).

A FAO em seu manual 56 aconselha utilizar apenas cinco métodos de cálculo, em todos eles a pressão de saturação de vapor é calculada como a média da pressão de vapor saturado da temperatura máxima e mínima. Entretanto, a pressão parcial de vapor pode ser obtida a partir da: temperatura do ponto de orvalho, temperatura do bulbo seco e molhado, umidade relativa máxima e mínima, umidade relativa máxima somente e umidade relativa média, porém, este último é o menos indicado em relação aos outros modos que utilizam umidade relativa.

4.3.4 Velocidade do vento

Ligado a quantidade de vapor na atmosfera (umidade relativa do ar) o processo de remoção de vapor é altamente dependente da velocidade do vento que transfere grandes

quantidades de massas de ar na superfície de evaporação. Com a evaporação da água o ar sobre a superfície evaporante fica saturado, se este ar não for substituído gradualmente por um ar mais seco, a remoção de vapor diminui ocasionando em uma diminuição da taxa de evapotranspiração.

A evapotranspiração em áreas vegetadas circundadas por áreas secas é maior nas bordas dessa área e diminui com a distância à medida que o vento avança na área úmida (Pereira; Villa Nova; Sediya, 1997).

Segundo Hargreaves (1994) as interações do vento com a temperatura, umidade relativa e déficit de pressão de vapor são difíceis de serem estimados por equações quando o dado relacionado ao vento foi perdido e/ou não realizado em uma estação meteorológica. Dessa forma no caso de falta de dados de velocidade do vento uma alternativa seria o uso de dados de uma estação próxima. Allen *et al.* (1998) recomendam que a importação de dados de velocidade do vento de outras estações pode ser feita se o clima regional, tendências na variação de outros elementos meteorológicos e o relevo foram semelhantes. De forma geral, velocidade do vento elevada é frequentemente associada com menores umidades relativas do ar, e ventos leves são comuns com umidade relativa alta, assim tendências na variação das umidades relativas diárias máximas e mínimas devem ser semelhantes em ambos os locais.

4.4 Principais métodos de estimativas de ETo

Segundo Jensen, Burman e Allen (1990), as teorias aplicadas na determinação das equações de ETo dividem-se em quatro grupos: método da radiação, que usa equações empíricas envolvendo a radiação solar global ou saldo de radiação colocar algumas equações; método da temperatura, envolvendo equações bastante difundidas como Thornthwaite, Blaney-Criddle e Hargreaves e Samani; o método do tanque evaporimétrico, onde podemos citar o tanque classe A; e o método combinando do balanço aerodinâmico radiativo, que envolve a Equação de Penman (1948) e suas modificações (Jensen, Burman e Allen, 1990; Xiang *et al.*, 2020).

4.4.1 Penman-Monteith FAO 56

Equações combinadas para a ETo têm sido aplicadas extensivamente em diferentes partes do mundo, quando os dados geológicos e climáticos necessários estiverem disponíveis. Destes, a Equação ETo^{PM} FAO 56 foi considerada a mais precisa para estimar a ETo em escalas horárias, diárias ou mensais e foi recomendado como método padrão pela FAO.

Valiantzas (2013) contribuiu significativamente para o processo de modificação, simplificando a Equação de Penman (1963) calculando indiretamente os termos de radiação e aerodinâmica utilizando o método padrão, partindo de um procedimento de cálculo recomendado pela Shuttleworth e Maidment (1993) e Allen *et al.* (1998), ainda, utilizando calibrações com dados meteorológicos obtidos do banco de dados global CLIMWAT (Smith, 1993). As equações propostas por Valiantzas (2013) geralmente obtiveram desempenhos satisfatórios (Ahooghalandari; Khiadani; Jahromi, 2017; Djaman *et al.*, 2017). A Equação ET_o^{PM} FAO 56 (Allen *et al.*, 1998) é uma modificação da Equação de Monteith (1965). Esse modelo tem sido amplamente utilizado para muitos propósitos, devido a uma forte base teórica (Allen *et al.*, 1994). Utilizada principalmente como o método padrão para comparações contra várias outras equações de estimativa de ET_o .

Por exemplo, Li *et al.* (2018) compararam 13 equações ET_o/ETP de 4 tipos diferentes em relação à Equação ET_o^{PM} FAO 56, e descobriu que, quando os conjuntos climáticos abrangentes estavam disponíveis, o modelo de Valiantzas foi a melhor opção, pois possuía um procedimento de computação que correlacionou-se bem com o ET_o^{PM} FAO 56. Ahmad e Choi (2018), Koudahe, Djaman e Adewumi (2018) e Mokhtari, Noory e Vazifiedoust (2018) consideraram que o termo radiação foi o principal fator que influencia na precisão da estimativa, seguido pela temperatura e velocidade do vento, portanto, alternativas para o ET_o^{PM} FAO 56 que exigem poucos dados climáticos são importantes em algumas regiões em que os dados climáticos são insuficientes. A Equação ASCE PM (Allen *et al.*, 2005) incluiu a alfafa como outra cultura de referência e propôs dois coeficientes C_n e C_d (para tipo de referência e etapa do tempo de cálculo, respectivamente) para distinguir alfafa e grama. Djaman *et al.* (2018) analisaram a relação ET_o com base na alfafa e ET_o baseada na grama.

Em condições semiáridas na Espanha com dados lisimétricos, a média dos valores estimados pelo ET_o^{PM} FAO 56 foram iguais aos valores médios medidos, já os valores médios estimados pela Equação ASCE PM foram 4% maiores ($0,45 \text{ mm h}^{-1}$) do que a média obtida em lisímetros, com uma regressão linear partindo de análise de erros indicaram que a concordância entre os dois métodos de estimativa e o lisímetro foram bastante próximas. Gavilán, Estévez e Berengena (2008) comparado as equações ASCE e ET_o^{PM} FAO 56 em 31 estações meteorológicas, com dados horários e diários na Andaluzia, sul da Espanha, descobriram que as diferenças entre as duas estimativas foram maiores quando a demanda evapotranspirativa aumenta, e os resultados da Equação ET_o^{PM} FAO 56 foram de 6% menores do que os da Equação ASCE PM, para ET_o por dados horários. A adEquação de cada Equação dependia das condições específicas, o que implicava que os mesmos resultados para equações podem não ser

obtidos em diferentes estudos, e diferentes conclusões podem ser obtidas em condições semelhantes.

De forma geral, o modelo da ASCE e a Equação ET_o^{PM} FAO 56 são aceitas como metodologias padronizadas (Djaman *et al.*, 2018; Gurski, Jerszurki e Souza, 2018). É necessário salientar que várias equações de ETP foram comparadas com a Equação ET_o^{PM} FAO 56. Por exemplo, Trajkovic e Kolakovic (2009) compararam Hargreaves e Samani (1985), Thornthwaite (1948), Turc (1961), Priestley e Taylor (1972) e equações de Jensen e Haise (1963) sob condições climáticas úmidas. Zarch, Sivakumar e Sharma (2015) compararam Thornthwaite (1948), Penman (1948), Blaney e Criddle (1950), Makkink (1957), Turc (1961), Jensen e Haise (1963), Priestley e Taylor (1972) e Hargreaves e Samani (1985) em condições climáticas áridas. Entre várias equações, apenas a Equação de Hargreaves e Samani (1985) seria um modelo de estimativa de ET_o . Existem mais trabalhos que compararam as equações ET_o e ETP, reforçando assim a importância que as pesquisas que compararam esses dois itens na frequência de trabalhos sobre ET (Winter; Rosenberry; Sturrock, 1995; Xing *et al.*, 2008; Sabziparvar; Tabari, 2010; Poyen; Ghosh; Palashkundu, 2016).

Após diversos trabalhos que corroboraram com a solidez dos resultados da Equação ET_o^{PM} FAO 56, como já comentado anteriormente, a organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura (FAO) propôs em seu manual 56 a padronização desse modelo físico combinado, para a estimativa da ET_o (Allen *et al.*, 1998). Sua utilização requer os principais elementos climáticos que influenciam a ET_o : temperatura máxima e mínima do ar, radiação solar global, umidade relativa do ar e velocidade do vento, tal exigência de dados torna exequível a estimativa de ET_o em períodos horários a mensais.

A Equação de Penman-Monteith mostra bons resultados na maioria dos locais em que é utilizada, porém, possui a desvantagem de necessitar de muitos elementos climáticos que em determinados locais não são medidos ou apresentam falha nas medições em função principalmente da manutenção dos equipamentos (Fernandes *et al.*, 2012).

Segundo Sedyama (1996) o método ET_o^{PM} FAO 56 é estruturado com base em conceitos físicos e utiliza informações meteorológicas padronizadas, com isso apresenta vantagem em relação aos demais métodos de estimativa da evapotranspiração de referência, pois, agrega os aspectos aerodinâmicos e termodinâmicos como também inclui a resistência ao fluxo de calor sensível, vapor d'água no ar e a resistência da superfície da planta a transferência de vapor d'água.

4.4.2 Métodos empíricos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o)

Existem, segundo Fernandes *et al.* (2010) quatro tipos de métodos empíricos, que são os baseados em dados de temperatura do ar, em combinações de temperatura do ar e radiação incidente, em combinações de temperatura do ar e pressão de vapor e métodos baseados em dados de evaporação.

Baier e Robertson (1965) propondo um modelo para o clima da Normandia – França confeccionaram um método que consiste em uma análise de regressão linear múltipla, e utiliza apenas dados de temperatura do ar. Já Benavides e Lopez desenvolveram um modelo que utiliza dados de umidade relativa do ar e temperatura média para condições climáticas da Venezuela e Angola no ano de 1971. Tendo como base os resultados do método de Thornthwaite, Camargo (1971) propôs um método mais simples e de eficiência similar ao de Thornthwaite, utilizando apenas dados de temperatura do ar, radiação solar extraterrestre, e um fator “k” que tem relação com a temperatura média anual.

Kharrufa (1985) propôs um modelo de estimativa da ET_o baseado na correlação entre a razão da evapotranspiração e a porcentagem total de insolação e a temperatura do ar. Linacre (1977) desenvolveu para as condições climáticas da Austrália um modelo de estimativa da ET_o baseado em uma simplificação da metodologia de Penman-Monteith, a estimativa da evapotranspiração de referência tem como base dados de temperatura do ar e em função da latitude e longitude do local, consideraram um albedo de 0,25. Oudin *et al.* (2005) modificou a Equação original de Romanenko para algumas regiões dos Estados Unidos, calibrando o parâmetro de valor 0,0018 para um valor de 4,5. Schendel (1967) desenvolveu um modelo que tem a relação da temperatura média e a umidade relativa do ar para a bacia hidrográfica do rio Eider que possui área de 70.000 hectares na região de Schleswig-Holstein na Alemanha.

Valipour (2014a) em estudo realizado em 181 estações distribuídas em 31 províncias de clima árido e semiárido no Irã, analisou 11 modelos de estimativa da ET_o baseados em temperatura, e em comparação com o modelo padrão ET_o^{PM} FAO 56 observou que o proposto por Hargreaves e Samani foi o mais adequado em 25 das 31 províncias analisadas.

Djaman *et al.* (2015) analisando 16 equações de estimativa da ET_o para as condições semiáridas de Ndiaye e Fanaye em Sahel no Senegal, região na qual a chuva anual é em média 300 mm e que grande quantidade da água é destinada ao cultivo do arroz, mostrou que os modelos baseados em temperatura de Hargreaves, Hargreaves modificado e Ravazzani se sobressaíram bem em relação aos demais. Já os modelos de Makkink-Hansen, Oudin e Turc

foram os menos adequados para a região. Em Fanaye os modelos de Romenenko e Schendel, cujos parâmetro de entrada são a temperatura do ar e a umidade relativa do ar apresentaram estimativas mais próximas do padrão.

Analisando 12 métodos de estimativa de ETo na Espanha, Vicente-Serrano *et al.* (2015) afirmaram que mesmo utilizando métodos complexos os modelos baseados em temperatura mostraram os melhores resultados destacando-se a Equação de Hargreaves tanto na escala anual como na mensal. Porém, os autores recomendam certo cuidado no uso de métodos baseados em temperatura, pois, o cenário atual de aquecimento global pode levar a estimativas errôneas da ETo.

Já Cavalcante Junior *et al.* (2011) em estudo realizado em Mossoró - RN, para o período seco encontrou resultados insatisfatórios utilizando os métodos baseados em temperatura propostos por Hamon (1961) e Camargo (1971). Analisando os mesmos métodos citados anteriormente, Fanaya Junior *et al.* (2012) obtiveram resultados sofríveis para a cidade de Aquidauana - MS corroborando com o autor citado anteriormente, de que a utilização de tais métodos não se adequaram as características do local estudado.

Borges e Mendiondo (2007) obtiveram resultados satisfatórios utilizando os modelos de Camargo (1971) e Hargreaves e Samani (1985) para as condições climáticas da cidade de Jacupiranga no estado de São Paulo, no referido estudo os autores também avaliaram o desempenho dos modelos de Hamon (1961) e Kharrufa (1985) que apresentaram estimativas insatisfatórias com erros de super e subestimativas da ETo, respectivamente.

4.4.3 Método de Hargreaves e Samani

Segundo Hargreaves e Allen (2003) em um artigo que aborda a história e a evolução da Equação de Hargreaves e Samani (1985), durante as décadas de 1960 e 1970 existiram diversas tentativas de se estimar a evapotranspiração se baseando na evaporação, medida ou estimada, modificando o método de Blaney e Criddle (1945) e/ou com versões simplificadas da metodologia de Christiansen (1968):

$$ET_o = 0,385 R_s CT CH CW \quad (3)$$

em que: R_s é a radiação solar, CT , CH e CW são coeficientes relacionados a temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento.

Em 1975, observando a evapotranspiração de um solo com grama em um lisímetro de precisão durante oito anos em Davis, Califórnia. Hargreaves (1975) obtiveram dados de evapotranspiração em uma superfície de grama e foram gravadas em cartões de computador, os dados representaram a ETo para uma superfície de grama cortada entre 0,08 e 0,15 m de altura e foram coletados durante todos os meses do ano ($n = 2.901$ dias).

As regressões foram realizadas utilizando a ET medida correlacionando com dados meteorológicos e comparando com vários métodos de estimativa de ET. Em uma escala temporal de 5 dias, o produto da temperatura em graus Fahrenheit (TF) pela Radiação solar (R_s) estimou 94% da variância da ET medida. A Equação posteriormente publicada por Hargreaves (1975) é:

$$ET_o = 0,0075 R_s TF \quad (4)$$

ETo e R_s estão na Equação anterior nas mesmas unidades de evaporação da água (mm ou MJ dia⁻¹, por exemplo). Para temperatura em graus Celsius (TC) a Equação é escrita:

$$ET_o = 0,0135 R_s (TC + 17,8) \quad (5)$$

Em uma análise de dados climáticos em Davis, Califórnia em conjunto com uma revisão de literatura resultou na conclusão de Hargreaves (1977), a R_s pode ser estimada a partir de radiação extraterrestre (R_a) e o porcentagem de sol possível (S) semelhante à abordagem de Angstrom (1924). S representa o produto das horas de sol medida pelo número de horas de sol possíveis. A Equação com R_s e R_a nas mesmas unidades (Hargreaves, 1977) é:

$$R_s = 0,075 R_a S^{0,5} \quad (6)$$

A Equação 5 foi desenvolvida para uso principalmente com dados climáticos mensais e para avaliar sistemas de sequeiro. Hargreaves e Samani (1986) usando dados de R_s , obtidos por Lof, Duffie e Smith (1966) e dados climáticos fornecidos pelo Serviço Nacional de Meteorologia para comparar várias probabilidades de precipitação pluviométrica com ETo calculado por essa Equação (Hargreaves; Samani, 1986).

Wu (1997) comparando a Equação 5 com Penman (1963), Jensen e Haise (1963) e Priestley e Taylor (1972) para estimativa da ETo com dados diários usando dados coletados ao longo de um período de três anos na estação de pesquisa em Waimenalo no Havaí, para um

período de sete dias (ou mais) foram obtidas excelentes correlações de estimativa de ETo. Wu concluiu que a Equação (5) pode ser utilizada para estimar a ETo com a maior precisão possível no Havaí, utilizando médias de temperatura, concluindo que essa Equação com quantidade de dados reduzidas foram suficientes para uso no gerenciamento hídrico e manejo de irrigação.

4.4.4 Equação Hargreaves e Samani (1985)

Em uma comparação no início de 1980, com dados de insolação e de temperatura do ar, de estações meteorológicas dos EUA, bem como de outros países, indicaram que os valores de S eram em média cerca de cinco vezes os da amplitude térmica diária (TR) em graus Celsius ($TR = T_x - T_n$), onde T_x é a média temperatura máxima diária e T_n é a média da temperatura mínima diária). Hargreaves (1981) e Hargreaves e Samani (1982) propôs a Equação preditiva:

$$R_s = K_{rs} R_a TR^{0,5} \quad (7)$$

em que o K_{rs} é um coeficiente empírico que ajusta aos dados R_s/R_a versus TR. Em geral, os valores de K_{rs} aumentam ligeiramente com o aumento da temperatura. Hargreaves (1983) encontrou um valor de 0,16 utilizando dados de uma Bacia do Rio Senegal.

Combinando equações 5 e 7 e utilizando $K_{rs} = 0,16$; Hargreaves (1983) e Hargreaves *et al.* (1985) obtiveram a Equação:

$$ETo = 0,0022 R_a (TC + 17,8) TR^{0,5} \quad (8)$$

No entanto, para meses de pico de demanda, Hargreaves e Samani (1985) recomendou que o coeficiente fosse aumentado para 0,0023. Este ajuste resultou na chamada Equação de Hargreaves e Samani (1985):

$$ETo = 0,0023 R_a (TC + 17,8) TR^{0,5} \quad (9)$$

O método Hargreaves e Samani (1985) (ETo^{HS}) é frequentemente usado para fornecer estimativas de ETo para períodos semanais ou mais longos, utilizando em planejamento regional, estudos de operação de reservatórios, projeto de canais, manejo de irrigação e/ou drenagem, potencial para produção agrícola de sequeiro. O principal atrativo para esse método é a sua simplicidade, confiabilidade, quantidade reduzida de dados, e facilidade de computação. A Equação 9 foi e tem sido amplamente utilizada nos EUA para estimativas da ETo em situações de falta de dados, por exemplo, quando apenas dados de temperatura do ar estão disponíveis (Hargreaves; Allen, 2003).

Vários estudos compararam a Equação ETo^{HS} com ETo medido ou estimada por outra metodologia. Jensen, Burman e Allen (1990) avaliou 20 métodos ET de referência e

comparou com medições de lisímetro em 11 locais. O modelo ET_{OHS} foi classificado como o mais eficiente dentre todos os métodos que exigiam apenas dados de temperatura do ar, com valores de erro padrão da estimativa de $0,9 \text{ mm dia}^{-1}$, comparado com os dados mensais do lisímetro.

4.5 Parametrização e modificação de calibrações

A medição da evapotranspiração de referência utilizando lisímetros se apresenta inviável na maioria das vezes, em função dos altos custos e dificuldades no manejo. Como alternativa, modelos empíricos para estimar a ET_o foram desenvolvidos para diferentes localidades e metodologias. Embora muitos modelos tenham sido propostos, não há um consenso único para uma dada Equação em um determinado clima. Assim, essas equações requerem uma calibração local (Raziei; Pereira, 2013; Jensen; Allen, 2016). Visto a alta dificuldade da medição da ET_o , e da elevada complexidade da utilização do modelo padrão ET_o^{PM} FAO 56, é necessário otimizar por meio de ajuste, os modelos mais simples de estimativa de evapotranspiração.

A utilização de um método padrão para desenvolver ou calibrar uma Equação para calcular ET_o é necessária quando as medições da mesma não estão disponíveis (Allen *et al.*, 1994). Irmak *et al.* (2003) cita vantagens bastante significativas na calibração, bem como salienta erros nas estimativas de ET_o em lisímetros mal calibrados, que podem ser bem maiores do que erros causados por más condições meteorológicas e cálculos feitos a partir de dados de estações automáticas e/ou convencionais, além de que requisitos para instalação de lisímetros de medição de ET_o são muito exigentes, afirmando assim a superioridade da calibração feita com base no modelo de ET_o^{PM} FAO 56 quando comparada com os ajustes baseados em medidas lisimétricas. O uso de uma Equação para calibrar ou validar outra Equação não é recente e muitos autores têm utilizado e recomendado este procedimento (Allen *et al.*, 1998; Irmak *et al.*, 2003; Arraes *et al.*, 2016; Lima Junior *et al.*, 2016; Feng *et al.*, 2017; Aguilera, 2018; Srivastava *et al.*, 2018).

Fernandes *et al.* (2012) calibrou os coeficientes do modelo de ET_o^{HS} para o estado de Goiás, utilizando elementos climáticos de dez estações meteorológicas automáticas. Borges e Mediondo (2007), para as condições de São Paulo observaram que a calibração do coeficiente empírico de Hargreaves para o período chuvoso e o período seco, forneceram estimativas da evapotranspiração de referência mais precisas. Trabalhando nas condições de deserto e com catorze anos de dados de estações sinóticas de províncias do sul do Iran, Fooladmand e

Haghighat (2007) também ajustaram o valor do coeficiente empírico do modelo de ET_{OHS} . Arraes *et al.* (2016) e Lima Junior *et al.* (2016) ajustaram os parâmetros empíricos da Equação ET_{OHS} para os estados de Pernambuco e Ceará, respectivamente.

Em uma região semiárida do Irã (Sepaskhah; Razzaghi, 2009), na Califórnia e na Bolívia (Shahidian *et al.*, 2013) encontraram valores bastante satisfatórios na correlação entre os modelos de Penman-Monteith e Hargreaves e Samani, com o parâmetro de radiação (Kt) calibrado localmente. No nordeste da Espanha em estudos semelhantes o valor do coeficiente que é originalmente de 0,0023 oscila, em calibrações feitas com dados retirados de oito estações meteorológicas automáticas e uma convencional (Martinez-Cob; Tejero-Juste, 2004).

Ravazzani *et al.* (2012) buscaram modificar a Equação de Hargreaves-Samani para estimar a evapotranspiração em regiões alpinas, foram utilizadas 51 estações meteorológicas localizadas na Itália e na Suíça. De acordo com os autores nos locais estudados, ET_{OHS} tende a superestimar a evapotranspiração em locais de baixa altitude e subestimá-la em altitudes mais elevadas, sugerindo que uma possível solução para melhorar o desempenho do modelo na estimativa da evapotranspiração seria um ajuste relacionado a altitude do local.

A Equação de ET_{OHS} , foi modificada várias vezes utilizando dados de lisímetro, por exemplo, por Droogers e Allen (2002), Trajkovic (2007), Ravazzani *et al.* (2012), Tabari e Talae (2011a), Berti *et al.* (2014), Dorji, Olesen e Seidenkrantz (2016), Feng *et al.* (2017), Lobit, López Pérez e Lhomme (2017) e Tang *et al.* (2019). Sobretudo, as adaptações no modelo de ET_{OHS} não foram suficientes para torná-la independente de calibração regional de seus parâmetros. Nos casos em que a temperatura é baixa, o modelo de ET_{OHS} superestima a ET_o , e em casos em que as características da região não se assemelham com a que seus parâmetros foram calibrados originalmente, a estimativa é bastante equivocada (Bautista; Bautista; Delgado-Carranza, 2009; Sabziparvar; Tabari, 2010; Tabari; Talae, 2011b; Fernandes *et al.*, 2012; Shahidian *et al.*, 2013).

Como mais uma alternativa para reduzir os erros da ET_{OHS} , pode-se especular sobre a inserção de mais elementos meteorológicos nessa metodologia. Jensen *et al.* (1997) sugerem investigar uma forma viável de corrigir os erros da ET_{OHS} com a inserção da velocidade do vento. Jerszurki, Souza e Silva (2019), analisando a sensibilidade dos elementos meteorológicos na estimativa da ET_o , confirmaram que o déficit de pressão de vapor do ar é uma das variáveis climáticas mais importantes no cálculo da ET_o para o Brasil, fomentando a potencialidade da adição do elemento umidade relativa do ar (UR) na utilização da ET_{OHS} .

Tentativas de inclusão da UR para correção da Equação da ET_{OHS} já foram realizadas, entretanto verificou-se nesses locais que apenas 9% da ET_o eram explicados por

essa variável, assim esse termo foi deixado de lado (Hargreaves; Allen, 2003), priorizando a simplicidade da Equação, afirmando que o impacto das melhorias nas estimativas seria insuficiente para fomentar a inclusão de mais um elemento.

4.6 Sensibilidade das equações de estimativa de ETo

O conhecimento da influência das perturbações associadas a uma ou mais variáveis climáticas é importante, por fornecer um melhor entendimento das conexões entre as condições climáticas e a variabilidade da ETo, e entre disponibilidade de dados e a precisão de sua estimativa (Gong *et al.*, 2006; Li *et al.*, 2017; She; Xia; Zhang, 2017). Os resultados das análises de sensibilidade permitem observar quais elementos necessitam de maior ou menor precisão de medição e/ou estimativa. Várias pesquisas sobre a sensibilidade da ETo foram feitas para determinar a variação observada na ETo em resposta a uma variação conhecida em uma das variáveis climáticas (Tabari; Talaei, 2014; Vicente-Serrano *et al.*, 2015; Araújo *et al.*, 2017; Paparrizos; Maris; Matzarakis, 2017).

Como já comentado, dentre os vários métodos de estimativa da ETo, o modelo de ETo^{PM} FAO 56 é a metodologia padrão (Allen *et al.*, 1998), porém apresenta limitações em função da utilização de alguns elementos meteorológicos, que geralmente não estão disponíveis em várias localidades (Xiang *et al.*, 2020). Em função disso, o método de ETo^{HS} foi considerado como uma alternativa por Allen *et al.* (1998), uma vez que utiliza apenas a temperatura do ar como dado de entrada. Apesar da facilidade de uso, este método tende a superestimar o valor da ETo, principalmente em climas úmidos (Feng *et al.*, 2017), e a subestimar para condições de alta velocidade do vento (Hargreaves; Allen, 2003; Srivastava *et al.*, 2018) e em regiões semiáridas (Arraes *et al.*, 2016; Lima Junior *et al.*, 2018; Macêdo *et al.*, 2018; Jodar-Abellan; Ruiz-Álvarez; Valdes-Abellan, 2019; Awal *et al.*, 2020; Paredes *et al.*, 2020).

Para a calibração e posterior diminuição de erros do modelo ETo^{HS} se faz necessário o conhecimento de quais elementos climáticos mais influenciam a equação. Jerszurki, Souza e Silva (2019), analisando a sensibilidade dos elementos meteorológicos na estimativa da ETo, confirmaram que o déficit de pressão de vapor do ar é uma das variáveis climáticas mais importantes no cálculo da ETo para o Brasil, fomentando a potencialidade da adição de mais um elemento no uso da ETo^{HS}. Vale salientar que os autores utilizaram apenas dados de 26 estações meteorológicas, o que pode não apresentar uma boa representatividade espacial.

Entendendo que a ETo é uma variável que depende da dinâmica entre os elementos meteorológicos, e como as variações atmosféricas não podem ser controladas, e sim

compreendidas, a análise de sensibilidade é uma tarefa essencial para se estudar as mudanças na ETo em resposta a variações conhecidas nos elementos meteorológicos (Mccuen, 1974; Sharifi; Dinpashoh, 2014). A análise de sensibilidade pode ser considerada o primeiro passo para a calibração de um modelo, indicando em quais elementos meteorológicos devem se concentrar os esforços para coleta de dados.

Outro importante papel da análise de sensibilidade é possibilidade do entendimento das flutuações das saídas das equações de ETo em função das variações dos elementos atmosféricos (Fan *et al.*, 2016; Biazar; Dinpashoh; Singh, 2019; Ghiami-Shomami *et al.*, 2019; Jerszurki; Souza; Silva, 2019; Emeka *et al.*, 2021). Segundo Shan *et al.* (2015) as alterações globais no clima potencialmente irão influenciar na demanda hídrica das culturas. Mudanças em elementos como temperatura do ar, umidade relativa do ar, velocidade do vento ou radiação solar, podem afetar as magnitudes da ETo e as necessidades de água das culturas. Estas mudanças podem dificultar o desenvolvimento futuro de algumas culturas, adaptadas ao clima em que são inseridas atualmente.

4.7 Tendências e alterações climáticas no globo

Estudos climáticos referentes às condições futuras, conduzidos com diferentes concentrações de gases de efeito estufa, apresentam substanciais variações nos campos de temperatura do ar, no ciclo hidrológico e na circulação atmosférica. Desta forma, variações atmosféricas nesse sentido poderão ocasionar mudanças em todos os elementos climáticos, suas interações e na evapotranspiração. A preocupação associada as mudanças climáticas e seus efeitos vem motivando a pesquisa por diversos autores em várias partes de todo planeta (Byakatonda *et al.*, 2018; Paulino *et al.*, 2019; Yogesh *et al.*, 2020; Kiliç; Acar, 2021; Agbo; Ekpo; Edet, 2021; Andrade *et al.*, 2021; Asadi; Karami, 2021; Mohsin; Lone, 2021).

As questões relacionadas as mudanças climáticas ganharam maior ênfase a partir da década de 1970. Em 1972 foi realizada a 1ª Conferência sobre o Meio Ambiente, coordenada pela Organização das Nações Unidas (ONU), após esse evento, sucessivas reuniões sobre o mesmo tema ganharam força, podendo se destacar a Rio-92 (Soares, 2018). Esse movimento ocorreu pois, nesse período do século XX, verificou-se que as variáveis climáticas apresentam mudanças associadas as alterações no clima global, por exemplo no semiárido da região nordeste, existem projeções de aumento da temperatura do ar, aumento da amplitude da ETo, e alteração nas médias de chuva, com incremento da Chuva em locais que já chove de forma

razoável, e diminuição onde as chuvas já são escassas (Marengo *et al.*, 2011; Cardoso; Justino, 2014; Costa *et al.*, 2015; Rocha Junior *et al.*, 2021).

De forma geral, as preocupações despertadas na sociedade o clima e o ambiente, dentre elas o aquecimento global é o termo mais conhecido, fez com que organismos mundiais tentassem através de encontros e tratados internacionais, chamar a atenção para as mudanças que vêm ocorrendo na terra, mudanças essas atribuídas a impressionante capacidade de alteração antrópica (Lovelock, 2000; Pinto Junior *et al.*, 2002; Marengo, 2006; Fagan, 2009; Rodrigues Filho, 2011).

Segundo Soares (2018), o aquecimento global é apenas uma das questões relacionadas as mudanças climáticas, englobando qualquer tipo de alteração no sistema planetário, como por exemplo o aumento dos eventos extremos (secas e fortes chuvas), bem como mudança nos padrões da distribuição de chuva e da temperatura. As mudanças climáticas indicam, dentre outras coisas, que existe um aquecimento nunca visto, o qual, é atribuído fortemente a ação antrópica no ambiente. Relacionada diretamente com os desmatamentos e incremento de cada vez mais gases à atmosférica, a ação humana parece ser a grande responsável pelas inúmeras e cada vez mais comuns catástrofes ambientais, que se resumem em enchentes, terremotos, tsunamis, ciclones e grandes períodos de estiagem.

De fato, de nenhuma maneira pode-se afirmar que antes da ação humana, potencializada com a revolução industrial, não existissem desastres naturais em ciclos naturais. Entretanto, o fato a ser salientado, é de que é cada vez maior a frequência e a intensidade desses desastres. A aceleração com que o clima vem se alterando, dentre isso o aquecimento, vêm evoluindo em ritmo mais acelerado nos últimos 150 anos, o que coincide com o período da revolução industrial (Soares, 2018). Kandel (2007) aponta que quem primeiro observou que a crescente queima de combustíveis fósseis acarretaria um reaquecimento do planeta foi Svante Arrhenius, ainda no ano 1895.

Podemos destacar alguns tópicos mais populares sobre as mudanças climáticas, dentre eles o efeito estufa, um fenômeno bastante conhecido e explicado, processo que regula a temperatura, e pode-se afirmar que graças a esse efeito a vida na terra se torna possível. Este efeito ocorre quando a energia irradiada pela superfície é mais absorvida pela atmosfera pelos gases (CO₂, CH₄, H₂O, dentre outros) que enquanto maior concentração, mais aquecimento na atmosfera (Soares, 2018).

Ainda, segundo Soares (2018) é pontual evidenciar os níveis de discussão que cercam o tema, no nível técnico-científico são apresentadas as visões dos cientistas e pesquisadores que investigam o tema, em pesquisas por todo o globo, que por muitas vezes não

demonstra partes importantes da metodologia, deixando indisponíveis muitas informações importantes para a sociedade.

Tem-se também o nível político, que por vezes se apropria ou não do discurso, visando somente o crescimento e lucro de seus países, que por diversas vezes utiliza apenas de senso comum, contribuindo pouco para a sociedade, principalmente quando falamos de uma nação que depende em quase sua totalidade de combustíveis fósseis, pelo menos antigamente, pois atualmente, também é observado a discussão pautada somente como ideologia negacionista, seja por ignorância pura ou simplesmente por algum ganho financeiro.

Por último o nível midiático, principalmente surgindo com o molde do sensacionalismo, divulgando os extremos das consequências, o que acaba distanciando da realidade atual, causando alarde e não deixando claro o tema, principalmente em função da influência do meio político e empresarial nesse setor.

Os impactos das alterações no clima já são sentidos a algum tempo, com mais eventos extremos como secas, inundações, maiores tempestades e mais ondas de calor, atrapalhando pessoas, empresas, governos, causando decrementos no desenvolvimento. A continuação das mudanças no clima, nas taxas atuais, significara desafios cada vez maior ao desenvolvimento, seja qual for a área (Banco Mundial, 2010). O crescimento econômico visado em baixas emissões de carbono é assunto principal em todas discussões internacionais, principalmente depois do Protocolo de Kyoto (firmado em Kyoto – Japão em 1997). Os cientistas acreditam que o aquecimento global tem íntima relação com o aumento de CO₂.

O Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas ou IPCC (do inglês, *Intergovernmental Panel on Climate Change*) foi criado pela ONU no ano de 1988, com o intuito de reunir e divulgar pesquisas e conhecimento sobre o aquecimento global. O IPCC é, o órgão, de maior expressão quando o assunto é mudança climática. Seus relatórios apontam os riscos do aquecimento global e suas prováveis consequências para os seres humanos. O primeiro relatório do IPCC foi publicado em 1990, dois anos após sua criação. Sobre as mudanças climáticas relacionadas ao aumento da temperatura, projeções do relatório do IPCC, indica que a concentração de CO₂ na atmosfera poderá atingir 720 $\mu\text{mol mol}^{-1}$ ainda neste século, contribuindo para elevação da temperatura global e alteração nos padrões de precipitação (Alley, 2007).

Segundo Fortunato *et al.* (2022), no ano de 2021 foi registrado o recorde de acúmulo de CO₂, em um observatório no Hawaii, com valores superiores a 417 $\mu\text{mol mol}^{-1}$, o acúmulo de Gases do Efeito Estufa (GEE), são comumente correlacionados com o aumento da temperatura, e com desastres hidro meteorológicos em geral. Ainda segundo Fortunato *et al.*

(2022), dados de concentração global de CO₂ atmosféricos servem como preditor significativo, estatisticamente confiável e útil para predição de desastres.

Ainda de acordo com o relatório do IPCC (Alley, 2007), o Nordeste brasileiro, local de clima semiárido, será um dos locais mais afetados com as mudanças climáticas, com implicações sobre as culturas agrícolas, recursos hídricos e diversidade no bioma Caatinga, bem como aumento da desertificação. Aumentos da temperatura em conjunto a mudanças em outros elementos do clima, independentemente do que possa ocorrer com a CHV já são suficientes para maior evaporação de fontes hídricas e da ETo (Marengo *et al.*, 2011). Segundo a *Berkeley Earth* (2022), a temperatura já subiu 1,6°C em 2020 no Brasil, com projeção para +3,9°C até 2100.

Existe uma controvérsia sobre essa mudança climática, com duas teses: A que continuará inevitável e é largamente majoritária na comunidade científica e foi legitimada pela ONU. A outra que insiste que o planeta ficará frio nas próximas duas décadas, pois o clima depende mais de relações cósmicas do que ações humanas, defendida por uma minoria de pesquisadores (Veiga, 2008).

Por isso é importante notar que existem trabalhos que não corroboram com as conclusões de influência do CO₂ na temperatura, apontados pelo IPCC e observados pela maioria dos pesquisadores. Trabalhos estes que tentam desvincular problemas esperados em função das mudanças climáticas com os Gases do Efeito Estufa (GEE), como o CO₂ presente na atmosfera, segundo Molion (2021), o aumento desses gases não terá relação com uma elevação importante da temperatura, e que possivelmente ocorrerá um resfriamento até 2040.

Apesar do trabalho citado anteriormente não corroborar com a causalidade do acúmulo de CO₂ e o aumento na temperatura, é importante ressaltar que o próprio Molion afirma que os valores acumulados na atmosfera estão próximos dos 400 $\mu\text{mol mol}^{-1}$, o que já é um valor elevado. Outra alegação proposta por esse grupo menor de cientistas é de que os dados já coletados no século XX em alguns intervalos não corroboram com a relação do aumento de CO₂ e temperatura, como entre 1925 e 1956 em que o CO₂ era 10% inferior que o atual e mesmo assim o planeta sofre um aquecimento nesse período, a partir de 1947 com o incremento do CO₂ após a segunda guerra foi constatado um resfriamento (Molion, 2012). Assim a análise do comportamento da variação dos dados climáticos será cada vez mais importante para o futuro.

A análise da tendência de séries temporais climatológicas desempenha um papel importante em todo o globo. Dentre os vários testes existentes, paramétricos e não paramétricos, foi selecionado para o presente trabalho os testes de Mann-Kendall e Spearman, que são testes não paramétricos utilizados para análise de tendências em diversas pesquisas (Eslamian;

Khordadi; Abedi-Koupai, 2011; Shadmani; Marofi; Roknian, 2012; Zhang *et al.*, 2016; She; Xia; Zhang, 2017; Rocha Junior *et al.*, 2021).

A análise da tendência dos elementos climáticos e da evapotranspiração de referência pode trazer uma compreensão do impacto das dessas mudanças sobre os recursos hídricos e na agricultura. Principalmente em uma região tão vulnerável as flutuações atmosféricas como o semiárido brasileiro.

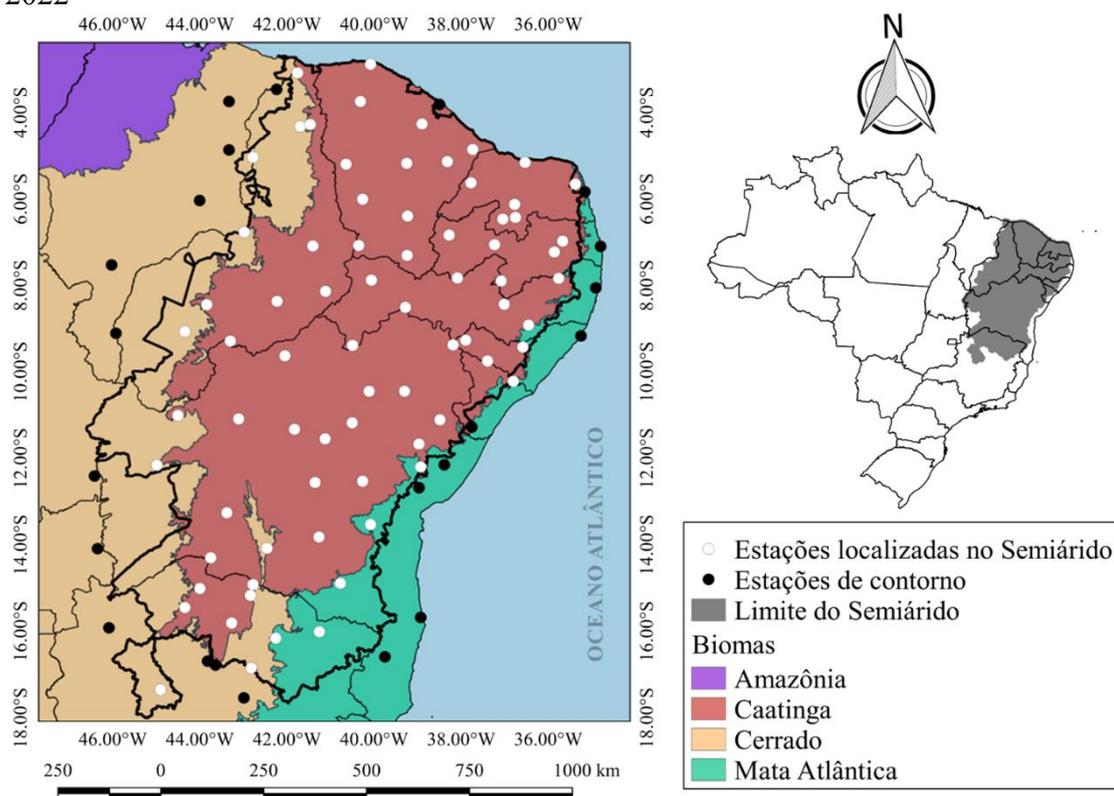
5 MATERIAL E MÉTODOS

5.1 Dados e área de estudo

O estudo foi realizado utilizando dados em escala mensal de 97 municípios (Tabela 1 e Figura 1a) da rede de estações convencionais do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Desse montante, 74 estações estão dentro dos limites do clima semiárido e outras 23 em seu entorno. De acordo com a Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE), 1262 municípios possuem semiárido no Brasil, abrangendo os Estados do Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe, Bahia e Minas Gerais (SUDENE, 2017).

Os elementos meteorológicos utilizados foram: temperatura máxima, média e mínima do ar (T_x , T_m e T_n), velocidade do vento a 10 metros de altura (u_{10}) posteriormente corrigida para dois metros de altura para o cálculo de ETo (u_2), umidade relativa do ar (UR) e insolação (n), de uma série histórica que compreende de 1961 até 2021, estações localizadas no semiárido do Brasil e em seu entorno (Figura 1a), entre os paralelos $3,00^\circ$ e $18,30^\circ$ de latitude sul e entre os meridianos $46,65^\circ$ e $35,27^\circ$ de longitude oeste, com uma área aproximada de $1.154.510 \text{ km}^2$ equivalente a 13,55% do território brasileiro. Para confecção dos mapas apresentados no presente trabalho, foi utilizado o software de geoprocessamento QGIS 2.18 (2016). Importante informar que pela falta de manutenção e/ou continuidade do funcionamento de algumas estações meteorológicas, existem locais que o histórico de dados inicia após de 1961 e/ou termina antes de 2021.

Figura 4 - Localização das estações meteorológicas utilizadas no estudo. Fortaleza, Ceará, 2022



Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 1 - Localização das estações meteorológicas, com coordenadas de latitude, longitude e altitude e Estado à que pertence. Fortaleza, Ceará, 2022
(Continua)

Cidade	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)	Estado
Água branca	-9,26	-37,93	603,02	Alagoas
Palm, Dos Índios	-9,42	-36,62	277,00	Alagoas
Pão de açúcar	-9,74	-37,43	20,86	Alagoas
Porto das pedras*	-9,16	-35,29	42,21	Alagoas
Barra	-11,08	-43,13	407,5	Bahia
Barreiras	-12,15	-45,00	447,51	Bahia
Bom Jesus da lapa	-13,25	-43,4	447,75	Bahia
Caetitê	-14,07	-42,48	876,29	Bahia
Carinhanha	-14,29	-43,77	455,25	Bahia
Cipó	-11,1	-38,52	143,53	Bahia
Feira de Santana	-12,19	-38,96	229,52	Bahia
Irecê	-11,32	-41,85	747,22	Bahia
Itaberaba	-12,52	-40,29	250,11	Bahia
Itiruçu	-13,52	-40,11	757,53	Bahia
Ituaçu	-13,81	-41,29	534,44	Bahia

*Estações localizadas em cidades fora da região classificada com o clima semiárido.

Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 1 - Localização das estações meteorológicas, com coordenadas de latitude, longitude e altitude e Estado à que pertence. Fortaleza, Ceará, 2022
(Continuação)

Cidade	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)	Estado
Lençóis	-12,55	-41,38	438,00	Bahia
Monte santo	-10,44	-39,33	465,8	Bahia
Morro da rocha	-11,54	-41,15	1001,66	Bahia
Paulo Afonso	-9,37	-38,22	255,00	Bahia
Remanso	-9,62	-42,07	397,39	Bahia
Serrinha	-11,66	-39,00	362,3	Bahia
Sr do bom fim	-10,44	-40,14	532,00	Bahia
Sta, Rita	-11,00	-44,52	450,00	Bahia
Vitoria da conquista	-14,88	-40,8	879,47	Bahia
Alagoinhas*	-12,14	-38,42	129,00	Bahia
Canavieiras*	-15,67	-38,96	4,71	Bahia
Cruz das almas*	-12,67	-39,00	219,00	Bahia
Guaratinga*	-16,58	-39,78	197,88	Bahia
Acaraú	-2,88	-40,11	21,52	Ceará
Barbalha	-7,3	-39,27	409,41	Ceará
Campos Sales	-7,07	-40,38	586,06	Ceará
Crateús	-5,19	-40,67	299,12	Ceará
Guaramiranga	-4,26	-38,93	865,44	Ceará
Iguatu	-6,39	-39,26	221,5	Ceará
Jaguaruana	-4,85	-37,77	16,57	Ceará
Morada nova	-5,13	-38,35	45,02	Ceará
Quixeramobim	-5,17	-39,28	227,33	Ceará
Sobral	-3,74	-40,34	91,80	Ceará
Tauá	-6,00	-40,29	401,89	Ceará
Fortaleza*	-3,81	-38,53	29,89	Ceará
Boa esperança*	-18,53	-40,27	100,00	Espírito Santo
Posse*	-14,08	-46,36	830,35	Goiás
Alto Parnaíba*	-9,10	-45,94	285,00	Maranhão
Balsas*	-7,52	-46,04	263,08	Maranhão
Caxias*	-4,86	-43,35	96,67	Maranhão
Chapadinha*	-3,74	-43,35	104,00	Maranhão
Colinas*	-6,03	-44,02	175,00	Maranhão
Araçuaí	-16,84	-42,84	317,67	Minas Gerais
Espinosa	-14,91	-42,8	565,52	Minas Gerais
Janaúba	-15,8	-43,29	534,61	Minas Gerais
Januária	-15,44	-44,36	480,00	Minas Gerais
Mocambinho	-15,00	-44,016.00	453,62	Minas Gerais
Monte azul	-15,16	-42,86	623,22	Minas Gerais
Pedra azul	-16,00	-41,28	647,97	Minas Gerais

*Estações localizadas em cidades fora da região classificada com o clima semiárido.

Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 1 - Localização das estações meteorológicas, com coordenadas de latitude, longitude e altitude e Estado à que pertence. Fortaleza, Ceará, 2022

(Continuação)

Cidade	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)	Estado
Pirapora	-17,34	-44,92	509,00	Minas Gerais
Salinas	-16,15	-42,28	476,00	Minas Gerais
Carbonita*	-17,53	-43,01	765,00	Minas Gerais
Juramento*	-16,77	-43,66	655,00	Minas Gerais
Montes claros*	-16,68	-43,84	645,00	Minas Gerais
Areia	-6,97	-35,71	571,75	Paraíba
Campina grande	-7,22	-35,9	546,27	Paraíba
Monteiro	-7,89	-37,12	606,41	Paraíba
Patos	-7,05	-37,27	251,65	Paraíba
São Gonçalo	-6,83	-38,31	237,04	Paraíba
João pessoa*	-7,09	-34,84	9,67	Paraíba
Arco	-8,43	-37,05	683,91	Pernambuco
Cabrobó	-8,5	-39,31	342,78	Pernambuco
Garanhuns	-8,91	-36,49	827,7	Pernambuco
Ouricuri	-7,87	-40,09	462,00	Pernambuco
Petrolina	-9,38	-40,52	372,00	Pernambuco
Surubim	-7,83	-35,8	421,44	Pernambuco
Triunfo	-7,82	-38,12	1105,00	Pernambuco
Recife*	-8,05	-34,95	11,3	Pernambuco
Bom Jesus do Piauí	-9,06	-44,36	330,6	Piauí
Caldeirão	-4,32	-41,72	183,51	Piauí
Caracol	-9,28	-43,32	515,3	Piauí
Floriano	-6,76	-43,00	126,6	Piauí
Parnaíba	-3,08	-41,78	52,11	Piauí
Paulistana	-8,13	-41,14	376,00	Piauí
Picos	-7,08	-41,43	210,00	Piauí
Piripiri	-4,27	-41,49	157,89	Piauí
São João do Piauí	-8,36	-42,25	237,02	Piauí
Teresina	-5,03	-42,8	75,73	Piauí
Vale	-8,44	-43,86	261,26	Piauí
Luzilândia*	-3,46	-42,26	44,00	Piauí
Apodi	-5,62	-37,81	131,37	Rio Grande do Norte
Ceará mirim	-5,65	-35,42	62,2	Rio Grande do Norte
Cruzeta	-6,42	-36,79	226,33	Rio Grande do Norte
Florânia	-6,12	-36,81	324,45	Rio Grande do Norte
Macau	-5,15	-36,57	17,4	Rio Grande do Norte
Seridó	-6,46	-37,08	171,26	Rio Grande do Norte

*Estações localizadas em cidades fora da região classificada com o clima semiárido.

Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 1 - Localização das estações meteorológicas, com coordenadas de latitude, longitude e altitude e Estado à que pertence. Fortaleza, Ceará, 2022
(Conclusão)

Cidade	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)	Estado
Natal*	-5,83	-35,2	47,68	Rio Grande do Norte
Própria	-10,21	-36,84	18,46	Sergipe
Itabaianinha*	-11,27	-37,79	205,00	Sergipe
Taguatinga*	-12,4	-46,43	604,00	Tocantins

*Estações localizadas em cidades fora da região classificada com o clima semiárido.

Fonte: Elaborada pelo autor.

5.2 Equações Utilizadas

Métodos empíricos de estimativa da ETo são calibrados e validados por meio de ajustes com a Equação de Penman-Monteith (Xiang *et al.*, 2020), de acordo com a FAO (Allen *et al.*, 1998). Essa Equação mostrou-se excelente nas estimativas de ETo em diversas condições climáticas, e essa é a razão pela qual optou-se por utilizar o método de Penman-Monteith (ETo^{PM} FAO 56) como referência para avaliar, calibrar e validar as versões da Equação de Hargreaves e Samani (1985) neste trabalho. A Equação para cálculo da ETo^{PM} FAO 56 pode ser escrita como (Allen *et al.*, 1998).

$$ETo^{PM} FAO 56 = \frac{0,408 \Delta(R_n - G) + \gamma \left(\frac{C_n}{T_m + 273,16} \right) u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + C_d u_2)} \quad (10)$$

em que: ETo^{PM} FAO 56 é a evapotranspiração de referência (mm dia⁻¹), R_n é o saldo de radiação, G é a densidade de fluxo de calor na superfície do solo (ambos em MJ m² dia⁻¹), T_m é a temperatura média do ar (°C), u₂ é a velocidade do vento a 2 m de altura (m s⁻¹), e_s é a pressão de saturação de vapor do ar, e_a é a pressão de vapor do ar atual, Δ é a declividade da curva de pressão de vapor e γ é a coeficiente psicométrico (todos em kPa °C⁻¹), C_n e C_d são constantes que variam com o tipo de cultura de referência (resistência da superfície e a rugosidade aerodinâmica da superfície) utilizando os valores de 900 para C_n e 0,34 para C_d.

A declividade da curva de pressão de vapor é calculada em função da temperatura (Equação 11). A temperatura média mensal (T_m) é obtida em função da temperatura máxima (T_x) e da temperatura mínima do ar (T_n) (Equação 12). A pressão atmosférica (P) é dada em função da altitude (z) local (Equação 13).

$$\Delta = \frac{2504 \exp\left(\frac{17,27.Tm}{Tm+237,2}\right)}{(Tm+237,3)} \quad (11)$$

$$Tm = \frac{Tx+Tn}{2} \quad (12)$$

$$P = 101,3 \cdot \left(\frac{293-0,006z^{5,26}}{293}\right) \quad (13)$$

A pressão de saturação do vapor (e_s) é calculada em função da pressão de saturação da temperatura do ar (e^o) (Equação 14):

$$e_s = \frac{e^o(Tm)+e^o(Tn)}{2} \quad (14)$$

em que:

$$e^o(Tm) = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27.Tm}{Tm+237,3}\right) \quad (15)$$

Substituindo Tm na Equação por Tn , obtemos a pressão de saturação da temperatura mínima do ar $e^o(Tn)$ e Tm por Tx tem-se $e_o(Tx)$. A pressão atual de vapor é calculada em função da umidade relativa (UR) e da pressão de saturação do vapor (e_s).

$$e_a = \frac{UR}{100} \cdot (e_s) \quad (16)$$

O saldo de radiação (Rn) é a diferença entre o saldo de radiação de onda curta (Rns) e o saldo de radiação de onda longa (Rnl) (Equações 17 até 26).

$$Rn = Rns - Rnl \quad (17)$$

$$Rns = (1 - \alpha) \cdot Rs \quad (18)$$

$$Rnl = \sigma \left[\frac{Tx.K^4 + Tn.K^4}{2} \right] (0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) \cdot \left(1,35 \frac{Rs}{Rso} - 0,35 \right) \quad (19)$$

$$Rs = Ra \left(0,25 + 0,5 \frac{n}{N} \right) \quad (20)$$

$$Rso = (0,75 + 2 \times 10^{-5}z)Ra \quad (21)$$

$$Ra = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \text{sen}(\phi) \text{sen}(\delta) + \cos(\omega) \cos(\delta) \text{sen}(\omega_s)] \quad (22)$$

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{365}j\right) \quad (23)$$

$$\delta = 0,4093 \text{sen}\left(\frac{2\pi}{365}j - 1,39\right) \quad (24)$$

$$\omega = \cos^{-1}(-\tan\phi \cdot \tan\delta) \quad (25)$$

$$N = \frac{24 \cdot \omega_s}{\pi} \quad (26)$$

em que: Ra - radiação solar no topo da atmosfera, MJ m⁻² d⁻¹; Rs - radiação solar, MJ m⁻² d⁻¹; Rso - radiação solar global para dias de céu claro, MJ m⁻² d⁻¹; n - número de horas de brilho solar ou insolação, h; N - duração astronômica do dia, h; σ - constante de Stefan-Boltzmann, 4,903.10⁻⁹ MJ K⁻⁴ m⁻² d⁻¹; TxK⁴ - temperatura máxima do ar, K=°C+237,16; TnK⁴ - temperatura mínima do ar, K=°C+237,16; j - dia Juliano, dia; δ - declinação solar, radianos; G_{sc} - constante solar, 0,0820 MJ m⁻² min⁻¹; d_r - distância relativa terra-sol, adimensional; ω_s - ângulo horário do nascer ou pôr do sol, radianos; φ - latitude local, radianos.

O fluxo de calor no solo (G) é calculado em função temperatura média do ar mês atual (T_i) e a temperatura média do ar mês anterior (T_{i-1}):

$$G = 0,14(T_1 - T_{-1}) \quad (27)$$

A Equação ETo^{HS} é recomendada como opção para estimativa da ETo em climas semiáridos, utilizando a amplitude térmica do ar local e a radiação no topo da atmosfera (Hargreaves; Samani, 1985). Assim como realizado para o Ceará (Lima Junior *et al.*, 2016) e para o Pernambuco (Arraes *et al.*, 2016), foi realizado um ajuste local dos coeficientes originais da Equação ETo^{HS} para o semiárido brasileiro, reescrevendo a Equação (9), inserindo um fator de correção (0,408) para transformar o resultado de MJ para mm dia⁻¹ e trocando os valores fixos originais por coeficientes temos:

$$ETo^{HS} = \alpha (Tx - Tn)^\beta (Tm + 17,8) 0,408 Ra \quad (28)$$

em que: α é o coeficiente de radiação empírico (valor original = 0,0023); β é o coeficiente empírico relacionado com a amplitude térmica (raiz da amplitude térmica, de valor original de 0,5), que também busca uma aproximação com a radiação solar incidente; Ra é a radiação no topo da atmosfera (MJ m² dia⁻¹).

Sobre a inserção de mais elementos meteorológicos na Equação ETo^{HS}, foi proposta uma correção da Equação 28, utilizando a velocidade do vento, conforme consta nas equações 29 e 30. Em uma das opções com inserção da velocidade do vento, inicialmente foram utilizados para os seus coeficientes os valores sugeridos por Jensen *et al.* (1997), aJ original = 0,66 e bJ original = 0,1459 (ETo^{HSJ}). Buscando melhorar a qualidade das estimativas, também foi

utilizada uma opção com coeficientes aJ e bJ ajustados localmente (ETo^{HSJadj}) seguindo metodologia semelhante a sugerida por Jensen *et al.* (1997).

$$ETo^{HSJ} = (0,66 + 0,1459 u_2) ETo^{HS} \quad (29)$$

$$ETo^{HSJadj} = (aJ + bJ u_2) ETo^{HS} \quad (30)$$

em que: ETo^{HSJ} e ETo^{HSJadj} são modificações da Equação 28, pela velocidade do vento; utilizando coeficientes - linear e angular; u_2 é a velocidade do vento corrigida para 2 metros de altura - sugerido por Jensen *et al.* (1997). ETo^{HSJadj} é a modificação sugerida por Jensen *et al.* (1997) ajustada para o semiárido brasileiro; aJ é o coeficiente linear e bJ o coeficiente angular da inserção da u_2 .

De forma semelhante à proposta anterior, a inserção da UR na Equação de cálculo da ETo^{HS} foi realizada. Como a umidade relativa é um elemento meteorológico que tem comportamento inverso ao da ETo (para a condição *Ceteris paribus*, quanto maior a UR, menor será a ETo), apesar de não ser uma relação linear, foi possível propor alteração na Equação de Hargreaves e Samani com a UR (ETo^{HSUR}) da seguinte forma:

$$ETo^{HSUR} = \frac{ETo^{HS}}{(aUR + bUR \cdot UR)} \quad (31)$$

em que: ETo^{HSUR} é a ETo^{HS} com inserção da umidade relativa do ar, com coeficientes ajustados para o semiárido brasileiro, proposta pelo presente trabalho; aUR é o coeficiente linear e bUR o coeficiente angular da inserção da umidade relativa na Equação de ETo^{HS} .

5.3 Ajustes das equações propostas

Os ajustes dos coeficientes de todas as equações propostas foram realizados utilizando o Microsoft Excel®, por meio do suplemento solver, para as condições de cada local estudado. Os dados dos meses ímpares foram selecionados para a calibração e os dos meses pares para a validação dos modelos calibrados (para se evitar uma autocorrelação). Buscando a diminuição do erro do modelo a ser testado em comparação com os resultados obtidos pelo modelo padrão (ETo^{PM} FAO 56), os ajustes dos diferentes modelos foram obtidos minimizando-se a seguinte função objetivo:

$$\Phi(p) = \sum_{i=1}^n [ET_{0i}^* - ET_{0i}(p)]^2 \quad (32)$$

em que $\Phi(p)$ é a função objetivo a ser minimizada, ET_{0i}^* são os valores de ETo^{PM} FAO 56; ET_{0i} são os valores de ETo estimados pelo método empírico em questão e p é um vetor com os coeficientes a serem otimizados, específico para cada modelo.

A minimização da função objetiva foi obtida pelo algoritmo de Levenberg-Marquardt, método utilizado em problemas de ajustes não-lineares utilizando mesma metodologia demonstrada por Arraes (2020).

5.4 Análise estatística

Depois dos ajustes, foram comparadas com o modelo padrão ETo^{PM} FAO 56 cinco equações para estimativa da ETo no semiárido brasileiro: i) Hargreaves e Samani (1985) na sua forma original (ETo^{HS}), ii) com coeficientes α e β ajustados (ETo^{HSadj}), iii) e iv) com a inserção da velocidade do vento (ETo^{HSJ} e ETo^{HSJadj}) e; v) com a inserção da UR (ETo^{HSUR}). A análise dos dados de ETo obtidos com as equações foi realizada de acordo com os índices estatísticos sugeridos por Legates e McCabe Junior (1999): Índice de Willmott (Id), índice de Nash-Sutcliffe (E), coeficiente de correlação “r” e raiz quadrada do erro médio (RQEM).

$$Id = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|Y_i - X_i| + |X_i - X|)^2} \right] \quad (33)$$

$$E = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2}{\sum_{i=1}^n (X_i - X)^2} \right] \quad (34)$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X}) \times (Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \times \sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (35)$$

$$RQEM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2}{n}} \quad (36)$$

em que: \bar{X} – média dos valores estimados pelo modelo padrão; Y_i – valores obtidos pelos modelos propostos; X_i – valores obtidos pelo modelo padrão; n – número de comparações

O desempenho das equações para estimativas de ETo foi obtido através do índice “c” de Camargo e Sentelhas (1997), calculado pelo produto entre “r” e “Id”, obedecendo a seguinte classificação: ótimo ($c > 0,85$), muito bom ($c = 0,76$ a $0,85$), bom ($c = 0,66$ a $0,75$), mediano ($c = 0,61$ a $0,65$), sofrível ($c = 0,51$ a $0,60$), mau ($c = 0,41$ a $0,50$) e péssimo ($c < 0,40$).

5.5 Análise de sensibilidade

A sensibilidade da ETo estimada por ETo^{PM} FAO 56 para as variáveis climáticas (Tx, Tn, Tm, u₁₀, UR, n) foi analisada em todas as estações. Para este propósito, os elementos climáticos foram alterados dentro de uma faixa de -20 a + 20%, em um intervalo de ± 5% (oito cenários). Para quantificar o impacto na mudança nos valores de uma variável de entrada na saída do modelo ETo^{PM} FAO 56, os coeficientes de sensibilidade foram calculados de acordo com o procedimento sugerido por McCuen (1974), e utilizado por diversos autores (Lemos Filho *et al.*, 2010; Fan *et al.*, 2016; Biazar; Dinpashoh; Singh, 2019; Ghiami-Shomami *et al.*, 2019; Jerszurki; Souza; Silva, 2019; Emeka *et al.*, 2021):

$$Sc = \frac{\Delta ETo}{\Delta Vi} \cdot \frac{Vi}{ETo} \quad (37)$$

em que: Sc é o coeficiente de sensibilidade do modelo ao parâmetro de entrada; ΔETo – alteração na ETo com a mudança no elemento meteorológico; ΔVi – alteração em cada variável de entrada; Vi – Variável de entrada sem alteração.

A variação do coeficiente de sensibilidade ETo para séries modificadas foi obtida conforme descrito por Gong *et al.* (2006):

$$\frac{\Delta ETo}{\Delta Vi} = \frac{\Delta Tx}{Tx} \cdot Sc(Tx) + \frac{\Delta Tn}{Tn} \cdot Sc(Tn) + \frac{\Delta Tm}{Tm} \cdot Sc(Tm) + \frac{\Delta UR}{UR} \cdot Sc(UR) + \frac{\Delta n}{n} \cdot Sc(n) + \frac{\Delta u}{u} \cdot Sc(u) \quad (38)$$

em que: ΔTx é a variação na temperatura máxima do ar (°C); Sr (Tx) é o coeficiente de sensibilidade para temperatura máxima; ΔTn é a variação na temperatura mínima (°C); Sc (Tn) é o coeficiente de sensibilidade para temperatura mínima do ar; ΔTm é a variação na temperatura média (°C); Sc (Tm) é o coeficiente de sensibilidade para temperatura média do ar; Δn é a variação na insolação (h); Sc (n) é o coeficiente de sensibilidade para insolação; ΔUR é a variação na umidade relativa do ar (%); Sc (UR) é o coeficiente de sensibilidade para umidade relativa do ar; Δu é a variação na velocidade do vento (m s⁻¹) e o Sc (u) é o coeficiente de sensibilidade para velocidade do vento.

O modelo de ETo^{HS} (Equação 28) também foi utilizado para os cálculos dos Sr, seguindo a mesma metodologia descrita para a sensibilidade de ETo^{PM} FAO 56, mas desta vez, com menos elementos meteorológicos (Tx, Tm, Tn, RH e u₂), assim buscando corrigir os erros da estimativa pela ETo^{HS} modificada, com a inserção de mais elementos meteorológicos, foi

utilizada a proposta comentada anteriormente, com uma modificação utilizando as equações 29, com a inserção da velocidade do vento, e coeficientes originais conforme sugerido por Jensen *et al.* (1997). De forma semelhante à proposta anterior, a sensibilidade aos elementos climáticos também foi calculada para Equação 39, que seria uma versão geral para o semiárido brasileiro da Equação 31, com coeficientes médios obtidos após a calibração:

$$ETo^{HSURgeral} = \frac{ETo^{HS}}{(0,539 + 0,0068 UR)} \quad (39)$$

5.6 Análise de tendência

O método de Mann-Kendall (MK) é o teste não paramétrico para análise de tendências, esse é um teste de hipótese para verificar a existência de tendência nos termos de sim ou não (Feng *et al.*, 2016). MK se apresenta como um método simples e robusto, além disso, em alguns cenários pode lidar com valores ausentes e extremos (Abu-Taleb; Alawneh; Smadi, 2007). Tabari *et al.* (2011) afirma que o teste possui baixa sensibilidade a rupturas abruptas devido a séries temporais não homogêneas, mesmo assim foram utilizados somente os anos com dez ou mais meses de dados, com intuito de se evitar falsas tendências.

De acordo com este teste, a hipótese nula H_0 (sem tendência) afirma que os dados dessazonalizados (x_1, \dots, x_n) são uma amostra de n variáveis aleatórias independentes e identicamente distribuídas (Tabari; Nikbakht; Talaei, 2012). A hipótese alternativa H_1 de um teste bilateral (existe tendência), e que as distribuições de x_k e x_j não são idênticas para todos $k, j \leq n$ com $k \neq j$. A estatística do teste S é obtido através das Equações (40) e (41), vale ressaltar que S tem média zero e uma variância calculada pela Equação (42), e é assintoticamente normal (Tabari; Talaei, 2011a).

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

$$(40) \text{ sinal}(x_k - x_j) = \{ +1 \text{ se } x_k - x_j > 0 \quad 0 \text{ se } x_k - x_j = 0 \quad -1 \text{ se } x_k - x_j < 0 \} \quad (41)$$

$$\text{Var}(S) = \frac{[n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t_i(t_i-1)(2t_i+5)]}{18} \quad (42)$$

em que: n é o número de dados, m é o número de grupos vinculados (um grupo vinculado é um conjunto de dados de amostra com o mesmo valor) e t_i é o número do ponto no i -ésimo grupo.

Nos casos em que o tamanho da amostra $n > 10$, a variável normal padrão Z é calculada usando a Equação (43) (She; Xia; Zhang, 2017).

$$Z_{MK} = \left\{ \frac{s-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} \text{ se } S > 0 \quad 0 \quad \text{se } S = 0 \quad \frac{s-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} \text{ se } S < 0 \right\} \quad (43)$$

Valores positivos de Z_{MK} indicam tendências crescentes e Z_{MK} negativo indica tendências decrescentes. No nível de significância $\alpha = 0,05$, se $|Z_{MK}| > Z_{(\alpha/2)}$, a hipótese nula (H_0) de que não há tendência significativa é rejeitada e existe uma tendência significativa na série temporal (Feng *et al.*, 2016), para o valor de significância a 5% o valor de $Z_{(\alpha/2)}$ é = 1,96.

Já a magnitude da tendência nos dados de séries temporais foi quantificada usando o estimador não paramétrico de inclinação de tendência proposto por Sen (1968). Para derivar uma estimativa da inclinação β , as declividades de todos os pares de dados foram calculadas por:

$$\beta_i = \frac{x_j - x_k}{j - k} \text{ para } i = 1, \dots, N \quad (44)$$

A mediana dos N valores de β_i é o estimador de declividade de Sen. Quando N for ímpar, o estimador de Sen é calculado por:

$$\beta_{med} = \beta_{\left[\frac{(N+1)}{2}\right]} \quad (45)$$

Se N é par, o estimador de Sen é calculado por:

$$\beta_{med} = \frac{1}{2} \left(\beta_{\left[\frac{N}{2}\right]} + \beta_{\left[\frac{(N+2)}{2}\right]} \right) \quad (46)$$

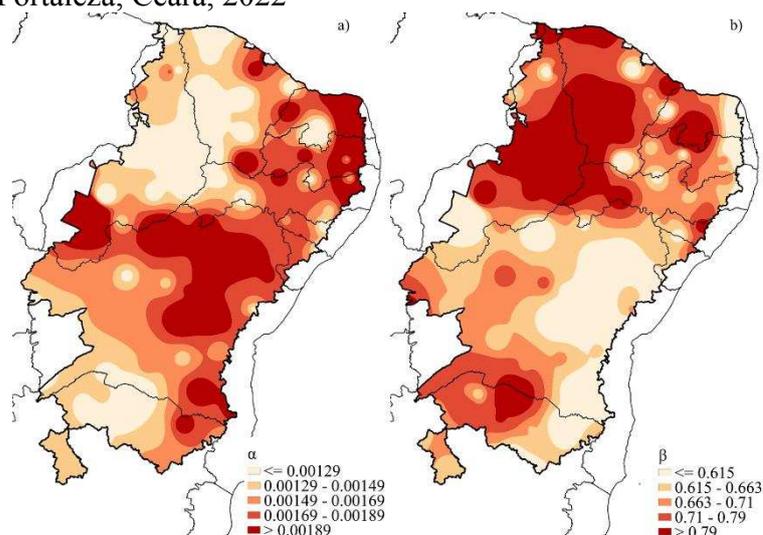
Para obtenção das estatísticas para análise da tendência dos elementos climáticos utilizado um programa computacional usando a linguagem de programação Python.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 Coeficientes ajustados

Os valores ajustados dos coeficientes α e β da Equação 28 (ETo^{HS}) podem ser observados na Figura 5, as maiores modificações foram obtidas em Bom Jesus, no estado do Piauí ($\alpha = 0,0056$) e Seridó, no estado do Rio Grande do Norte ($\beta = 1,430$). Os valores médios de α e β foram de 0,0015 e 0,721, respectivamente. Oliveira (2016) obteve, no estado de Minas Gerais, α variando de 0,0019 até 0,0026, valores mais próximos aos valores originais. Awal *et al.* (2020), calibrando ETo^{HS} em região semiárida no Texas, observaram valores de α variando de 0,0010 até 0,0016, e de β variando de 0,61 a 0,79. Já, na Polônia, Bogawski e Bednorz (2014) verificaram valores de α igual 0,001 e β igual 0,724.

Figura 5 - Coeficientes α e β da Equação de estimativa de ETo Hargreaves e Samani ajustados para o semiárido brasileiro. Fortaleza, Ceará, 2022

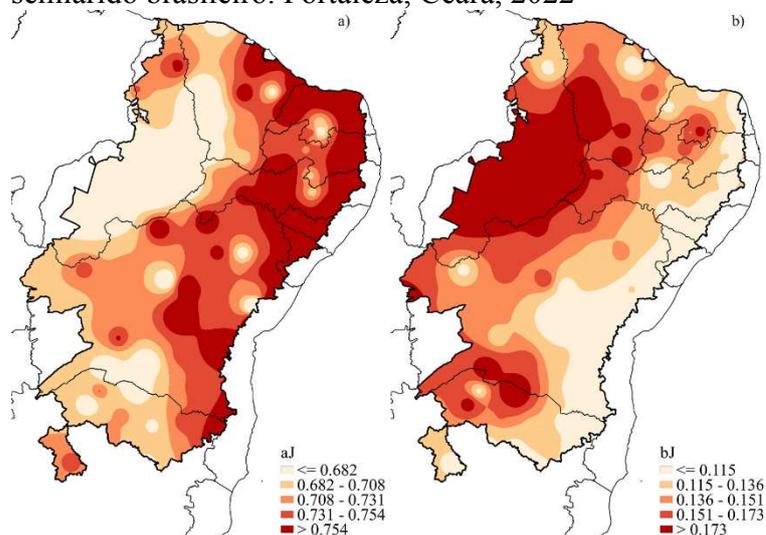


Fonte: Elaborada pelo autor.

Nas cidades litorâneas: Acaraú (Ceará) e Macau (Rio Grande do Norte) os valores de α obtidos nesse estudo foram de 0,0007 e 0,0019. Esses resultados diferentes em regiões que compartilham a característica de estarem no litoral, em conjunto com os resultados obtidos por Lima Junior *et al.* (2022) que observaram, no estado do Rio Grande do Sul, regiões litorâneas apresentarem as maiores e menores variações de α e β , demonstrando que a proximidade com o litoral ou com outro grande corpo de água não pode ser definida como regra para o comportamento do ajuste dessa Equação. Zanetti *et al.* (2018), em calibrações da Equação de ETo^{HS} no Espírito Santo, observaram maiores variações no valor de α em locais próximos ou no litoral.

Para a inserção do termo velocidade do vento, os valores de “aJ” variaram de 0,503 a 0,911, para Crateús (Ceará) e Triunfo (Pernambuco), respectivamente, com valor médio de 0,719 (Figura 6a). Verifica-se que os maiores valores desse coeficiente se apresentam a leste da região. O coeficiente “bJ” apresentou seu maior valor para São João do Piauí, no estado do Piauí (0,285) e seu menor valor para Lençóis, no estado da Bahia (0,0033), com valor médio de 0,143 (Figura 6b). Em locais com altos valores de “aJ”, de forma geral são notados os menores valores de “bJ”.

Figura 6 - Coeficientes linear (aJ) e angular (bJ) para inserção do elemento velocidade do vento na Equação de estimativa de ETo Hargreaves e Samani ajustados para o semiárido brasileiro. Fortaleza, Ceará, 2022



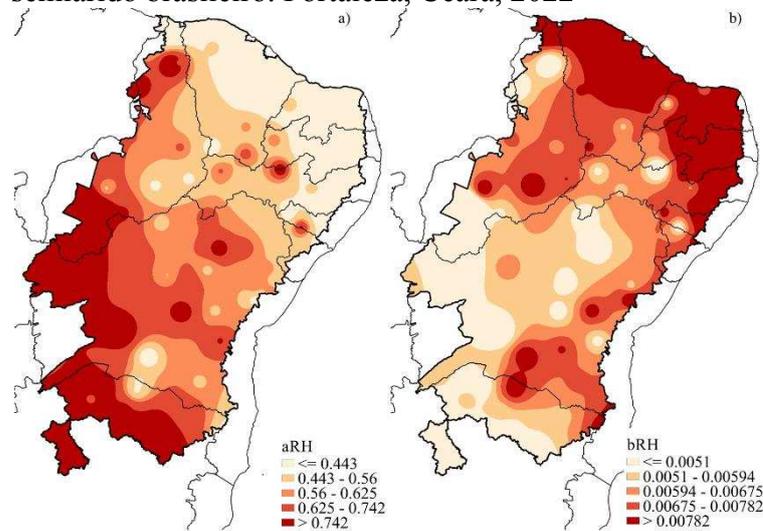
Fonte: Elaborada pelo autor.

Os valores de $a_J = 0,66$ e $b_J = 0,1459$, obtidos por Jensen *et al.* (1997) foram utilizados como padrão para inserção da velocidade do vento na Equação de ETo^{HS} . Os autores também relacionaram ETo^{PM} FAO 56 com ETo^{HS} nas estimativas realizadas em 38 localidades de Oklahoma, nos Estados Unidos da América, obtendo valores de 0,68 e 0,067 para temperaturas médias do ar de 12°C, e 0,76 e 0,076 para 27°C, para a_J e b_J respectivamente. Na Bolívia, os valores obtidos para locais com maior amplitude na velocidade do vento foram de 0,694 para “aJ”, e de 0,127 para “bJ” (Shahidian *et al.*, 2013).

No presente trabalho é observada a variação espacial dos valores de “aJ” e “bJ” ajustados, indicando assim que a calibração é necessária para melhoria das estimativas de ETo. Martinez-Cob e Tejero Juste (2004), afirmam que os valores obtidos em função a velocidade do vento variam espacialmente.

Na inserção da variável UR na Equação de Hargreaves e Samani (ajuste dos coeficientes “aUR” e “bUR”), o aUR variou de -0,491 (Parnaíba) até 1,414 (Bom Jesus do Piauí) e o valor de “bUR” variou de -0,00154 até 0,0179, em Bom Jesus do Piauí e Parnaíba, respectivamente (Figuras 7a e 7b). Hargreaves e Allen (2003) tentaram executar a inclusão da UR para correção da Equação da ET_o^{HS} , entretanto verificou-se que apenas 9% da ET_o eram explicados por essa variável, assim esse termo foi deixado de lado, até agora.

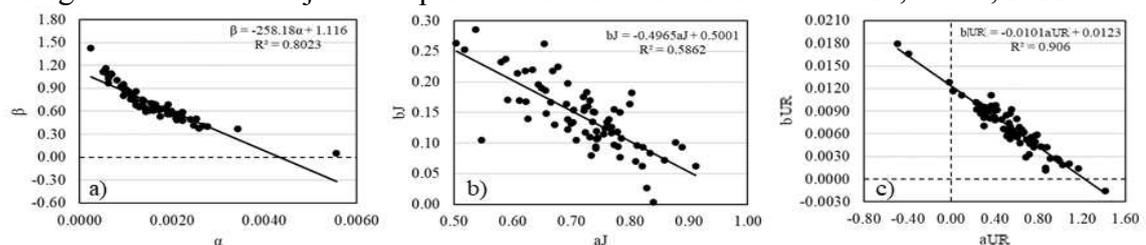
Figura 7 - Coeficientes linear (aUR) e angular (bUR) para inserção do elemento umidade relativa do ar na Equação de estimativa da ET_o Hargreaves e Samani ajustados para o semiárido brasileiro. Fortaleza, Ceará, 2022



Fonte: Elaborada pelo autor.

Os valores obtidos após o ajuste apresentam relação inversa, ou seja, quanto maior o valor de um coeficiente, menor o valor do outro, isso se repetiu nos ajustes para todas as equações de forma geral em todas as cidades, representados por uma função exponencial decrescente: aUR e bUR com $R^2 = 0,906$; α e β com $R^2 = 0,802$ e aJ e bJ com $R^2 = 0,586$ (Figura 8).

Figura 8 - Correlação exponencial entre os coeficientes “ α e β ” da Equação ET_o^{HSadj} ; “aJ” e “bJ” da Equação ET_o^{HSadj} e “aUR” e “bUR” da Equação ET_o^{HSUR} de estimativa de ET_o Hargreaves e Samani ajustados para o semiárido brasileiro. Fortaleza, Ceará, 2022



Fonte: Elaborada pelo autor.

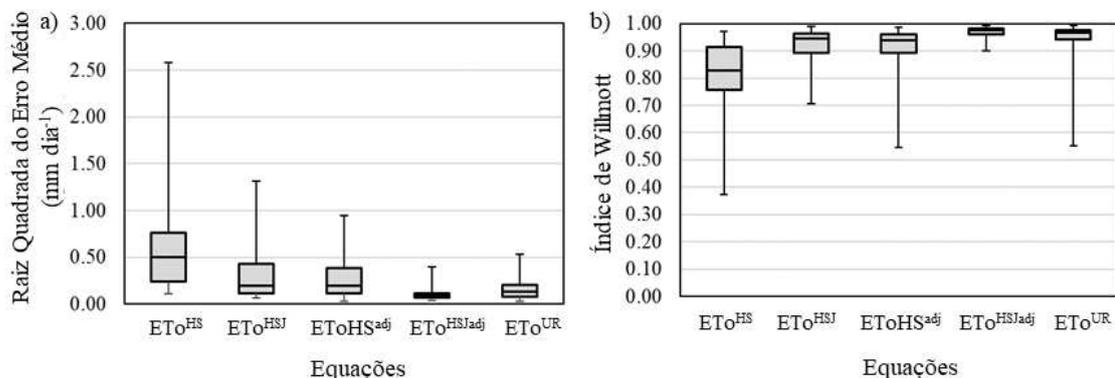
Para a utilização dos modelos com coeficientes ajustados, no semiárido brasileiro, em locais que não possuem estação e/ou não obtiveram valores ajustados pontualmente, além da espacialização/interpolação disponibilizadas nas Figuras 5, 6 e 7, foram geradas Tabelas, apresentando qual coeficiente utilizar com base na latitude e longitude do local.

Dada a natureza empírica das equações utilizadas no presente trabalho em conjunto com a não possibilidade de se correlacionar de forma satisfatória nenhum dos coeficientes ajustados com os elementos e ou fatores meteorológicos, buscando explicar a variação dos coeficientes, foi utilizado o suplemento *Point Sampling* do software QGIS 2.18, que possibilitou a retirada de valores para cada coeficiente ajustado com base na imagem gerada pela interpolação, disponível em anexo.

6.2 Performance das estimativas de ETo

Os ajustes propostos proporcionaram melhoria nas estimativas, diminuindo os erros, com menores valores de RQEM, com maior concentração de dados de erro próximos ao valor zero, com menor intervalo interquartil (Figura 9a). O menor valor de RQEM obtido para a Equação ETo^{HS} sem ajuste foi de $0,11 \text{ mm dia}^{-1}$, em Morro do Chapéu (Bahia), local em que os ajustes apresentaram uma melhoria mais discreta, em função da Equação original já apresentar os menores erros. O valor de $0,06 \text{ mm dia}^{-1}$ foi o menor obtido para ETo^{HSJ} e valor próximo à $0,03 \text{ mm dia}^{-1}$ para o restante das equações modificadas, tanto na calibração dos coeficientes α e β , bem como para a inserção com coeficientes ajustados (ETo^{HSUR} e ETo^{HSJadj}) no mesmo local, Itiruçu no Estado da Bahia. O valor médio do RQEM da Equação sem modificação foi de $0,63 \text{ mm dia}^{-1}$; caindo para $0,29 \text{ mm dia}^{-1}$ com a inserção da velocidade do vento sem ajuste (ETo^{HSJ}); $0,25 \text{ mm dia}^{-1}$ (ETo^{HSadj}); $0,16 \text{ mm dia}^{-1}$ (ETo^{HSUR}) e $0,10 \text{ mm dia}^{-1}$ (ETo^{HSJadj}).

Figura 9 - Boxplot da Raiz Quadrada do Erro Médio (RQEM) e do Índice de Willmott (Id) para propostas de estimativa de ETo por meio da Equação Hargreaves e Samani para o semiárido brasileiro. Fortaleza, Ceará, 2022

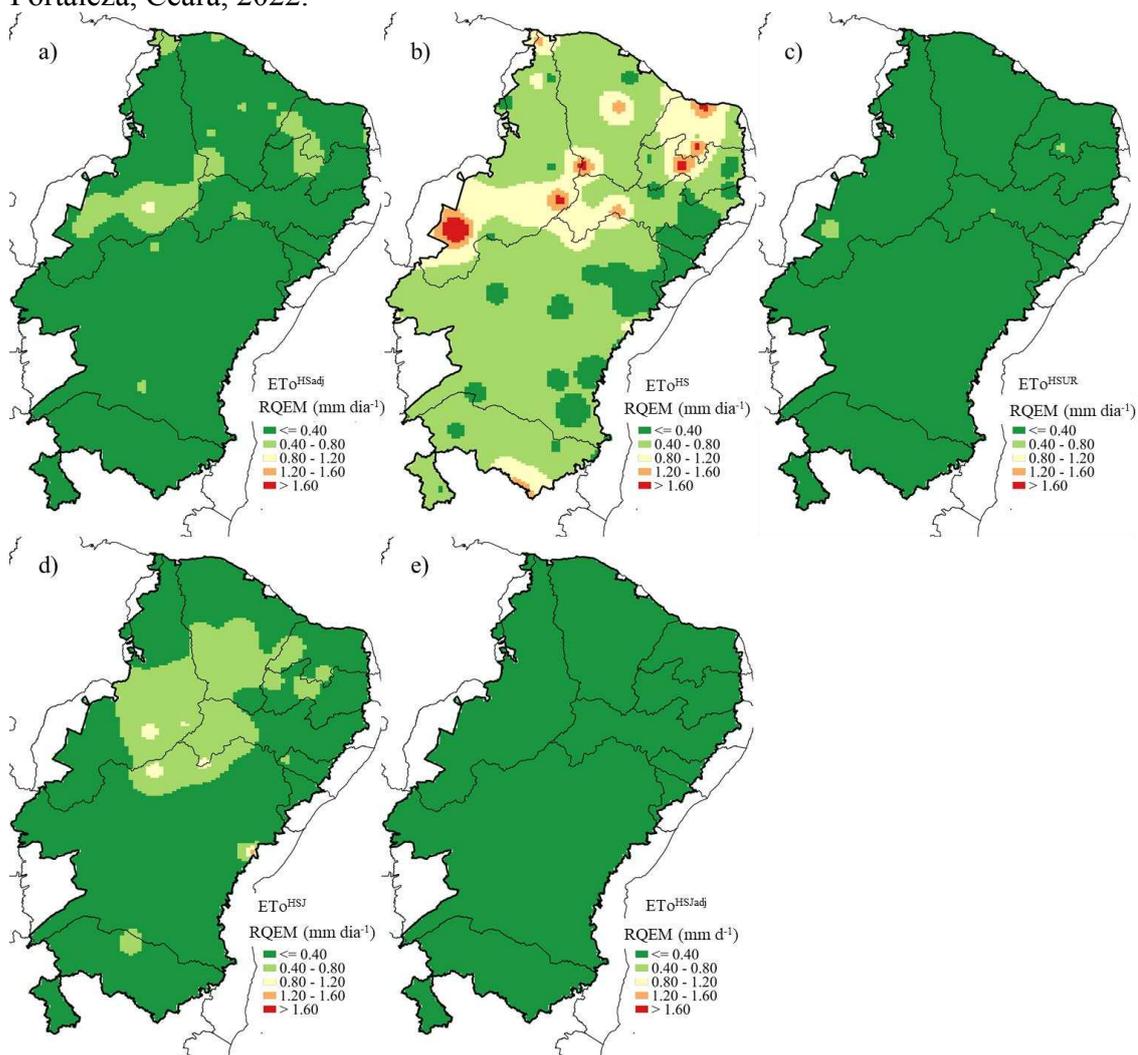


Fonte: Elaborada pelo autor.

Martinez-Cob e Tejero Juste (2004) afirmaram que, em regiões semiáridas, a Equação de ETo^{HS} não necessita de calibração. Entretanto, no presente trabalho após os ajustes e modificações, baseadas na Equação ETo^{HS}, notou-se uma melhora nos índices de concordância das estimativas (Figura 9b), principalmente nas equações ETo^{HSUR} (0,953) e ETo^{HSJadj} (0,968), também não se pode desprezar os resultados obtidos com ETo^{HS} original, com Id médio de 0,821.

Observando a espacialização dos valores de RQEM (Figura 10) todas as equações que passaram por modificações apresentam cor uniforme, com valores menores que 0,40 mm dia⁻¹ em praticamente todo o território semiárido, com destaque reforçado para os modelos ETo^{HSUR} e ETo^{HSJadj}. Importante notar que os menores erros da Equação na sua forma original, apesar de se apresentarem pontualmente em diversos locais do interior, se concentram ao leste da região, de forma geral, em locais com velocidade do vento e/ou umidade do ar mais elevada.

Figura 10 - Espacialização da Raiz Quadrada do Erro Médio (RQEM) para propostas de estimativa de ETo por meio da Equação Hargreaves e Samani para o semiárido brasileiro. Fortaleza, Ceará, 2022.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Os resultados obtidos no presente trabalho foram melhores que os observados em ajustes das estimativas de ETo no Irã, comparando quinze equações, nos climas mediterrâneo, muito úmido, árido e semiárido, os autores observaram que ET_o^{HS} apresentou RQEM médio de 2,04 mm dia⁻¹, com maior valor de 3,56 mm dia⁻¹ no mediterrâneo, seu pior resultado (Valipour; Sefidkouhi; Raeini-Sarjaz, 2017).

Os valores médios de Id (concordância) demonstraram que a Equação ET_o^{HS} estima de forma confiável a ETo para o semiárido brasileiro, entretanto, essa concordância satisfatória não é uniforme em toda região de estudo, visto a amplitude do boxplot (Figura 9b). Vale destacar que no presente trabalho a Equação ET_o^{HSIadj} apresentou Id = 0,99 para 5 locais e ET_o^{HSUR} para 4 locais. Jodar-Abellan, Ruiz-Álvarez e Valdes-Abellan (2019) também

constataram a diminuição dos erros por subestimativa da ET_o , quando ajustaram a Equação ET_o^{HS} , tomando como padrão a ET_o^{PM} FAO 56, o Id subiu de 0,91 para 0,95.

O valor máximo de RQEM foi obtido em Bom Jesus, no estado do Piauí (Figura 10b), com ET_o^{HS} (2,58 mm dia⁻¹), mesmo local no qual foi verificado o menor Id (0,372), também para ET_o^{HS} . Comparando as propostas estudadas no presente trabalho, a classificação pelos menores RQEM médios e maiores Id médios se dispõe: $ET_o^{HSJadj} > ET_o^{HSUR} > ET_o^{HSadj} > ET_o^{HSJ} > ET_o^{HS}$.

Pesquisadores e especialistas em diversas condições climáticas revelaram um desempenho variável nas estimativas da ET_o , indicando a necessidade de calibração local de alguns modelos (Allen *et al.*, 1998; Pereira; Green; Nova, 2006; Wang *et al.*, 2009; Raziei; Pereira, 2013). Diversos autores observaram a diminuição dos erros e aumentos de Id, melhorando as estimativas da ET_o por ET_o^{HS} ajustada, corroborando com essa afirmação, no presente trabalho, nenhuma Equação que passou por ajuste apresentou RQEM maior que 1,00 mm dia⁻¹ (Gavilán *et al.*, 2006; Bogawski; Bednorz, 2014; Arraes *et al.*, 2016; Lima Junior *et al.*, 2016; Feng *et al.*, 2017; Aguilera, 2018; Srivastava *et al.*, 2018).

A inclusão de mais um elemento meteorológico em ET_o^{HS} , com coeficientes (lineares e angulares) ajustados espacialmente, foi mais expressiva na melhoria da estimativa da ET_o , apresentando RQEM máximos de 0,536 e 0,400 mm dia⁻¹ para ET_o^{HSUR} e ET_o^{HSJadj} , respectivamente. Os resultados do presente trabalho, apesar de maior aproximação com a estimativa da ET_o^{PM} FAO 56, foram antagônicos aos obtidos por Hargreaves e Allen (2003), nesse estudo os autores deixaram a inclusão desses termos de lado, priorizando a simplicidade da Equação, afirmando que o impacto das melhorias nas estimativas seria insuficiente para fomentar a inclusão de mais um elemento.

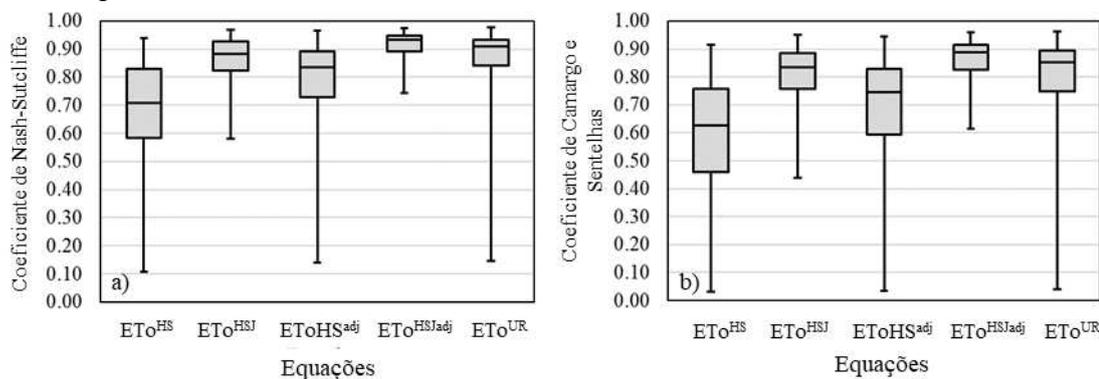
Em estudos realizados em regiões que não possuem clima semiárido, não foi recomendada a utilização da ET_o^{HS} em nenhuma das estações do ano, e em nenhuma escala temporal (Cunha *et al.*, 2017; Venancio *et al.*, 2019), reforçando a necessidade de ajustes e/ou calibrações da Equação original de ET_o^{HS} .

A calibração em si não é garantia de melhoria expressiva na estimativa da ET_o^{HS} , Almorox e Grieser (2016), agrupando por classificação climática realizaram ajustes na Equação de ET_o^{HS} em condições de clima frio (Cf), os autores não obtiveram melhoria relevante nas estimativas, obtendo redução ínfima no valor de RQEM (0,590 para 0,518 mm dia⁻¹). Salientando assim a necessidade de análise a cada caso, em mais de uma escala, de espaço e de tempo.

Hess, Wadzuk e Welker (2019), ajustando ETo^{HS} com dados de solo e cultura, verificaram discreta diminuição no RQEM (2,07 para 1,91 mm dia⁻¹). Já, Zanetti *et al.* (2019), calibrando a ETo^{HS} , separando por classes de clima e de amplitude térmica, obtiveram RQEM menor, com redução de 0,87 para 0,57 mm dia⁻¹, o menor erro obtido foi de 0,40 mm dia⁻¹, na classe com menor Δ térmica (5°C) e com maior UR (88%), destacando a potencialidade da ETo^{HS} ajustada para regiões úmidas.

Os valores do índice de Nash-Sutcliffe (E) (Figura 11a) variaram de 0,107 em Bom Jesus do Piauí (ETo^{HS}) até 0,938 em Palmeira dos Índios, em Alagoas e em Garanhuns, Pernambuco. O maior valor do índice E foi de 0,977 (ETo^{HSUR}), também para a cidade de Garanhuns. Observando o valor médio, ETo^{HSadj} foi a que apresentou a maior eficiência (0,914), valores superiores aos obtidos por Jodar-Abellan, Ruiz-Álvarez e Valdes-Abellan (2019), ajustando a Equação de ETo^{HS} para uma região no sudoeste da Espanha, acrescentando um fator de correção o valor de “E” passou de 0,710 (ETo^{HS}) para 0,84 (ETo^{HSadj}).

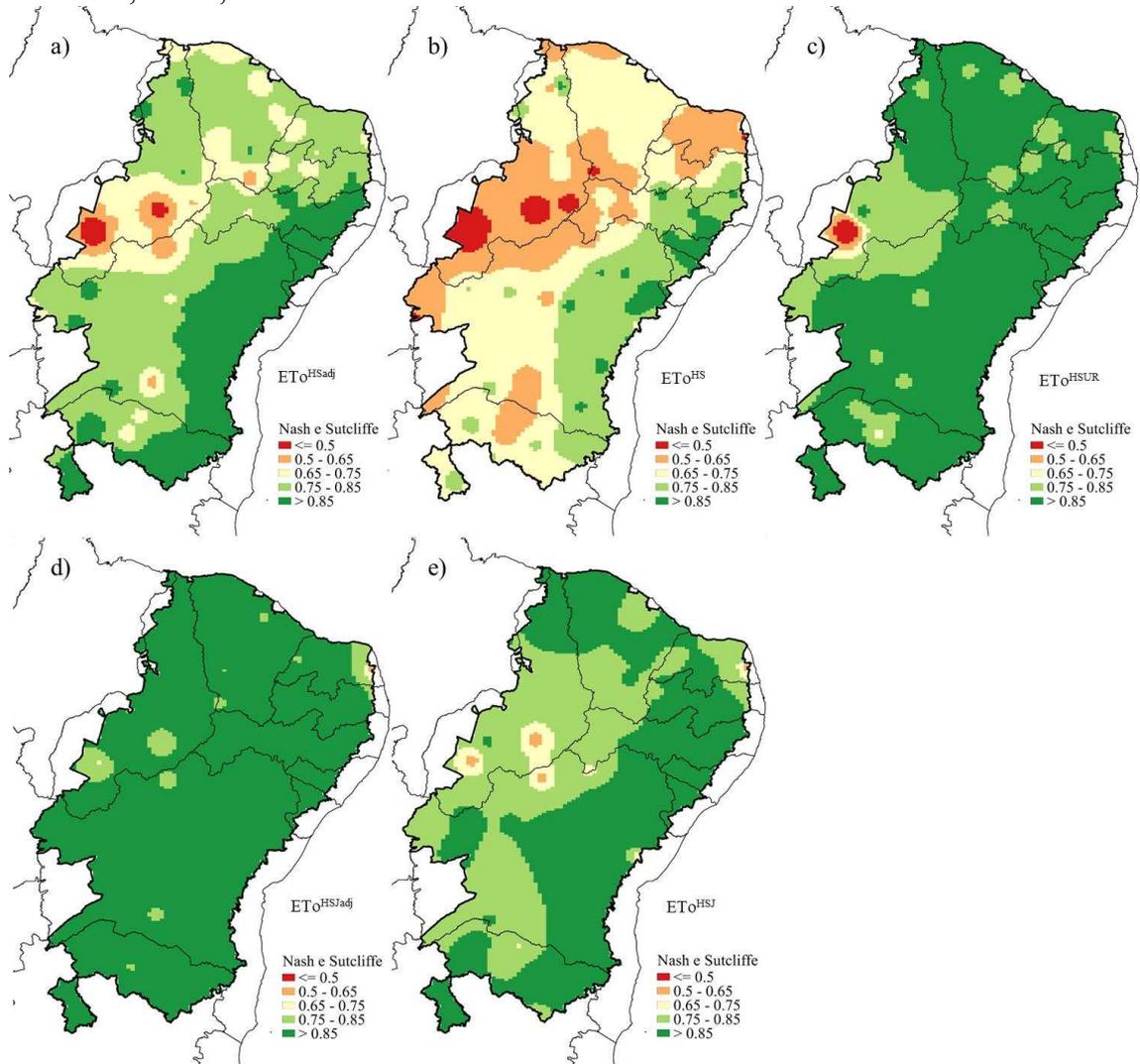
Figura 11 - Boxplot do Coeficiente de Nash-Sutcliffe e do Coeficiente de Camargo e Sentelhas para propostas de estimativa de ETo por meio da Equação Hargreaves e Samani para o semiárido brasileiro. Fortaleza, Ceará, 2022



Fonte: Elaborada pelo autor.

O índice de eficiência varia de menos infinito até um, a Equação ETo^{HS} apresentou valores menores que 0,5 para cinco locais: Bom Jesus do Piauí, Paulistana e São João, no Estado do Piauí; Campos Sales no Estado do Ceará e Macau no Rio Grande do Norte (Figura 12b). Nesse caso, não é recomendada estimativa da ETo por ETo^{HS} original, sendo que um valor médio geral, medido ou estimado pela metodologia padrão, apresenta-se mais confiável do que uma estimativa pontual por ETo^{HS} . Levando em consideração o mesmo índice estatístico, ETo^{HSadj} pode ser utilizada em todo o semiárido, não apresentando nenhum valor abaixo de 0,743. Já a ETo^{HSUR} apresentou valor abaixo do recomendado (0,146) somente para Bom Jesus do Piauí.

Figura 12 - Espacialização do coeficiente eficiência de Nash e Sutcliffe para propostas de estimativa de ETo por meio da Equação Hargreaves e Samani para o semiárido brasileiro. Fortaleza, Ceará, 2022



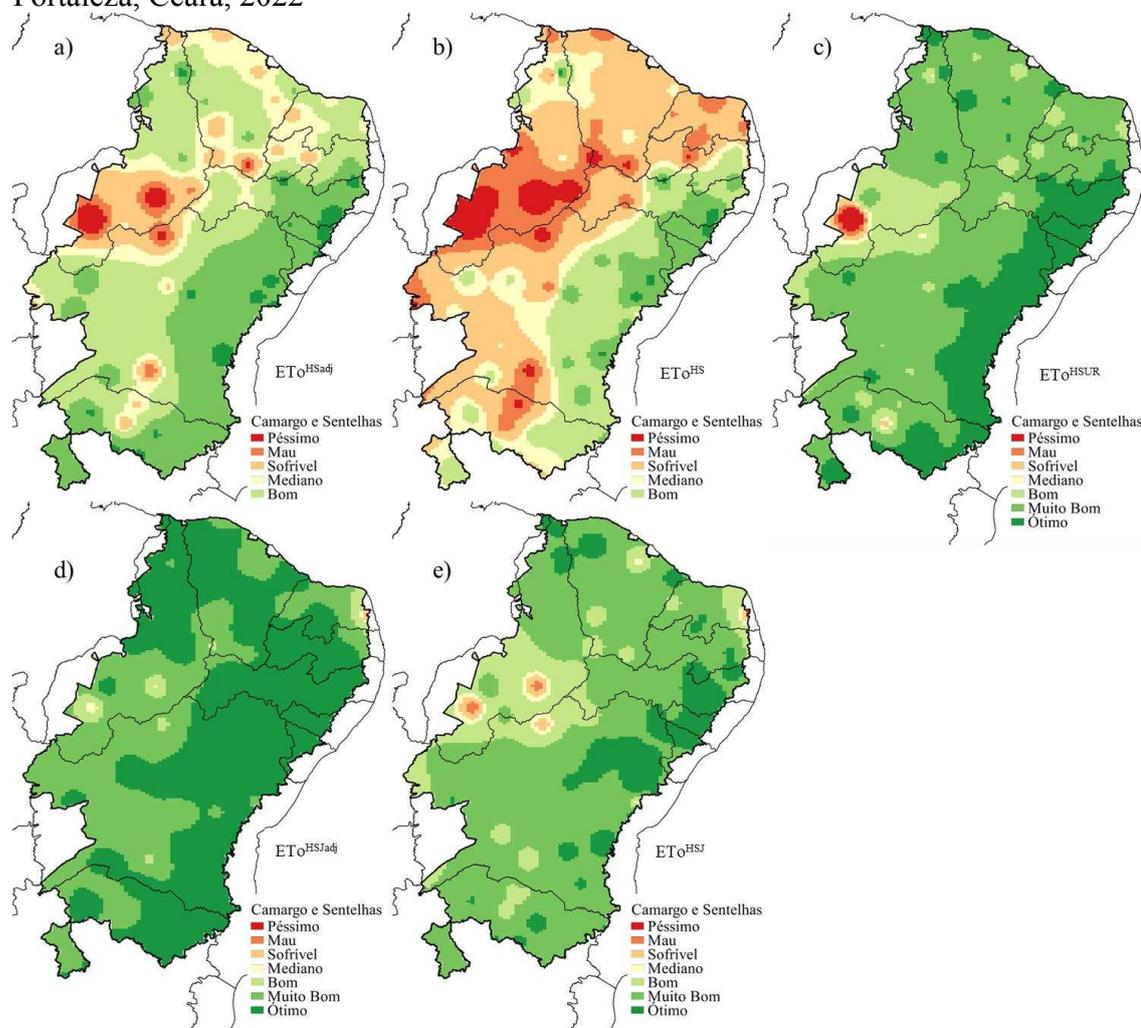
Fonte: Elaborada pelo autor.

Ainda do ponto de vista da eficiência, ETo^{HS} apresentou valores acima de 0,8, para as 23 cidades: Água Branca, Palmeira do Índios, Pão de Açúcar no Estado de Alagoas; Cipó, Itiruçu, Ituaçu, Monte Santo, Morro do Chapéu, Paulo Afonso, Senhor do Bonfim e Serrinha no Estado da Bahia; Januária e Pedra Azul em Minas Gerais; Areia, Campina Grande, Monteiro e Arco no Estado da Paraíba; Arco, Garanhuns, Surubim e Triunfo no Pernambuco; Piri-piri no Piauí e Própria no Estado do Sergipe.

De acordo com o índice “c” (Figura 11b), a classificação das propostas de estimar ETo foi: ETo^{HSJadj} (0,864) > ETo^{HSUR} (0,814) > ETo^{HSJ} (0,808) > ETo^{HSadj} (0,703) > ETo^{HS} (0,608). A Equação ETo^{HSJadj} apresentou-se com desempenho “ótimo” e “muito bom” para

maior parte a região estudada, em 68 locais (Figura 13). A Equação ET_{oHSUR} também apresentou uma quantidade elevada de classificações “ótimo” e “muito bom” (55 locais).

Figura 13 - Espacialização do coeficiente “c” Camargo e Sentelhas para propostas de estimativa de ET_o por meio da Equação Hargreaves e Samani para o semiárido brasileiro. Fortaleza, Ceará, 2022



Fonte: Elaborada pelo autor.

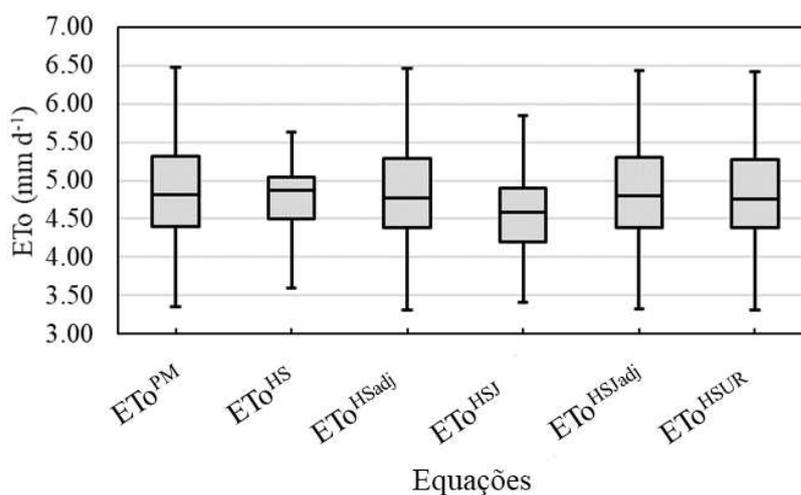
A partir dessas análises espaciais é possível afirmar que as propostas que inseriram mais um elemento meteorológico na Equação de ET_o^{HS} foram as melhores opções, mesmo assim é importante notar que ajustando os coeficientes α e β , foram obtidos aumentos nos coeficientes estatísticos “c” e “E” em todo semiárido brasileiro, quando comparada com sua forma original (Figura 13a e 13b). Almorox e Grieser (2016), ajustando ET_o^{HS} para todos os climas, sendo os mais destacáveis em regiões de clima tropical: locais com clima equatorial úmido (Af), o coeficiente “E” sofreu elevação de -9,55 (ET_o^{HS}) para 0,450 (ET_o^{HSadj}); para clima equatorial com verão seco (As) houve melhoria de -0,355 (ET_o^{HS}) para 0,396 (ET_o^{HSadj});

e para clima equatorial com inverno seco de 0,181 (ET_o^{HS}) para 0,448 (ET_o^{HSadj}), com melhores “E” obtidos em climas Df e Ds (úmido e frio), com valores superiores a 0,90.

Em calibrações realizadas na China, a Equação ET_o^{HS} (original e ajustada) superestimou a ET_o , diminuindo essa superestimativa de 44% para 15% após ajuste. ET_o^{HSadj} obteve melhora nas estimativas em todas as escalas de tempo (diária, mensal e anual), com aumento do coeficiente de “E” em 0,134 (Feng *et al.*, 2017).

De forma geral, as estimativas realizadas com ET_o^{HSJadj} e ET_o^{HSUR} foram as que mais se aproximaram do modelo padronizado pela FAO, mesmo também com subestimativas da ET_o , quando comparada a ET_o^{PM} FAO 56 (Figura 14). O maior valor obtido pela Equação ET_o^{HSJadj} foi de 6,43 mm dia⁻¹; ET_o^{HSadj} = 6,46 mm dia⁻¹ e ET_o^{HSUR} = 6,42 mm dia⁻¹ enquanto o modelo padrão (ET_o^{PM} FAO 56) estimou a ET_o máxima em 6,48 mm dia⁻¹. Vale ressaltar que esses são valores médios gerais, em que a ET_o estimada por esses diferentes modelos, mesmo com padrões observáveis, possui uma variação importante, tanto espacialmente como temporalmente no semiárido brasileiro, justificando os ajustes.

Figura 14 - Boxplot das estimativas de evapotranspiração de referência pelo modelo padrão Penman-Monteith e pelas propostas embasadas na Equação de Hargreaves e Samani para o semiárido brasileiro, Fortaleza, Ceará, 2022

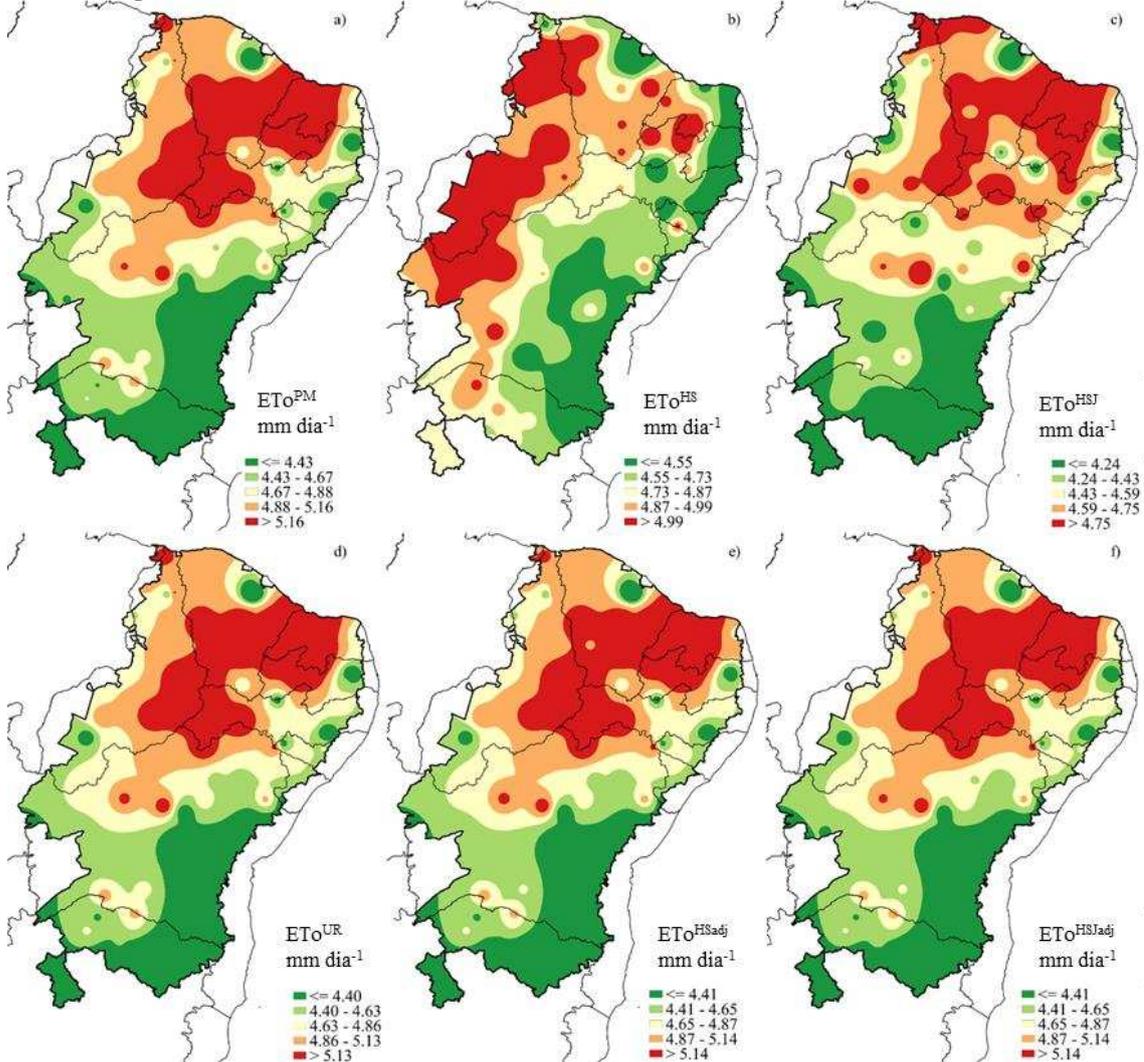


Fonte: Elaborada pelo autor.

Ainda observando as estimativas máximas de: ET_o^{HSJ} e ET_o^{HS} (5,84; 5,63 mm dia⁻¹) apresentaram tendência a subestimar a ET_o^{PM} FAO 56 (6,48 mm dia⁻¹). A Equação ET_o^{HS} original foi a que obteve menor amplitude interquartil, indicando super e subestimativas da ET_o , sendo a única proposta a apresentar segundo quartil (mediana) maior do que o modelo padrão, (ET_o^{PM} FAO 56 = 4,39 e ET_o^{HS} = 4,49 mm dia⁻¹).

Na espacialização da evapotranspiração de referência pelo modelo padrão (ET_o^{PM} FAO 56) nota-se que seus menores valores são obtidos a leste e sudoeste da região semiárida brasileira (Figura 15a), locais com maior umidade relativa do ar e menor temperatura média do ar (Figura 2c e 3b).

Figura 15 - Espacialização das estimativas de evapotranspiração de referência pelo modelo padrão Penman-Monteith e pelas propostas embasadas na Equação de Hargreaves e Samani para o semiárido brasileiro. Fortaleza, Ceará, 2022



Fonte: Elaborada pelo autor.

As subestimativas da Equação Hargreaves e Samani não ajustada podem ser observadas em parte do território da Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco (Figura 15b). Subestimativas da ET_o^{HS} são comumente observadas em regiões semiáridas (Hargreaves; Allen, 2003; Arraes *et al.*, 2016; Lima Junior *et al.*, 2018; Macêdo *et al.*, 2018; Jodar-Abellan; Ruiz-Álvarez; Valdes-Abellan, 2019; Awal *et al.*, 2020; Paredes *et al.*, 2020).

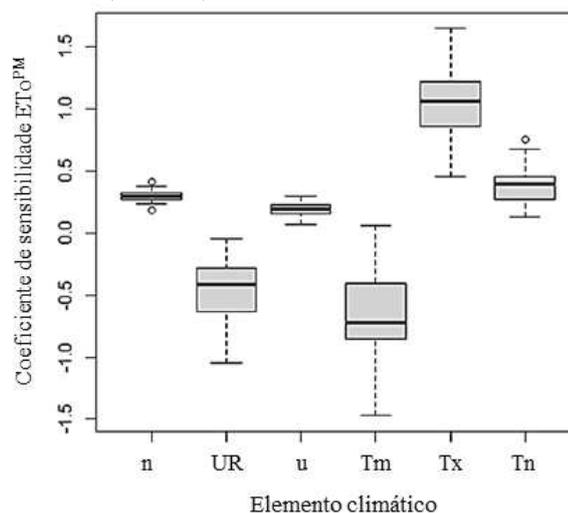
Os valores mais discrepantes do modelo padrão obtidos pela Equação ET_o^{HS} são identificados, de forma geral, nos locais com maiores valores de insolação, maiores valores de temperatura do ar e menores valores de umidade relativa e velocidade do vento. Os valores médios obtidos pelas equações de Hargreaves e Samani que sofreram modificação foram iguais ao obtido pelo modelo padrão ($3,30 \text{ mm dia}^{-1}$). Posto isso, para o semiárido brasileiro, a utilização dessas propostas é importante não somente para a agricultura irrigada, mas, essas estimativas de ET_o podem ser aplicadas na hidrologia, agrometeorologia, balanço hídrico climatológico e gestão dos recursos hídricos de forma geral.

É possível observar que as equações que foram ajustadas regionalmente apresentam espacialização que acompanha melhor a tendência da ET_o^{PM} FAO 56 (Figuras 15d, 15e e 15f). Os maiores valores de ET_o são observados no leste do Piauí, oeste do Pernambuco, Ceará, Paraíba e Rio Grande do Norte.

6.3 Sensibilidade dos elementos meteorológicos

Após os incrementos e decrementos ($\pm 20\%$) nos elementos meteorológicos, a análise de sensibilidade para estimativa da ET_o^{PM} FAO 56, demonstrou que a variável T_m apresenta maior amplitude de Sc (Figura 16), com Sc variando de -1,47 até 0,06 ($\Delta Sc = 1,53$). Ainda, observando qual elemento meteorológico apresentou valor de Sc de maior sensibilidade, a variável T_x é a mais distante de zero em todas as estações meteorológicas da região semiárida do Brasil, com Sc variando espacialmente de 0,45 até 1,65. Por sua vez, o elemento que apresenta o menor coeficiente de sensibilidade é a velocidade do vento, com valores de 0,07 até 0,30, demonstrando pelo menos de modo geral, ser o elemento menos importante para estimativa da ET_o por PM FAO 56 no semiárido brasileiro.

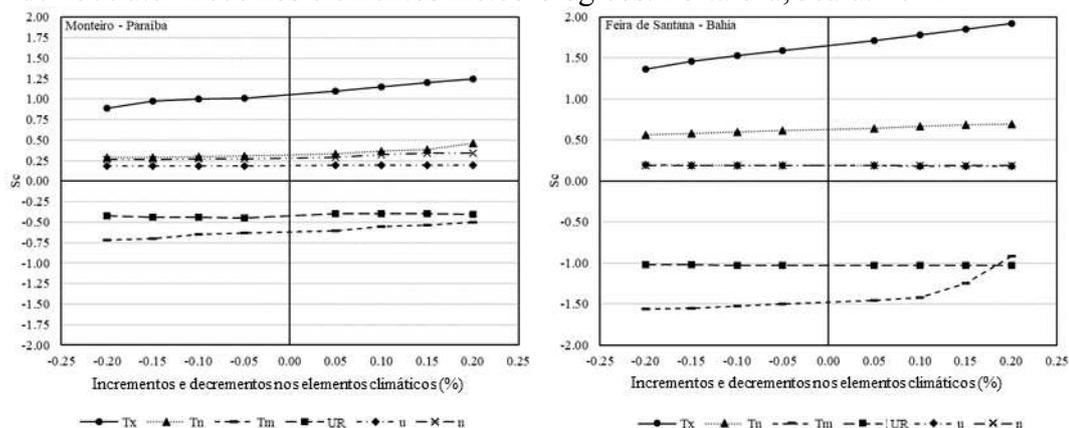
Figura 16 - Boxplot dos coeficientes de sensibilidade para os elementos meteorológicos na estimativa da ETo por Penman Monteith; Insolação (n), Umidade relativa do ar (UR), velocidade do vento (u), Temperatura média, máxima e mínima do ar (Tm, Tx e Tn). Fortaleza, Ceará, 2022



Fonte: Elaborada pelo autor.

Considerando a variação local, dos incrementos e decrementos ($\pm 5\%$, $\pm 10\%$, $\pm 15\%$ e $\pm 20\%$), os dados obtidos da estação localizada em Monteiro, no estado da Paraíba, apresentam os valores de Sc mais semelhantes as médias gerais dos coeficientes obtidos para ETo^{PM} FAO 56 nas 74 estações analisadas, por sua vez, Feira de Santana na Bahia apresenta os valores médios mais discrepantes da média geral de Sc, e mesmo assim ambas as estações apresentam a mesma classificação de importância nos valores de Sc para ETo^{PM} FAO 56 (Figura 17a e 17b). Assim é seguro afirmar a maior importância da Tx, seguida pela Tm e UR em todo semiárido brasileiro.

Figura 17 - Variação sobre a EToPM FAO 56 devido a incrementos e decrementos de $\pm 5\%$ até $\pm 20\%$ nos elementos meteorológicos. Fortaleza, Ceará, 2022



Fonte: Elaborada pelo autor. Para os locais com valores de Sc mais próximos da média (Monteiro - Paraíba) e mais distantes (Feira de Santana - Bahia).

Jerszurki, Souza e Silva (2019), utilizando dados de 26 estações no Brasil, afirmaram que o termo velocidade do vento é o segundo mais importante para a estimativa de ETo pelo modelo padrão. Possivelmente a discrepância entre resultados pode ser explicada pela quantidade diferente de dados utilizada, do ponto de vista temporal e espacial. Askari *et al.* (2015) observou na Malásia que o elemento meteorológico mais importante é a velocidade do vento e o menos importante é a umidade relativa do ar.

A escala de dados utilizadas por Jerszurki, Souza e Silva (2019) foi diária, o que possibilitou uma maior representatividade temporal, apesar do coeficiente de sensibilidade ser obtido a partir de resultados médios. Entretanto a quantidade de estações para representar todo o território nacional pode ser considerada pequena, ocasionando falta de representatividade espacial das interações entre elementos meteorológicos.

Lemos Filho *et al.* (2010), para o estado de Minas Gerais, destacam o termo velocidade do vento, apesar de causar menos sensibilidade que o déficit de pressão de vapor (associado a UR) tem a segunda maior importância, em função principalmente da sua variação espacial, o que também não corrobora com o presente trabalho. Mais uma vez, essa disparidade possivelmente pode ser explicada em função da utilização de dados em escala temporal diferente (diária), da utilização de metodologia diversa para obtenção do coeficiente de sensibilidade, bem como das menores velocidades médias de velocidade do vento, o que potencializou a importância da variação espacial em Minas Gerais.

No presente estudo, o termo velocidade do vento para Sc (ETo^{PM} FAO 56) se apresentou como menos sensível na maioria das estações (61 locais), com seus menores valores

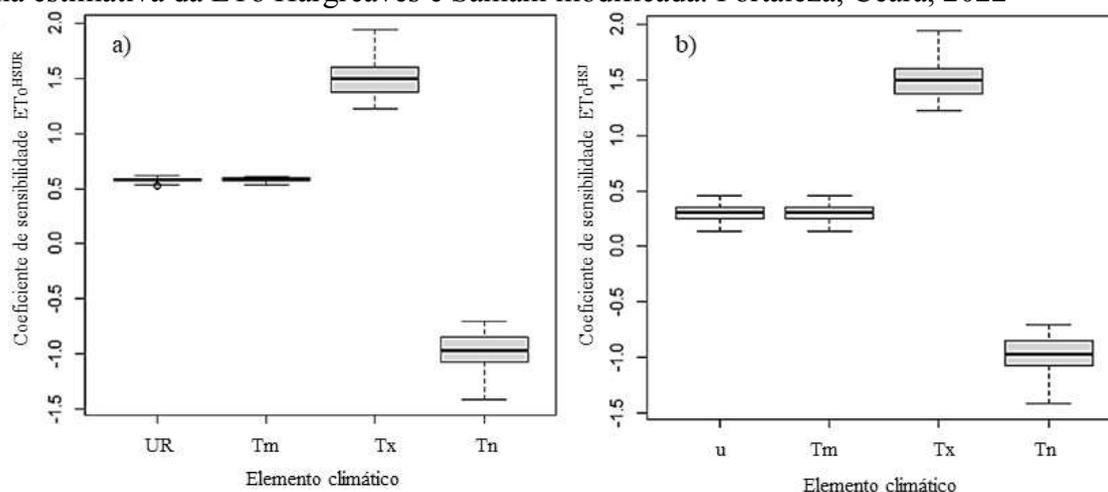
no norte do Piauí e Ceará, leste dos Estados Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, e centro sul do Estado da Bahia, na fronteira com Minas Gerais, locais mais próximos ao litoral.

O $Sc ETo^{PM}$ FAO 56 relacionado a insolação se apresentou como menos importante para 7 locais: Campos Sales no Estado do Ceará, Cabrobó e Petrolina no Estado do Pernambuco, Feira de Santana e Irecê no Estado da Bahia, Patos na Paraíba e Cruzeta no Rio Grande do Norte. O $Sc ETo^{PM}$ FAO 56 relacionado a T_m se apresentou como menor para dois locais: Araçuaí (Minas Gerais) e Caldeirão (Piauí). Por sua vez, o $Sc ETo^{PM}$ FAO 56 para a RH se mostra como menos importante para quatro locais: Bom Jesus do Piauí e Picos (Piauí), Bom Jesus da Lapa (Bahia) e Janaúba (Minas Gerais).

Apesar de ser uma região semiárida, região com evapotranspiração de referência anual maior que a quantidade de chuva, existem locais que apresentam umidade relativa do ar elevada (acima de 80%), explicando assim a terceira maior variação em valores de Sc . Valipour (2014b) e Tabari e Talaei (2014) também observaram valores elevados de UR em regiões semiáridas.

Sobre os coeficientes de sensibilidade das propostas da Equação ETo^{HS} (modificadas), com inserção da velocidade do vento (ETo^{HSJ}) e da umidade relativa do ar ($ETo^{HSUR^{geral}}$) (Figuras 18a e 18b), são observados os mesmos resultados, para os elementos que as equações compartilham (T_x , T_n e T_m). O elemento que se apresentou como mais importante foi a T_x , com variação de 1,23 até 1,94, o segundo mais importante foi a T_n , com variação de -0,71 até -1,42. Para T_m os valores de Sc foram praticamente os mesmos observados para UR, e bem próximos aos observados para u , os valores de Sc para UR variaram de 0,53 até 0,62 (CV = 3,4%) e para velocidade do vento variaram de 0,13 até 0,46 (CV = 24,4%).

Figura 18 - Boxplot dos coeficientes de sensibilidade para os elementos meteorológicos na estimativa da ETo Hargreaves e Samani modificada. Fortaleza, Ceará, 2022



Inserção do elemento umidade relativa do ar (a) e velocidade do vento (b) no semiárido brasileiro; umidade relativa do ar (UR), velocidade do vento (u), Temperatura média, máxima e mínima do ar (Tm, Tx e Tn).
Fonte: Elaborada pelo autor.

A importância das variáveis Tx e Tn pode ser explicada por sua diferença representar a amplitude térmica. Hargreaves e Allen (2003) demonstram que uma aproximação da Rs pode ser obtida empiricamente partindo desta amplitude. Partindo da análise de dados climáticos de Davis, Califórnia - em conjunto com uma revisão de literatura – os autores concluíram que Rs poderia ser calculado a partir de radiação extraterrestre (Ra) e a quantidade de horas com luz do solar possível.

Hargreaves e Samani (1982) desenvolveram um modelo de estimativa da Rs, que é determinado pela diferença de temperatura do ar diária, Ra e um coeficiente de ajuste. A diferença entre as Tx e Tn está relacionada a cobertura de nuvens de uma local. A atmosfera é transparente à radiação solar, em função disso o céu descoberto condiciona o ambiente a elevadas temperaturas do ar durante o dia (temperatura máxima) e em baixas temperaturas durante a noite (temperatura mínima), pois a radiação de onda longa é menos absorvida pela atmosfera (Allen *et al.*, 1998).

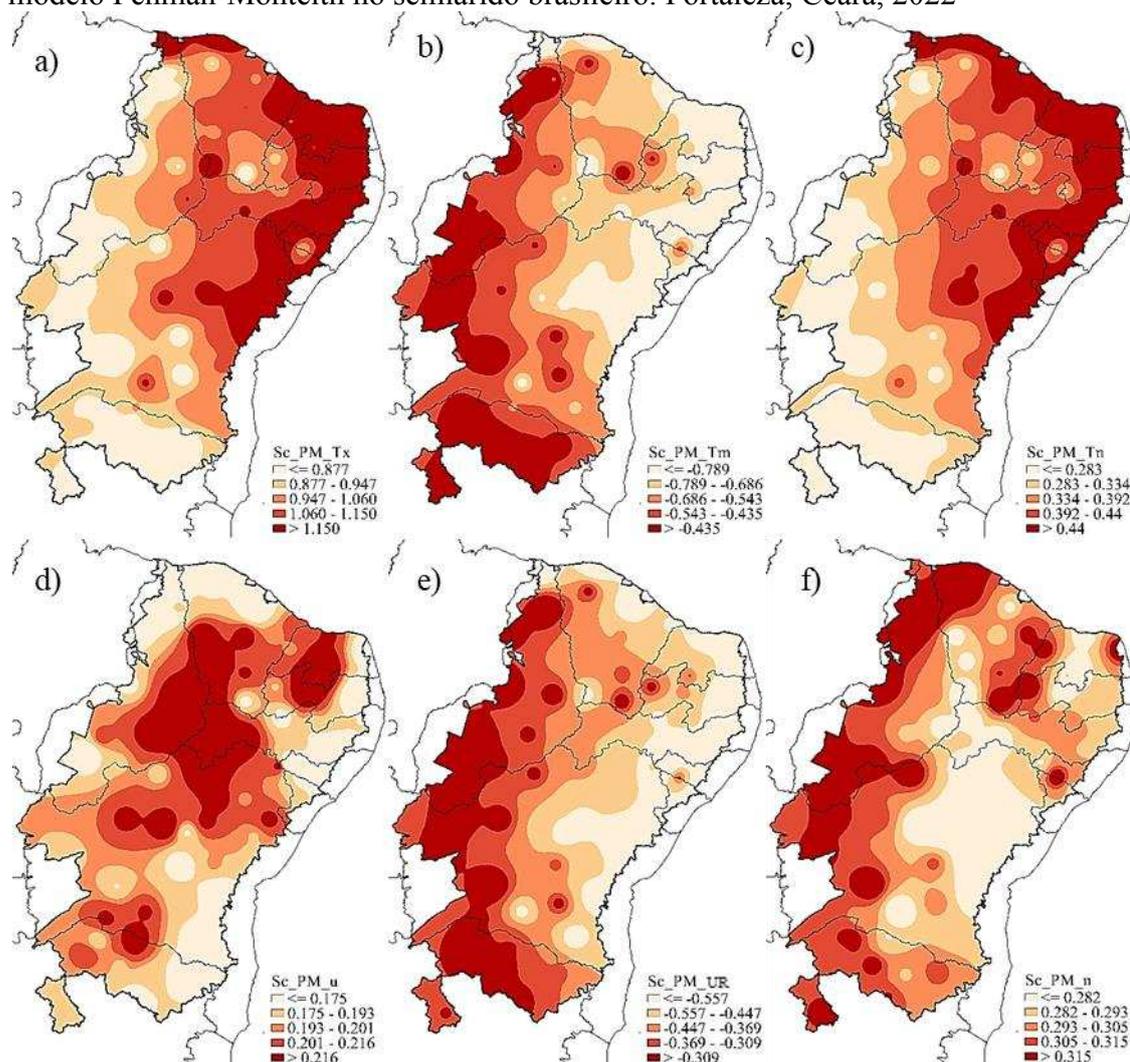
Borges e Oliveira (2020) analisando a sensibilidade para o município de Ouricuri, no Estado do Pernambuco, de forma sazonal verificaram que a Tx é o elemento mais importante, e que a estimativa da ETo é mais afetada por alterações nesse elemento durante o verão, também foi notado que a Tx afeta a ETo de forma positiva, e a Tn de forma negativa, o que corrobora com os resultados do presente trabalho para todas as estações do semiárido brasileiro analisadas, tanto para ETo^{HSURgeral} como para ETo^{HSJ} (valores médios para ambas equações de ScTx = 1,55 e ScTn = -0,98). Em verificação da sensibilidade da ETo^{HS} em comparação com ETo^{PM} FAO 56 na região do município de Bebedouro, no Estado de São

Paulo. Palaretti, Mantovani e Sediyaama (2014) verificaram que a equação empírica é mais sensível a perturbações na temperatura máxima do ar, o que mostra que esse comportamento acontece também em outro tipo clima.

Askari *et al.* (2015) realizaram análise de sensibilidade com sete equações de ETo na bacia hidrográfica de Penchala - fronteira entre Kuala Lumpur e Petaling Jaia - na Malasya. Os autores observaram que apesar da óbvia sensibilidade da Equação ETo^{HS} para com o elemento temperatura do ar, ela se apresentou somente como a quinta mais sensível a esse elemento, se apresentando até menos sensível do que o modelo ETo^{PM} FAO 56.

Sobre a variação espacial do Sc da ETo^{PM} FAO 56, nota-se que, apesar da baixa sensibilidade, dentre os valores de Sc obtidos, particularmente para o elemento velocidade do vento (Figura 19d), a fronteira entre Minas Gerais e Bahia, em conjunto com áreas nas fronteiras do Piauí, Ceará e Pernambuco, bem como no centro do Rio Grande do Norte e da Paraíba, apresentam os valores mais distantes de zero. Os locais com maior Sc para a velocidade do vento se encontram principalmente no centro da região semiárida, área em que os efeitos da velocidade do vento sobre a estimativa da ETo^{PM} FAO 56 são potencializados, por ser um local com baixa UR (aproximadamente 55%).

Figura 19- Espacialização dos coeficientes de sensibilidade para estimativa da ETo pelo modelo Penman-Monteith no semiárido brasileiro. Fortaleza, Ceará, 2022



Lê-se: (a) temperatura máxima do ar; (b) temperatura média do ar (c); temperatura mínima do ar; (d) velocidade do vento; (e) umidade relativa do ar; (f) insolação.

Fonte: Elaborada pelo autor.

O ar mais seco possibilita o aumento da quantidade de água vaporizada e a remoção desse vapor de água pelo vento (Allen *et al.*, 1998; Varejão, 2006). Assim, pode-se afirmar que quando o valor de UR for baixo, o poder evaporante do ar torna-se mais influente, aumentando a sensibilidade da ETo a flutuações nesse elemento. Macêdo *et al.* (2018) verificaram esse comportamento elaborando equações de estimativa da ETo para Pernambuco. Locais em que a UR era baixa, a sua sensibilidade também era reduzida, tornando o vento uma variável mais importante.

Os menores valores de Sc para UR e Tm (Figuras 19b e 19e) estão mais localizados mais próximos ao litoral, em que a umidade relativa possui tendência de ser mais elevada

(Figura 3), e que a amplitude térmica é menor (Figura 1), ambos efeitos ocasionados pela maior proximidade ao mar.

Em pesquisa classificando as regiões homogêneas em temperatura do ar no estado de Santa Catarina – Brasil, foi observado médias mais elevadas de temperatura do ar e o menor desvio padrão e amplitude térmica principalmente em locais mais próximos ao mar, com as estações mais distantes do litoral apresentando maior amplitude (Araujo, 2021).

O efeito da proximidade com o mar reduz as amplitudes térmicas, homogeneizando as temperaturas no litoral. Por sua vez, foi verificado no presente trabalho que o efeito da continentalidade não permite essa redução, em locais mais afastados do litoral, as amplitudes térmicas diárias, possuem tendências mais elevadas.

Sobre os coeficientes obtidos para Tx (Figura 19a), são observados seus maiores valores no norte dos Estados do Piauí e Ceará (litoral) até o leste do semiárido da Bahia (mais próximo ao litoral), o segundo elemento mais importante para a maioria das estações do semiárido brasileiro para Sc ETo^{PM} FAO 56 é a temperatura média do ar, em 62 cidades. A umidade relativa do ar se apresenta como segundo elemento mais importante para Guaramiranga, no Estado do Ceará ($Sc = -0,81$). Já a insolação se apresentou como a segundo elemento mais importante para 11 locais, nos Estados do Piauí, Ceará, Bahia e Minas Gerais (com valor médio de $Sc = 0,35$).

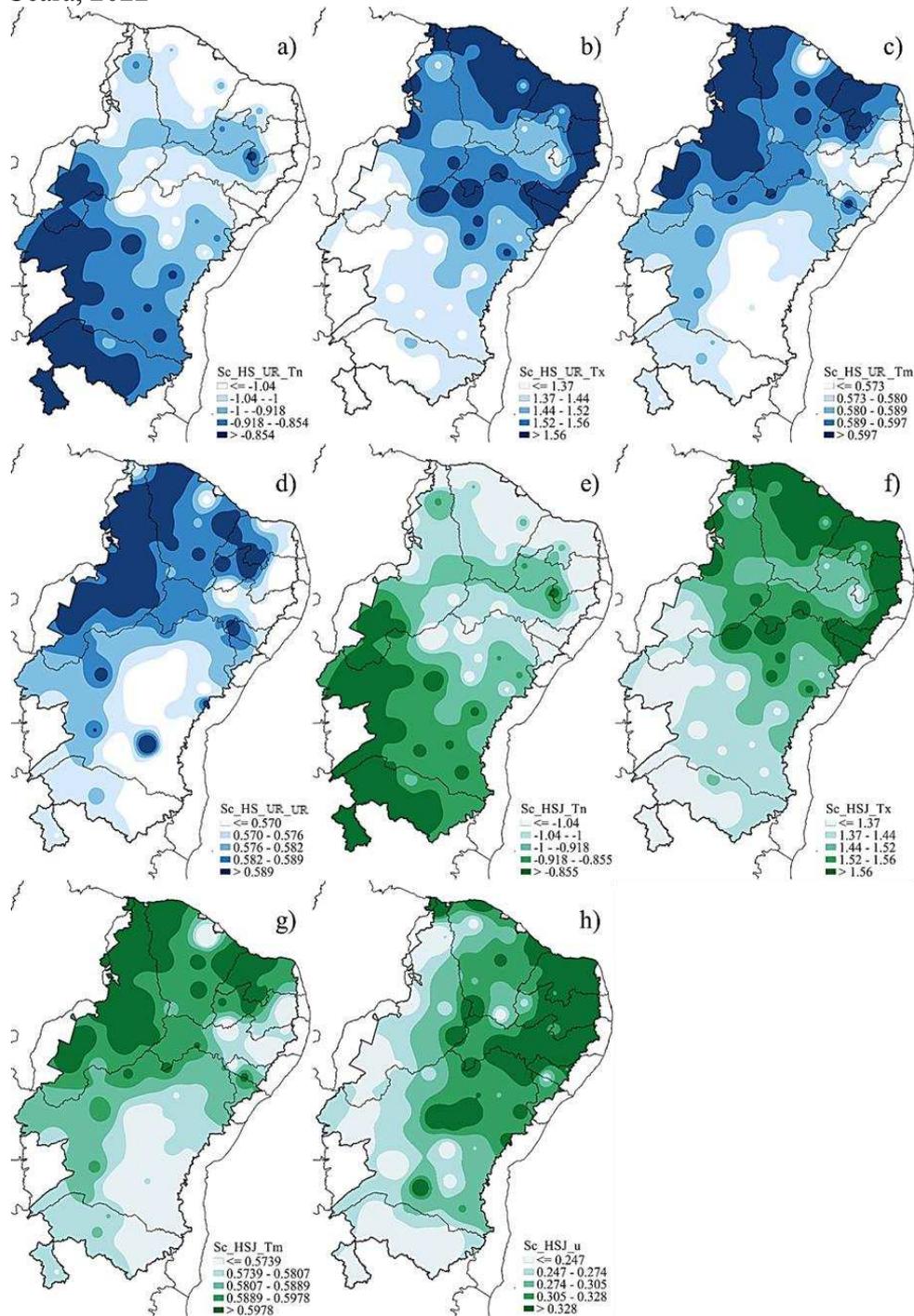
Eslamian, Khordadi e Abedi-Koupai (2011) verificaram que a temperatura e a UR possuem maior sensibilidade na ETo estimada por ETo^{PM} FAO 56 para locais semiáridos no Irã. Emeka *et al.* (2021) em pesquisa semelhante na Nigéria obtiveram coeficientes gerais classificados: $UR > \text{Radiação solar} > Tx > u_2 > T_n$. Os autores observaram que para a estação seca, o termo Tx apresentou maior sensibilidade, mesmo comportamento observado no Irã em climas semiáridos e úmidos (Sharifi; Dinpashoh, 2014; Biazar; Dinpashoh; Singh, 2019) e no Japão central (Ghiami-Shomami *et al.*, 2019).

Tabari e Talaei (2014), realizando análise de sensibilidade em três climas no Irã, verificaram que a importância dos elementos muda de acordo com o clima, a sensibilidade da ETo para com a velocidade do vento e a temperatura do ar é menor nos climas úmidos e semiáridos do que no árido. Já, para o caso da insolação, os autores observaram comportamento inverso. Na China, de forma geral, a maior sensibilidade foi verificada em elementos que se relacionam com a quantidade de vapor na atmosfera. Liu *et al.* (2012) apontam a pressão de vapor, seguida da Tx. Enquanto, Fan *et al.* (2016) encontraram Sc mais sensível para UR.

Na espacialização dos Sc para as equações $ETo^{HSUR\text{geral}}$ e ETo^{HSJ} (Figura 20b e 20f), a Tx se apresenta seus maiores valores ao norte e nordeste da região semiárida, para as duas

modificações, com Sc médio = 1,51 (CV = 11,10%). Corroborando com os resultados obtidos no presente trabalho, Biazar, Dinpashoh e Singh (2019), analisando a sensibilidade da ETo^{HS} em região úmida no litoral do mar Cáspio, no Irã, observaram maior sensibilidade a T_x , seguida por T_n e T_m .

Figura 20 - Espacialização dos coeficientes de sensibilidade para estimativa da ETo pelos modelos ajustados da Equação Hargreaves e Samani. Fortaleza, Ceará, 2022



Lê-se: (a) $ETo^{HSURgeral}$ temperatura média do ar; (b) $ETo^{HSURgeral}$ temperatura mínima do ar; (c) ETo^{HSUR} temperatura máxima do ar; (d) $ETo^{HSURgeral}$ umidade relativa do ar; (e) ETo^{HSJ}

temperatura média do ar; (f) ETo^{HSJ} temperatura mínima do ar; (g) ETo^{HSJ} temperatura máxima do ar; (h) ETo^{HSJ} velocidade do vento; na estimativa da ETo no semiárido brasileiro. Fonte: Elaborada pelo autor.

Para ETo^{HSJ} , os menores valores de Sc (Figura 20h) foram para o elemento inserido (u_2) em todas as estações (Sc médio = 0,30; $CV = 24,47\%$), de forma geral apresentando esses resultados nos locais com os menores valores de u_2 e UR. Ainda sobre os valores de Sc obtidos para ETo^{HSUR} , a Tm se apresentou como menos importante em 10 locais: Feira de Santana, Itiruçu, Ituaçu e Vitória da Conquista no Estado da Bahia, Guaramiranga no Ceará, Água Branca no Estado do Alagoas, Caldeirão no Estado do Piauí, Monteiro no Estado da Paraíba, e Arco Verde e Garanhuns no Estado do Pernambuco. Por sua vez, o elemento inserido (umidade relativa do ar) foi o menos importante para 64 estações, com valor médio de $Sc = 0,58$ ($CV = 3,40\%$).

Os coeficientes Sc para UR e Tm na Equação ETo^{HSUR} apresentaram a menor variância dentre os observados, independentemente das características locais, sejam fatores meteorológicos como altitude, latitude, longitude e distância do litoral, como dos elementos meteorológicos, como médias de temperatura do ar, umidade relativa do ar e velocidade do vento do local.

6.4 Tendência dos elementos meteorológicos

Foi observado no presente trabalho, que a quantidade de meses em cada ano influencia os resultados dos testes de tendência, assim, justificando a utilização de somente os anos com dez ou mais meses de dados para se evitar falsas tendências. Posto isso foi demonstrado que a afirmação de Tabari *et al.* (2011), de que o teste de MK possui baixa sensibilidade a rupturas abruptas devido a séries temporais não homogêneas não se faz verdade, pelo menos não para o semiárido brasileiro.

De forma geral, existe uma tendência de aumento das temperaturas do ar (máximas, médias e mínimas) com mais da metade dos locais apresentando significância a 0,05. A ETo e a insolação também apresentam tendência de aumento, com menos locais apresentando significância estatística, bem como diminuição da Chuva, velocidade do vento e umidade relativa do ar (Tabela 2).

Tabela 2 - Tendências negativas ou positivas na média anual dos elementos meteorológicos e significâncias estatísticas. Fortaleza, Ceará, 2022

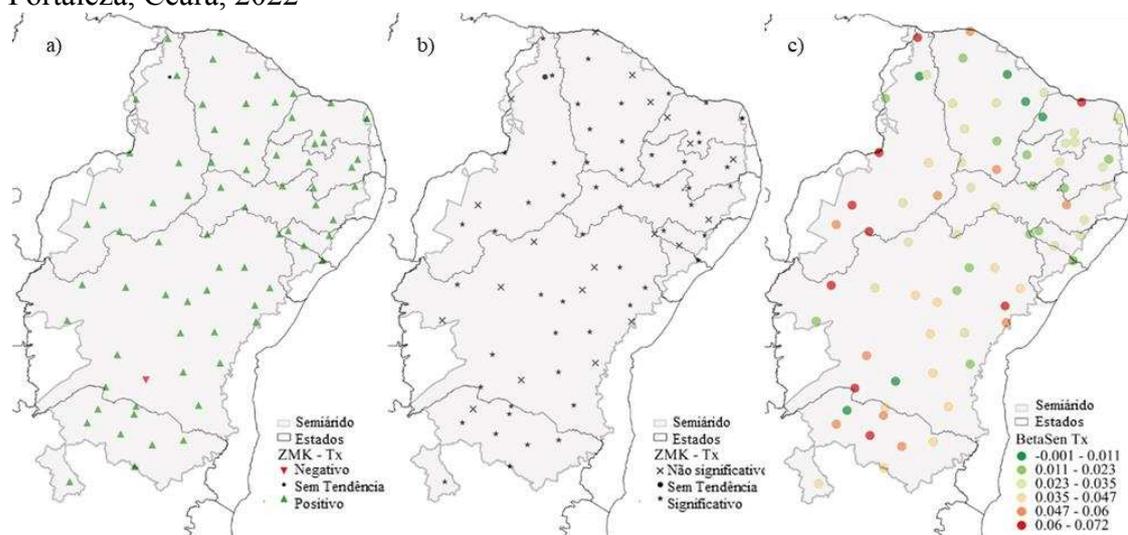
Elementos	Positivo	Significativo Positivo	Negativo	Significativo Negativo
ETo	54	18	19	3
N	57	24	14	1
Chv	18	0	54	9
Tm	73	57	0	0
Tn	49	46	14	3
Tx	72	53	1	0
UR	21	6	52	24
U	24	13	49	36

Fonte: Elaborada pelo autor.

6.4.1 Temperatura máxima do ar (Tx)

Ao aplicar o teste MK para analisar a tendência média anual da temperatura máxima com um nível de significância de 5%. O município de Caldeirão - Piauí, não apresentou nenhuma tendência para Tx (Figura 21a), e apenas a estação de Caetité - Bahia não apresentou uma tendência positiva pelo teste de MK (não significativa).

Figura 21 - Tendência da temperatura máxima do ar pelo teste Mann-Kendall (a) e teste de significância (b) e Teste do estimador de declividade de Sen (Beta de Sen) (c). Fortaleza, Ceará, 2022



Fonte: Elaborada pelo autor.

Das 74 estações meteorológicas analisadas, 72 (97,3 %) apresentaram os valores de Z_{MK} acima de zero, com 53 locais (71,6%) com tendência crescente ao nível de significância

analisado (Figura 5b), ou seja, com $|Z_{MK}| > |Z_{1-(\alpha/2)}|$, a hipótese nula (H_0) de que não há tendência significativa é rejeitada, assim, existe uma tendência significativa na série temporal.

A tendência de elevação de temperatura em regiões com clima semiárido também foi observada por Zareiee *et al.* (2014) no Iran, e por Byakatonda *et al.* (2018) na Botswana, e por Kiliç e Acar (2021) na Turquia, existe nesses locais uma tendência de aumento de temperatura do ar, principalmente no inverno. Os resultados de aumento da Tx também corroboram com os resultados obtidos por Xu *et al.* (2010), Alhaji *et al.* (2018) e Agbo, Ekpo e Edet (2021).

É possível observar que os valores de declividade do Sen (Figura 22c) oscilaram entre o intervalo de $-0,0012 \text{ }^\circ\text{C ano}^{-1}$ Caetité (tendência negativa) a $0,0718 \text{ }^\circ\text{C ano}^{-1}$ Caririnha, ambos na Bahia (tendência positiva significativa). O estado da Bahia foi o que apresentou a maior variação nos valores do Beta de Sen (CV = 39%).

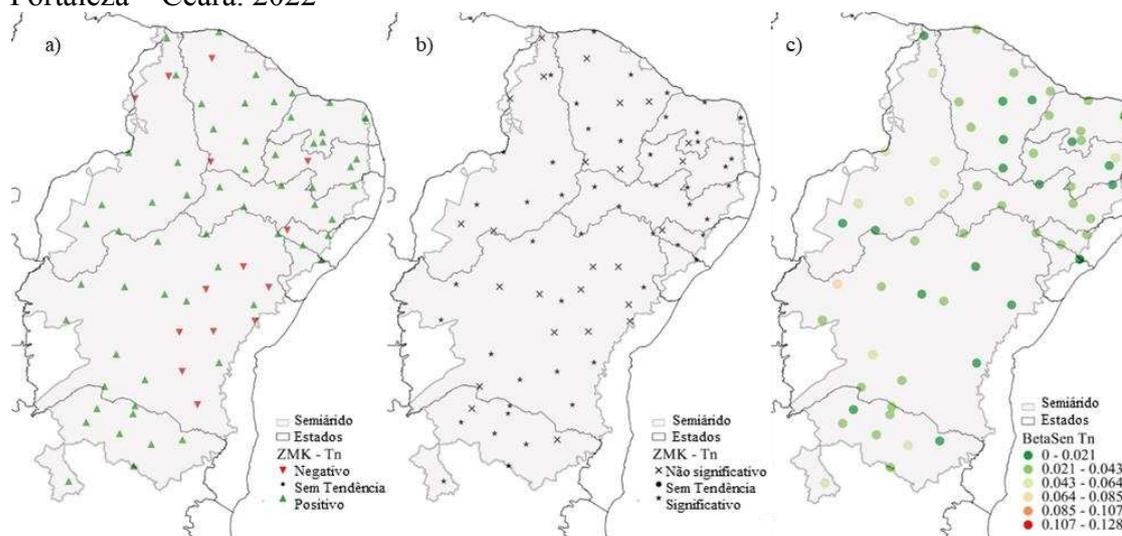
Para Tx, de forma geral, todas as estações apresentaram valor do Beta Sen maior que zero, esses resultados mostram a magnitude da tendência de aumento nos valores da média anual da temperatura máxima. Rahman e Dawood (2017) observaram tendência positiva significativa para temperatura no Paquistão, principalmente para a Tx, na maioria das estações analisadas. Os trabalhos de Gavrilov *et al.* (2016), Berhane *et al.* (2020) e Agbo, Ekpo e Edet (2021) também obtiveram resultados semelhantes aos obtidos nesse estudo.

São observados aumentos de temperatura do ar na América do Sul ($1,00^\circ\text{C}$), superior à média mundial ($0,74^\circ\text{C}$). Em alguns pontos do nordeste do Brasil a média aumentou em aproximadamente $0,60^\circ\text{C}$, com as temperaturas máximas aumentando na mesma proporção, com os maiores aumentos no inverno. No agreste nordestino agreste, foi observado um aumento de $3,0 \text{ }^\circ\text{C}$, com dados de 48 anos (Marengo *et al.*, 2011).

6.4.2 Temperatura mínima do ar (T_n)

Os resultados pelo teste MK indicam que 49 estações (66,2%) das 74 analisadas apresentaram tendência positiva ($Z_{MK} > 0$) e 14 estações que correspondem a 18,9% apresentaram tendência negativa na série temporal (Figura 22a).

Figura 22 - Tendência da temperatura mínima do ar pelo teste Mann-Kendall (a) e teste de significância (b) e Teste do estimador de declividade de Sen (Beta de Sen) (c). Fortaleza – Ceará. 2022



Fonte: Elaborada pelo autor.

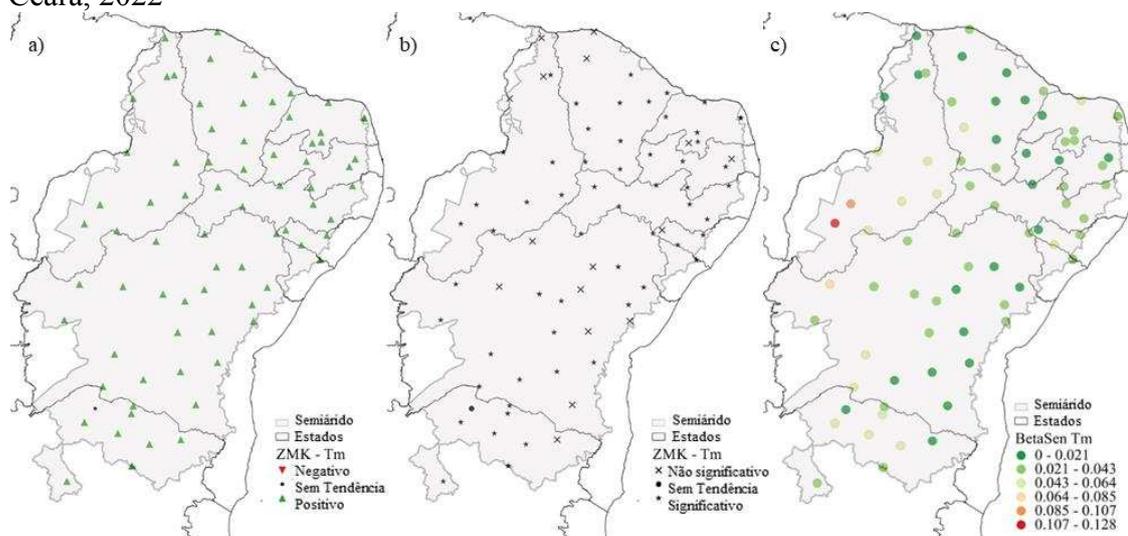
De acordo com a Figura 22b, 46 locais, ou seja 62,16% das estações, apresentaram valores Z_{MK} maior que o valor Z_{MK} crítico, assim, existe uma tendência de aumento dentro da série temporal significativa estatisticamente para o nível de 5% de probabilidade. Entretanto, para 25 (33%) das localidades estudadas não há uma tendência significativa, nem para mais nem para menos, ao nível de 5%.

Os valores Beta de Sen (Figura 22c) oscilaram entre o intervalo de $-0,0518 \text{ } ^\circ\text{C ano}^{-1}$ (tendência negativa não significativa) até $0,0688 \text{ } ^\circ\text{C ano}^{-1}$ (tendência positiva significativa). Percebe-se a existência de uma maior concentração de valores positivos para Beta Sen. Os resultados mostram uma tendência de aumento nos valores da média anual da temperatura mínima com maior variação de Beta Sen para o Estado da Bahia.

6.4.3 Temperatura média do ar (T_m)

De acordo com o Teste MK, apenas a estação de Mocaminho no norte do Estado de Minas Gerais não apresentou nenhuma tendência, ou seja, a hipótese nula (H_0) de que não há tendência significativa se faz verdadeira. As demais 73 estações apresentaram tendências positivas (padrão de aquecimento) da temperatura média anual (Figura 23a).

Figura 23 - Tendência da temperatura média do ar pelo teste Mann-Kendall (a) e teste de significância (b) e Teste do estimador de declividade de Sen (Beta de Sen) (c). Fortaleza, Ceará, 2022



Fonte: Elaborada pelo autor.

Das 74 estações analisadas, 77,0% (57 estações) apresentaram valores de Z_{MK} maiores que o valor Z_{MK} crítico, ou seja, existe uma tendência dentro da série temporal significativa estatisticamente para o nível de 5% de probabilidade. Resultados semelhantes foram observados por Robaa e Al-Barazanji (2015) estudando séries temporais de temperatura média anual em onze estações localizadas no Iraque no período 1972 a 2011.

Os valores de Beta de Sen variam entre $0,0002 \text{ } ^\circ\text{C ano}^{-1}$ na cidade de Mocimbinho – MG (não existe tendência) até $0,128 \text{ } ^\circ\text{C ano}^{-1}$ ($1,28 \text{ } ^\circ\text{C}$ por década) em Bom Jesus do Piauí, com significância positiva. Existem 24 localidades (Figuras 23c) com a tendência positiva entre os valores de $0,0342 \text{ } ^\circ\text{C ano}^{-1}$ a $0,0682 \text{ } ^\circ\text{C ano}^{-1}$. De acordo com esses resultados, caso continue a mesma tendência de aumento da temperatura média anual, podemos inferir a potencialidade de aumentos importantes nos próximos 100 anos. Resultados semelhantes foram obtidos por Rahman e Dawood (2017) analisando a tendência de temperatura utilizando o teste de MK e o estimador de declividade de Sen no Hindu Kush oriental, norte do Paquistão, os autores observaram tendência positiva da temperatura do ar, na maior parte das estações analisadas.

Corroborando com o presente trabalho, aumentos nas temperaturas do ar são observadas no estado do Ceará por Paulino *et al.* (2019), resultados consistentes com o aquecimento do ar na temperatura do ar na superfície recentemente encontrados em zonas urbanas (Ren, 2015). Sobre esse aumento, projeções do relatório do *Intergovernmental Panel of Climate Change* (IPCC), indicam que a concentração de CO_2 na atmosfera poderá atingir $720 \text{ } \mu\text{mol mol}^{-1}$ ainda nesse século, contribuindo para elevação da temperatura global e alteração nos padrões de precipitação (Alley, 2007).

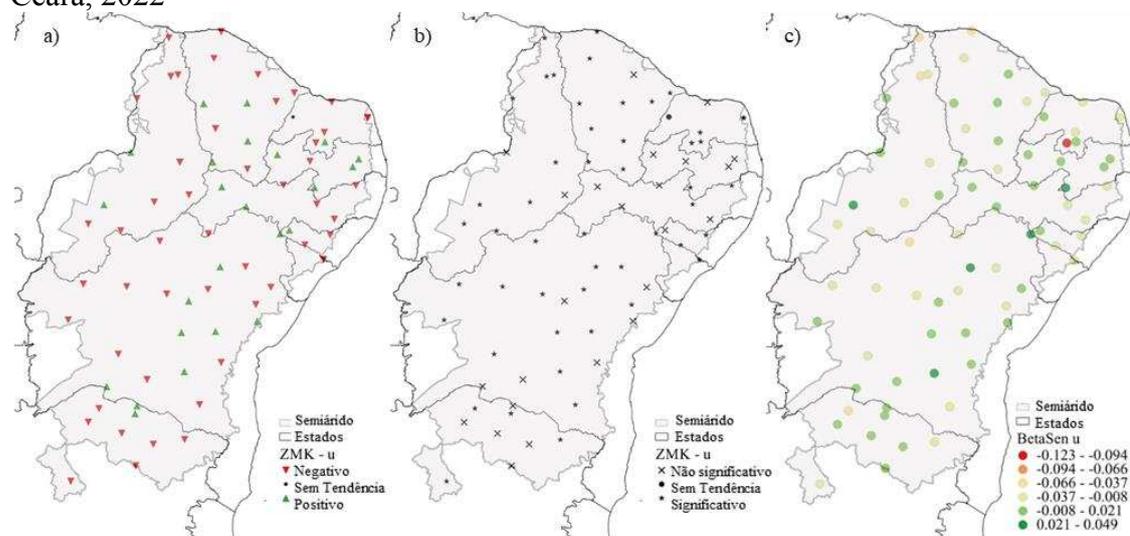
Segundo Fortunato *et al.* (2022), no ano de 2021 foi registrado o recorde de acúmulo de CO₂, em um observatório no Hawaii, com valores superiores a 417 μmol mol⁻¹, o acúmulo de Gases do Efeito Estufa (GEE), são comumente correlacionados com o aumento da temperatura, e com desastres hidro meteorológicos em geral. Ainda segundo Fortunato *et al.* (2022), dados de concentração global de CO₂ atmosféricos servem como preditor significativo, estatisticamente confiável e útil para predição de desastres.

Ainda de acordo com o relatório do IPCC (Alley, 2007), o Nordeste brasileiro, local de clima semiárido, será um dos locais mais afetados com as mudanças climáticas, com implicações sobre as culturas agrícolas, recursos hídricos e diversidade no bioma Caatinga, bem como aumento da desertificação. Aumentos da temperatura em conjunto a mudanças em outros elementos do clima, independentemente do que possa ocorrer com a quantidade de chuva já são suficientes para maior evaporação de fontes hídricas e da ETo (Marengo *et al.*, 2011).

6.4.4 Velocidade do vento (*u*)

Sobre velocidade do vento média anual, 24 locais apresentaram tendência positiva (13 significativas) e 49 estações apresentaram uma tendência negativa (36 significativas), Apodi no oeste do Estado do Rio Grande do Norte apresentou valor de $Z_{MK} = 0$ (Figura 24a), corroborando com Marin *et al.* (2014), que também verificou tendência negativa para velocidade do vento na Romênia. De acordo com Rehman (2013), uma avaliação precisa dos recursos eólicos é um fator importante e um fator crítico a ser bem compreendido para o aproveitamento do poder do vento.

Figura 24 - Tendência da velocidade do vento pelo teste Mann-Kendall (a) e teste de significância (b) e Teste do estimador de declividade de Sen (Beta de Sen) (c). Fortaleza, Ceará, 2022



Fonte: Elaborada pelo autor.

Já para os modelos de estimativa da evapotranspiração a velocidade do vento é um elemento essencial. Dadaser- Celik e Cengiz (2014), estudando a dinâmica espacial e temporal das velocidades do vento na Turquia, utilizando dados de 206 estações meteorológicas por um período de 32 anos (1975 - 2006), observaram resultados que corroboram com os encontrados nesse estudo, também constatando tendências negativas. A taxa de variação da média anual da velocidade dos ventos foi de $-0,123$ até $0,0492 \text{ m s}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. Apodi no Estado do Rio Grande do Norte não apresentou tendência, com valor de Beta Sen de zero (0). A maioria dos locais possui como intervalo os valores de $-0,023 \text{ m s}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ a $-0,003 \text{ m s}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ (Figuras 24c).

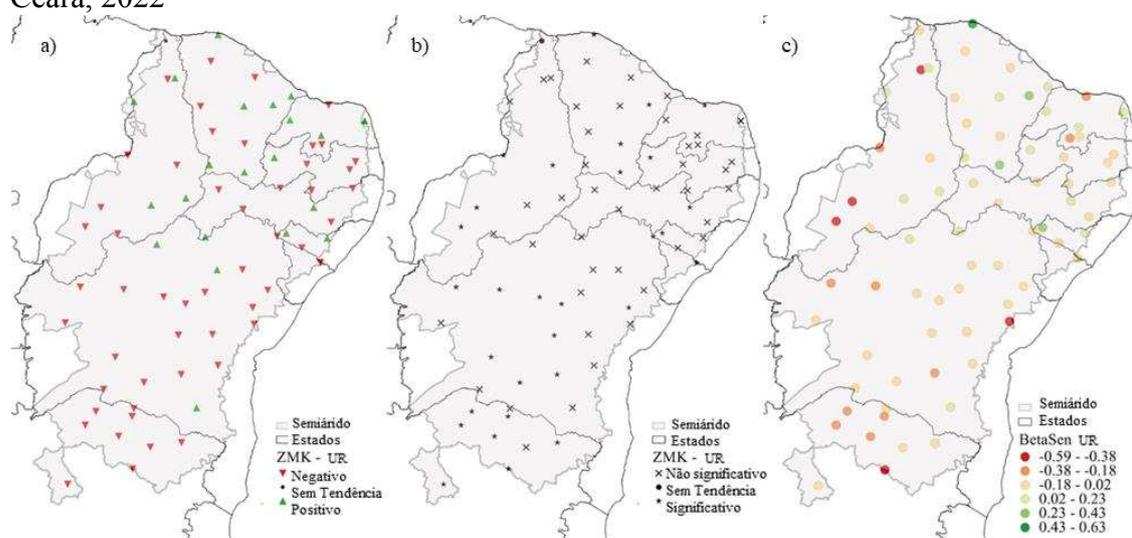
Para a velocidade do vento, o Estado do Pernambuco foi o que apresentou a menor variação nos valores do Beta de Sen. As variações observadas nos locais com significância estatística são superiores a 2 m s^{-1} a cada 100 anos, para mais e/ou para menos.

As mudanças de velocidade do vento são preocupantes devido ao seu impacto sobre a energia eólica, evaporação e a evapotranspiração das culturas. As mudanças na velocidade do vento afetam diretamente a produção de energia dos projetos eólicos existentes e a viabilidade dos projetos planejados (Rehman, 2013; Dadaser- Celik; Cengiz, 2014; Andrade *et al.*, 2021). Mudanças na velocidade do vento também podem afetar a evapotranspiração e evaporação de superfícies livres ao alterar o condutor aerodinâmico da demanda evaporativa (Mcvicar *et al.*, 2012).

6.4.5 Umidade relativa do ar (UR)

Os resultados das tendências dos testes MK da média da umidade relativa apontaram tendências positivas para 21 estações e negativas para 52 estações (Figura 13a). Das tendências significativas, 6 locais apresentam valores positivos e 24 negativos. A cidade de Parnaíba no norte do Estado do Piauí não possui tendência climática para UR (Figura 25).

Figura 25 - Tendência da umidade relativa do ar pelo teste Mann-Kendall (a) e teste de significância (b) e Teste do estimador de declividade de Sen (Beta de Sen) (c). Fortaleza, Ceará, 2022



Fonte: Elaborada pelo autor.

Resultados semelhantes foram observados por Asadi e Karami (2021), estudando as tendências da UR em 41 estações localizadas no Irã, durante o período de 1960 a 2019. Já Yogesh *et al.* (2020) verificaram em região semiárida da Índia a tendência de aumento da UR, principalmente durante o inverno ($0,29\% \text{ ano}^{-1}$), deixando claro que as variações nos elementos climáticos não seguem um padrão em função do clima da região.

Para os locais com tendência negativa significativa, a média do valor de Beta de Sen é de $-2,26\%$ por década, o que demonstra uma tendência de redução de mais de 20% em 100 anos. Observando todo o semiárido brasileiro, os valores do Beta de Sen variaram de $-0,5862\%$ até $0,6318\% \text{ ano}^{-1}$ (Figura 25c). Em um estudo das tendências da umidade relativa (anual e sazonal) em 15 estações em Bangladesh, durante 1961-2010, foi observado que a UR está aumentando a 0,53; 0,86 e 1,18% por década nas escalas anual, na estação do inverno e estação pré-moção (verão), respectivamente (Mortuza *et al.*, 2014).

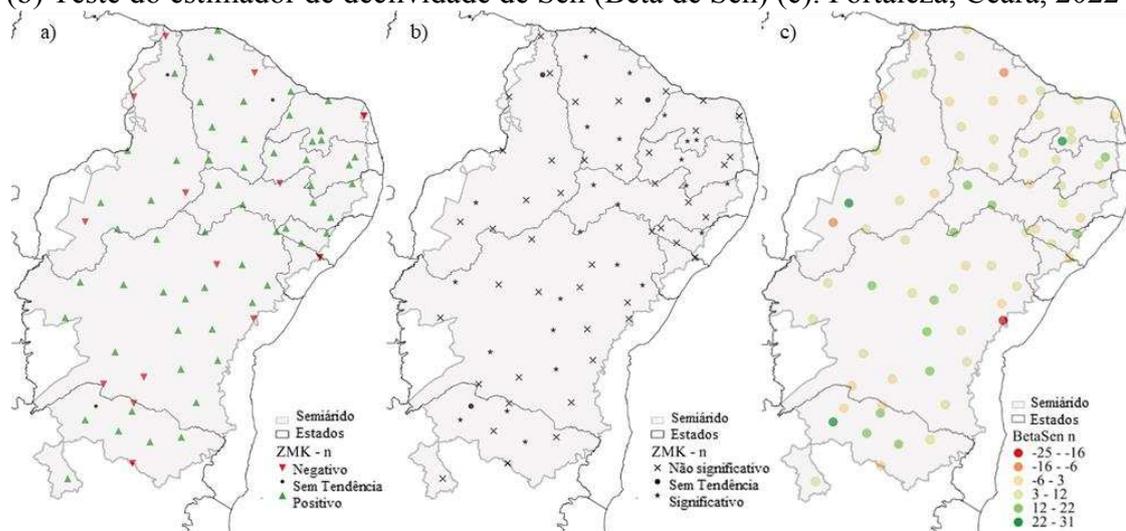
A UR tem um papel essencial no processo de evapotranspiração, tendo em vista que esse elemento está ligado ao poder evaporante do ar. Eymen e Köylü (2019), observaram

que com o aumento da temperatura, provocou uma diminuição nos valores de umidade relativa. Tal fato também foi observado nesse estudo.

6.4.6 Insolação (n)

O teste MK aplicado aos dados da média anual de insolação (Figura 15a e 15b) indicam que em 57 locais (77,03% das estações) tendência positiva ($Z_{MK} > 0$) com 24 dessas com significância a 0,05. Tendências negativas são observadas em 14 estações (18,92%) com significância de 5% em uma (01) destas, Guaramiranga - Ceará. Locais com tendências significativas de aumento são observados em pelo menos uma estação em cada Estado, com exceção de Sergipe.

Figura 26 - Tendência da insolação pelo teste Mann-Kendall (a) e teste de significância (b) Teste do estimador de declividade de Sen (Beta de Sen) (c). Fortaleza, Ceará, 2022



Fonte: Elaborada pelo autor.

O valor de Beta de Sen para os locais com tendência positiva significativa variou de 4,5 até 31,3 horas de sol ano⁻¹, com valor médio de 13,5 horas ano⁻¹, demonstrando uma tendência de diminuição da cobertura do céu.

Medeiros, Holanda e França (2018) espacializando a insolação mensal no Estado do Piauí, concluem que a baixa cobertura de nuvens e a ocorrência de focos de incêndios e de queimadas contribuíram para aumentos nos valores de “n” em determinados meses do ano, assim pode-se especular que esses motivos podem intervir também no restante do semiárido brasileiro.

Zheng *et al.* (2008) verificando a variação da insolação da província de Yuannan e Guizhou, no sul da China, local de clima tropical que sofre grande influência das monções observou diminuição das horas de sol, assim como Likoko *et al.* (2019) em zona equatorial no Congo, principalmente na última década.

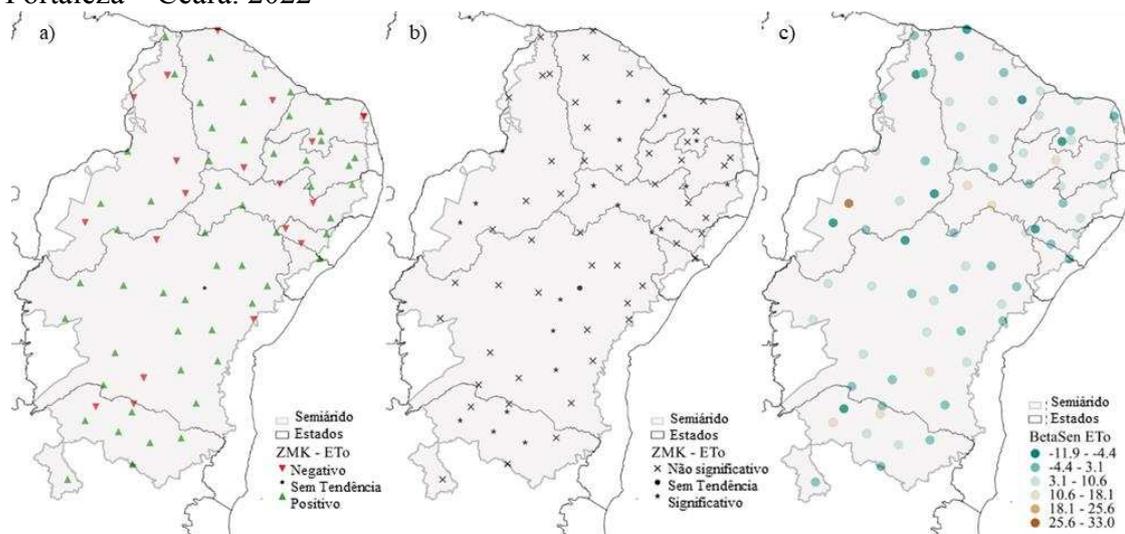
A questão de comparação, Yogesh *et al.* (2020) em região semiárida da Índia também verificou diminuição da insolação, em uma taxa de 0,033 hora ano⁻¹. Resultados que não corroboram com os observados no semiárido brasileiro. Por sua vez Marin *et al.* (2014) verificou aumento da insolação, em análise de tendência realizada na Roménia.

6.4.7 Evapotranspiração de referência (ET_o)

Para ET_o, são observados 54 locais com tendência positiva, sendo desses 18 significativos (24,32%), e 19 locais com diminuição, sendo 3 significativos (4,05%). Para a cidade de Jacobina, na Bahia, não foi verificada tendência (Figura 27). Pode -se explicar o comportamento da tendência de ET_o associando-o as alterações nos elementos comentados anteriormente, principalmente nos aumentos das temperaturas do ar e diminuição da UR.

O ar mais seco causa uma maior vaporização de água, possibilitando essa remoção pelo vento (Allen *et al.*, 1998; Varejão, 2006). Assim, pode-se afirmar com a diminuição da UR e aumento da velocidade do vento (tendência observada no presente trabalho), o poder evaporante do ar se tornará mais influente, possivelmente com elevações na ET_o até superiores dos valores previstos pela tendência MK.

Figura 27 - Tendência da evapotranspiração de referência pelo teste Mann-Kendall (a) e teste de significância (b) e Teste do estimador de declividade de Sen (Beta de Sen) (c). Fortaleza – Ceará. 2022



Fonte: Elaborada pelo autor.

Para os locais com tendência negativa de UR são observados 41 locais com aumento na ETo, e em locais em que a UR e ETo possuem redução de forma simultânea, a velocidade do vento aparece também com tendência negativa. Para os resultados de redução na ETo em locais com aumento da temperatura, pode-se justificar esse comportamento com tendências negativas de velocidade do vento e positivas de UR, ambas significativas a 0,05.

Existe uma predominância de tendências positivas na ETo, com valores significativos a 0,05 no norte de Minas Gerais, interior do Ceará e da Bahia. Importante ressaltar que a ETo é um produto da Equação física combinada ETo^{PM} FAO 56, que utiliza os elementos climáticos para seu cálculo, tornando sua projeção mais complexa do que o restante dos elementos climáticos de forma geral.

Os resultados obtidos no presente trabalho corroboram parcialmente com os observados por Paulino *et al.* (2019) para o estado do Ceará, utilizando dados de 1961 até 2015, os autores verificaram tendência positiva que coincidiu com os locais aqui apresentados. Por exemplo, para Iguatu no Estado do Ceará, os autores obtiveram tendência positiva significativa de até 47 mm por década, enquanto no presente trabalho o valor obtido foi de 65 mm década⁻¹.

Estas disparidades possivelmente ocorreram em função da mudança na metodologia sugerida pelo presente trabalho, que provou a não robustez do teste MK a mudanças abruptas nos dados, bem como a seleção de anos com dados suficientes. Os autores citados anteriormente não informam se utilizam todos os dados disponíveis, ou fazem alguma filtragem afim de não gerar falsas tendências.

Em uma análise de tendência realizada por Rocha Junior *et al.* (2021) no nordeste brasileiro (NEB), os autores também observaram que para intervalos anuais, os resultados mostram tendências positivas na evapotranspiração de referência (ET_o), estimada por ET_o^{PM} FAO 56, na região central do Nordeste, assim como Silva *et al.* (2018) que também verificaram aumento da ET_o para o leste do Estado de Alagoas.

Segundo Rocha Junior *et al.* (2021), núcleos menores de tendência positiva são observados entre Paraíba, Ceará e Maranhão. Áreas com tendências positivas de ET_o indicam maior exposição do ambiente a períodos secos mais duradouros e diminuição das chuvas no respectivo período chuvoso. Já no litoral nordestino são observadas tendências negativas de ET_o. Gao *et al.* (2017) observou comportamentos variáveis em uma mesma região, na bacia do rio Liao, na China, com aumentos na ET_o nos locais de planícies e diminuição nas zonas montanhosas.

Cardoso e Justino (2014) projetando alterações no clima em função da elevação da concentração de dióxido de carbono, no Brasil, apontam que as maiores alterações na amplitude da ET_o serão no nordeste do país, ainda com estações secas e chuvosas bem definidas. Atualmente a ET_o é bem separada meridionalmente no país, já para projeções futuras (2080-2100), num cenário de aquecimento global, a separação meridional deixaria de existir, com uma mudança substancial no ciclo da ET_o.

Com variação de $-0,032 \text{ mm dia}^{-1}$ até $0,0905 \text{ mm dia}^{-1}$ ao ano. Considerando somente os locais com tendência positiva e com significância estatística (18 locais), os valores de Beta de Sen apresentam média de $9,5 \text{ mm ano}^{-1}$ ($0,026 \text{ mm dia}^{-1}$), do mesmo modo para os locais negativamente significantes (Água Branca - Alagoas, Morada Nova no Ceará e Bom Jesus no Piauí), o valor médio é de $8,5 \text{ mm ano}^{-1}$ ($0,023 \text{ mm dia}^{-1}$)

Em análise das mudanças na média anual da ET_o em mais de 150 bacias hidrográficas na Áustria durante o período de 1977 a 2014, Duethmann e Blöschl (2018) constataram aumento, que foi em grande parte impulsionado pela elevação da radiação líquida em 76% e aumento da temperatura do ar em 19%. Piticar *et al.* (2016) analisando as tendências de contribuição das variáveis climáticas no cálculo ET_o em 14 estações meteorológicas na República da Moldova, verificaram que os resultados obtidos sugerem que tendência de elevação da ET_o foi influenciada pelas tendências positivas da temperatura do ar, do número de horas de sol e pelas tendências negativas da umidade relativa do ar.

Mohsin e Lone (2021) analisaram a tendência em seis estações na região no vale da Caxemira, numa série da ET_o durante 102 anos (1901-2002). A análise revelou que houve um aumento significativo das temperaturas no inverno na área de estudo, o que explica a tendência

crecente da ETo nos invernos. Também foi observado que houve um aumento significativo na cobertura de nuvens durante os verões, ou seja, uma redução das horas de sol, o que explica a tendência decrescente da ETo nos verões.

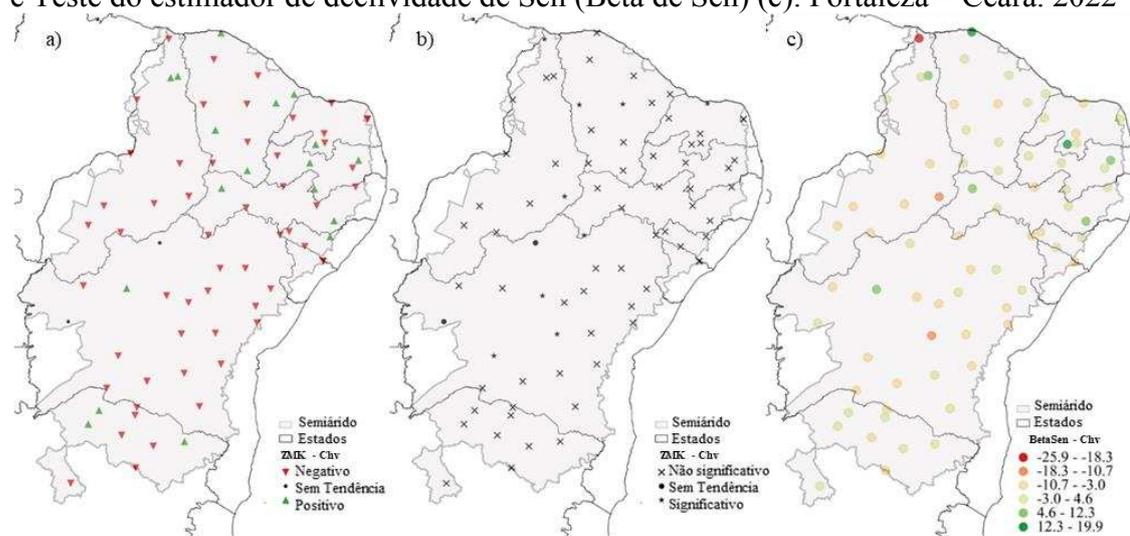
Pour *et al.* (2020), observou que a variação da média anual da temperatura mínima e da velocidade do vento foram os elementos meteorológicos que mais influenciaram a tendência da ETo em comparação com as outras variáveis meteorológicas em dez estações localizadas na Malásia.

Resultados semelhantes foram observados por Amirataee, Montaseri e Sanikhani (2016) estudando as variações de tendência da ETo anual em 14 estações localizadas no noroeste do Irã. A avaliação das mudanças na ETo é imprescindível para o planejamento da adaptação e mitigação para combater as implicações da mudança climática nos recursos hídricos, agricultura e na ecologia (Jerin *et al.*, 2021).

6.4.8 Chuva (Chv)

Para a chuva, dezoito (18) locais apresentaram tendência positiva, a maioria no Estado do Ceará, com nenhuma dessas estações apresentando significância estatística (Figura 28a e 28b). Resultados positivos significativos foram observados por Umar *et al.* (2019), analisando dados em região semiárida da Nigéria, verificando tendência no aumento da Chv para todas as estações, entretanto com tendência significativa somente em duas das dez avaliadas, as duas estações com altitudes mais elevadas. No presente trabalho, a tendência positiva não teve significância desde Jaguaruana no Ceará até Garanhuns no Pernambuco, locais com 16,5 e 827,7 m de altitude, respectivamente.

Figura 28 - Tendência da Chuva pelo teste Mann-Kendall (a) e teste de significância (b) e Teste do estimador de declividade de Sen (Beta de Sen) (c). Fortaleza – Ceará. 2022



Fonte: Elaborada pelo autor.

Por sua vez, Byakatonda *et al.* (2018) não verificou nenhuma tendência significativa em região semiárida na Botswana. Comportamento observado no semiárido brasileiro em dois locais, não existe tendência para as cidades de Barreiras e Remanso no Estado do Bahia. Tendências positivas e negativas também foram observadas por Kiliç e Acar (2021) na Turquia e por Franke, Muelelwa e Steyn (2020) na África do Sul.

Corroborando com o presente trabalho, são verificadas tendências tanto de diminuição como de aumento da Chv em diferentes locais do nordeste brasileiro, contudo, é importante notar que mesmo com uma predominância da tendência de diminuição, não existe um consenso (Marengo *et al.*, 2011).

A tendência negativa na Chv foi observada em 54 locais, com 9 dessas significativas, representando significância total de 12,16% de todos os locais estudados. O valor médio dos locais com tendência negativa significativa apresenta valor próximo a 10 mm ano⁻¹ (100 mm por década). O maior valor do Beta de Sen foi observado para Acaraú no Estado do Ceará (19,9 mm ano⁻¹) e o menor para Parnaíba, no Estado do Piauí (-25,9 mm ano⁻¹), em que somente o negativo foi significativo.

Berhane *et al.* (2020) constataram diminuição significativa ao nível de 5% para a Chv em vários aspectos (número de dias chuvosos, dias úmidos e chuva máxima) em análise de tendência, com diminuição da chuva variando de -8,4 até -14,65 mm ano⁻¹ para localidades em regiões semiáridas na Etiópia. Por sua vez, Mehta e Yadav (2022) verificaram na Índia um aumento nas precipitações pluviométricas extremas antes e após as monções, com uma diminuição nas chuvas durante o inverno, o que reflete numa diminuição no total anual de Chv.

Segundo Marengo *et al.* (2011) pode-se generalizar um aumento da observação de verânicos (dias consecutivos com chuva menor de 5 mm) no semiárido nordestino, com um aumento de eventos extremos, com uma diminuição na quantidade total de Chv anual. Os autores deixam claro que não se pode fazer uma generalização da associação desse fator com aumento da temperatura em função de mudança climática no século XX ou variabilidade meteorológica normal. Ainda, sem considerar fatores antrópicos separados.

Costa *et al.* (2015) conclui que a maior frequência de El Niño possivelmente explica essa tendência decrescente na intensidade da Chv, explicando os maiores períodos sem chuvas. Generalizando, existe um aumento na intensidade das secas e diminuição dos eventos de chuva intensa ao longo dos anos, com uma redução próxima de $0,16 \text{ mm ano}^{-1}$ para o período menos chuvoso e $0,64 \text{ mm ano}^{-1}$ para o período chuvoso.

7 CONCLUSÕES

7.1 Ajuste dos modelos de estimativa de evapotranspiração

A primeira hipótese se fez verdadeira, pois o ajuste local com inserção ou não de mais elementos climáticos melhorou a estimativa da Equação proposta por Hargreaves e Samani. A relação dentre os coeficientes ajustados, em todos os modelos propostos no presente trabalho, apresentou um comportamento inverso. Quanto mais elevado o valor de um coeficiente, menor o valor do outro. Sobretudo não foi obtida nenhuma correlação que explicasse sua variação, seja com elementos ou com fatores meteorológicos, assim, para o semiárido brasileiro, a espacialização dos coeficientes por meio da interpolação se apresenta como ferramenta indispensável para utilização dos modelos propostos em locais que não possuem dados ajustados pontualmente.

As opções ajustadas, com inserção de velocidade do vento e umidade relativa do ar (ETo^{HSJadj} e ETo^{HSUR}) se destacaram, por se apresentarem com os menores erros, elevados índices de concordância e eficiência, distribuídos de forma mais uniforme por toda região semiárida, quando ETo^{HSJadj} teve classificação “Ótima” e/ou “Muito boa” em 91% dos locais avaliados.

As estimativas obtidas a partir da Equação Hargreaves e Samani original não podem ser desprezadas pois apresentam alguns bons resultados. Apesar de também terem sido verificados super e/ou subestimativas significantes em muitos locais, fomentando o ajuste local, bem como a análise de sensibilidade dos seus elementos de entrada, para o entendimento desse comportamento.

7.2 Sensibilidade dos elementos meteorológicos

A segunda hipótese não se faz verdadeira completamente, pois quando comparada as sensibilidades de todas as equações, a UR sempre se apresenta mais ou com igual importância a velocidade do vento, em que a “u” se apresentou como menos importante em praticamente todo o semiárido brasileiro, mesmo assim a inserção desse elemento na Equação de ETo^{HS} foi a modificação que proporcionou a melhoria mais importante nas estimativas de ETo .

A partir da análise de sensibilidade dos elementos meteorológicos para a estimativa da ETo^{PM} FAO 56, em escala mensal, é demonstrado que a perturbação no elemento T_x é o maior causador de sensibilidade para a estimativa de ETo , o elemento T_m possui a maior

amplitude de Sc , e o elemento velocidade do vento como o de menor sensibilidade, a importância de cada elementos de acordo com o Sc é classificada como, $T_x > T_m > UR > T_n > n > u$, para a estimativa pelo modelo ETo^{PM} FAO 56, de maneira uniforme para todo semiárido brasileiro.

Dentre os elementos avaliados utilizando os Sc para ETo^{HS} , a temperatura máxima do ar foi o elemento mais importante, enquanto para os modelos com elementos inseridos (UR para $ETo^{HSURgeral}$ e u para ETo^{HSJ}) foram os com menor Sc para ambas propostas. A importância dos valores de Sc para todas as estações foi $T_x > T_n > T_m > UR$ ou u . O elemento inserido velocidade do vento na Equação ETo^{HS} demonstrou mais subestimativas do que superestimativas de ETo , com superestimativas encontradas nas estações localizadas mais próximas do litoral leste do semiárido. Já a inserção da UR apresentou super e subestimativas de ETo bem divididas e bem distribuídas no semiárido brasileiro.

7.3 Tendência dos elementos meteorológicos

Os resultados deste estudo demonstram que a potencial mudança climática possivelmente terá impacto de forma significativa na demanda hídrica da atmosfera, bem como no consumo da água das culturas, tornando real a terceira hipótese. Os resultados obtidos podem ser usados para prever a demanda de evapotranspiração em resposta à mudança esperada nas variáveis climáticas, além disso, estes dados podem ser úteis para determinar a precisão de medição necessária para calcular ETo em diferentes condições climáticas. Como exemplo, para o modelo padrão, no semiárido brasileiro, para a obtenção de valores de ETo precisos, em situação de escassez de recursos, é mais importante uma maior atenção na qualidade da medição da temperatura do ar em detrimento da velocidade do vento.

Análises de tendências foram realizadas para a ETo e Chv , bem como para os demais elementos meteorológicos, para setenta e quatro estações localizadas no semiárido brasileiro, utilizando o teste de Mann Kendall e o estimador Beta de Sen. Os principais resultados observados demonstraram uma mudança potencial no clima da região, principalmente em função do aumento na temperatura.

Existe uma forte tendência de aumento das temperaturas do ar, principalmente no aumento da temperatura máxima e média do ar em praticamente toda região estudada, com mais de 70% desses aumentos possuindo significância estatística, seguida de aumentos também da temperatura mínima do ar, em menor número, mas ainda com importância.

Para a tendência dos elementos umidade relativa do ar e velocidade do vento foram observadas diminuições na maioria dos locais, as variações para velocidade do vento observadas nos locais com significância estatística são superiores a $\pm 2 \text{ m s}^{-1}$ a cada 100 anos. Já para o elemento insolação foi observada uma tendência de aumento, nos locais com tendência positiva significativa.

A evapotranspiração de referência apresenta tendência positiva, potencialmente em função da elevação da temperatura, para os resultados de redução na ETo em locais com aumento da temperatura, pode-se justificar esse comportamento com tendências negativas de velocidade do vento e positivas de UR, ambas com significância estatística. Em estações com tendência negativa de UR são observados locais com aumento na ETo, e em estações que foram observadas reduções em ambas (UR e ETo), a velocidade do vento aparece também com tendência negativa. Importante ressaltar que a ETo é um produto da relação de todos os elementos, não sendo medida e sim estimada, em tão suas variações e predições ainda são mais complexas e merecem maior atenção.

Para Chuva é observada tendência negativa, com poucos locais apresentando significância estatística, mesmo assim chamando atenção, por se tratar de um estudo em uma área que já sofre com problemas com irregularidades e escassez de chuva.

REFERÊNCIAS

- ABE EÓLICA. **Associação Brasileira de Energia Eólica**. São Paulo: ABE EÓLICA, 2022.
- ABU-TALEB, A. A.; ALAWNEH, A. J.; SMADI, M. M. Statistical Analysis of Recent Changes in Relative Humidity in Jordan. **American Journal of Environmental Sciences** **3**, [s.l.], v. 3, n. 2, p. 75-77, 2007.
- AGBO, E. P.; EKPO, C. M.; EDET, C. O. Analysis of the effects of meteorological parameters on radio refractivity, equivalent potential temperature and field strength via Mann-Kendall test. **Theoretical and Applied Climatology**, [s.l.], v. 143, n. 3, p. 1437-1456, 2021.
- AGUILERA, R. B. **Calibración de la ecuación de Hargreaves para el cálculo de la evapotranspiración de referência (ET_o) en el Oasis Norte de Mendoza, Argentina**. 2018. 103f. Dissertação (Mestrado em Ciências Exatas e Naturais) – Universidade de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina, 2018.
- AHMAD, M. J.; CHOI, K. S. Influence of climate variables on FAO Penman–Monteith reference evapotranspiration in the Upper Chenab Canal command area of Pakistan. **Paddy and Water Environment**, Daegu, v. 16, p. 425-438, 2018.
- AHOOGHALANDARI, M.; KHIADANI, M.; JAHROMI, M. E. Calibration of Valiantzas' reference evapotranspiration equations for the Pilbara region, Western Australia. **Theoretical and applied climatology**, Joondalup, v. 128, p. 845-856, 2017.
- ALHAJI, U. U.; YUSUF, A. S.; EDET, C. O.; OCHE, C. O.; AGBO, E. P. Trend analysis of temperature in Gombe state using Mann Kendall trend test. **Journal Science and Research**, Minna, v. 20, n. 3, p. 1-9, 2018.
- ALLEN, R. G.; JENSEN, M. E.; WRIGHT, J. L.; BURMAN, R. D. Operational estimates of reference evapotranspiration. **Agronomy journal**, Logan - Utah, v. 81, n. 4, p. 650-662, 1989.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. **FAO**, Rome, v. 300, n. 9, p. D05109, 1998.
- ALLEN, R. G.; PRUITT, W. O. FAO-24 reference evapotranspiration factors. **Journal of irrigation and drainage engineering**, Logan, v. 117, n. 5, p. 758-773, 1991.
- ALLEN, R. G.; PRUITT, W. O. Rational use of the FAO Blaney-Criddle formula. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, Logan, v. 112, n. 2, p. 139-155, 1986.
- ALLEN, R. G.; SMITH, M.; PERRIER, A.; PEREIRA, L. S. An update for the definition of reference evapotranspiration. **ICID Bulletin**, Logan, v. 43, n. 2, p. 1-34, 1994.
- ALLEN, R. G.; WALTER, I. A.; ELLIOTT, R.; HOWELL, T.; ITENFISU, D.; JENSEN, M. ASCE's standardized reference evapotranspiration equation. **American Society of Civil Engineers**, Logan, p. 1-11, 2005.

ALLEY, R.; BERNTSEN, T.; BINDOFF, N. L.; CHEN, Z.; CHIDTHAISONG, A.; FRIEDLINGSTEIN, P.; GREGORY, J. *et al.* **Relatório do ICPP: Contribuição do Grupo de Trabalho I para o Quarto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudança Climática**. Brasília: IETEC, 2007.

ALMOROX, J.; GRIESER, J. Calibration of the Hargreaves–Samani method for the calculation of reference evapotranspiration in different Köppen climate classes. **Hydrology Research**, Madrid, v. 47, n. 2, p. 521-531, 2016.

ALVES, L. M.; SILVA ARAGÃO, M. R.; GÓIS, R. S. S. Análise de intensidades máximas de chuva no Nordeste do Brasil. *In*: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE CLIMATOLOGIA, A HIDROCLIMATOLOGIA E IMPACTOS AMBIENTAIS EM REGIÕES SEMI-ÁRIDAS, 1, 2005, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza: SBMT, 2005, p.1-10.

AMARANTE, O. A.; ZACK, M. B. J.; SÁ, A. L. **Atlas do potencial eólico brasileiro**. Rio de Janeiro: CRESESB, 2001.

AMIRATAEE, B.; MONTASERI, M.; SANIKHANI, H. The analysis of trend variations of reference evapotranspiration via eliminating the significance effect of all autocorrelation coefficients. **Theoretical and Applied Climatology**, Urmia, v. 126, p. 131-139, 2016.

ANDRADE, A. R.; MELO, V. F. M. B.; LUCENA, D. B.; ABRAHÃO, R. Wind speed trends and the potential of electricity generation at new wind power plants in Northeast Brazil. **Journal of the Brazilian Society of Mechanical Sciences and Engineering**, João Pessoa, v. 43, p. 1-11, 2021.

ANGSTROM, A. Solar and terrestrial radiation. Report to the international commission for solar research on actinometric investigations of solar and atmospheric radiation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, [s.l.], v. 50, n. 210, p. 121-126, 1924.

ANON, J. Proceeding of the informal meeting on physics in agriculture. **Netherlands Journal of Agricultural Science**, Wageningen, v. 4, p. 162, 1956.

ARAÚJO, C. E. S. Uso de parâmetros estatísticos para a classificação de regiões homogêneas de temperatura do ar. **Ciência e Natura**, Florianópolis, v. 43, p. 8, 2021.

ARAÚJO, E. M.; OLIVEIRA, J. B.; BARBOSA, P. J. A.; NOGUEIRA, D. H.; ARRAES, F. D. D.; ARAÚJO, E. M. Analysis of the influence of the elements methodology on evapotranspiration in Morada Nova, in Ceará. **Revista Geama**, Recife, v. 3, n. 3, p. 120-126, 2017.

ARRAES, F. D. D. Calibração dos parâmetros da Equação de hargreaves e samani (1985): uma abordagem metodológica. *In*: FEITOSA, A. K. *et al* (org). **Agricultura Irrigada: convivência e sustentabilidade no semiárido brasileiro**. 1. ed. Iguatu: IFCE, 2020. p. 49-54.

ARRAES, F. D.; LIMA JUNIOR, J. C.; OLIVEIRA, J. B.; MACEDO, K. G.; COURAS, Y. S.; OLIVEIRA, W. C. Parametrização da Equação de Hargreaves-Samani para o estado do Pernambuco–Brasil. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada-RBAI**, Fortaleza, v. 10, n. 1, p. 410-419, 2016.

ASADI, M.; KARAMI, M. Modeling of relative humidity trends in Iran. **Modeling Earth Systems and Environment**, Sabzavar, p. 1-11, 2021.

ASKARI, M.; MUSTAFA, M. A.; SETIAWAN, B. I.; MOHD SOOM, M. A.; HARUN, S.; ZAINAL ABIDIN, M. R.; YUSOP, Z. A combined sensitivity analysis of seven potential evapotranspiration models. **Jurnal Teknologi**, [s.l.], v. 76, n. 15, p. 61-68, 2015.

AWAL, R.; HABIBI, H.; FARES, A.; DEB, S. Estimating reference crop evapotranspiration under limited climate data in West Texas. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, Lubbock, v. 28, p. 100677, 2020.

BAIER, W.; ROBERTSON, G. W. Estimation of latent evaporation from simple weather observations. **Canadian journal of plant science**, Toronto, v. 45, n. 3, p. 276-284, 1965.

BARBOSA, HUMBERTO A.; HUETE, A. R.; BAETHGEN, W. E. A 20-year study of NDVI variability over the Northeast Region of Brazil. **Journal of arid environments**, Tucson, v. 67, n. 2, p. 288-307, 2006.

BAUTISTA, F.; BAUTISTA, D.; DELGADO-CARRANZA, C. Calibration of the equations of Hargreaves and Thornthwaite to estimate the potential evapotranspiration in semi-arid and subhumid tropical climates for regional applications. **Atmósfera**, Ciudad de México, v. 22, n. 4, p. 331-348, 2009.

BEARD, J. An assessment of water use by turfgrasses: Turfgrass water conservation. **University of California, Division of Agriculture and Natural Resources**, [s.l.], v. 21, p. 45-60, 1985.

BERHANE, A.; HADGU, G.; WORKU, W.; ABRHA, B. Trends in extreme temperature and rainfall indices in the semi-arid areas of Western Tigray, Ethiopia. **Environmental Systems Research**, Aksum, v. 9, n. 1, p. 1-20, 2020.

BERKELEY EARTH. **Actionable Climate Science for Policymakers: Country-Level Warming Projections**. 2022. Disponível em: <<https://berkeleyearth.org/policy-insights/>>. Acesso em: 18 de out. de 2022.

BERTI, A. TARDIVO, G.; CHIAUDANI, A.; RECHI, F.; BORIN, M. Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in north-eastern Italy. **Agricultural Water Management**, Legnaro, v. 140, p. 20-25, 2014.

BIAZAR, S. M.; DIMPASHOH, Y.; SINGH, V. P. Sensitivity analysis of the reference crop evapotranspiration in a humid region. **Environmental Science and Pollution Research**, [s.l.], v. 26, p. 32517-32544, 2019.

BIRAN, I.; BRAVDO, B.; BUSHIKIN-HARAV, I.; RAWITZ, E. Water consumption and growth rate of 11 turfgrasses as affected by mowing height, irrigation frequency, and soil moisture 1. **Agronomy Journal**, Jerusalém, v. 73, n. 1, p. 85-90, 1981.

BLANEY, H. F.; CRIDDLE, W. D. **Determining water requirements in irrigated areas from climatological data**. Logan: Processed, 1945.

BLANEY, H. F.; CRIDDLE, W. D. **Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data**. Washington: Soil conservation service technical paper 96; Soil conservation service; United States Department of Agriculture, 1950.

BOGAWSKI, P.; BEDNORZ, E. Comparison and validation of selected evapotranspiration models for conditions in Poland (Central Europe). **Water Resources Management**, Poznan, v. 28, p. 5021-5038, 2014.

BORGES, A. C.; MENDIONDO, E. M. Comparação entre equações empíricas para estimativa da evapotranspiração de referência na Bacia do Rio Jacupiranga. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 11, p. 293-300, 2007.

BORGES, T. K. S.; OLIVEIRA, A. S. Análise de sensibilidade da Equação de Hargreaves-Samani a mudanças na temperatura do ar em condições de semiárido. **Revista Geama**, Recife, v. 6, n. 3, p. 15-21, 2020.

BYAKATONDA, J.; PARIDA, B. P.; KENABATHO, P. K.; MOALAFHI, D. B. Analysis of rainfall and temperature time series to detect long-term climatic trends and variability over semi-arid Botswana. **Journal of Earth System Science**, Gaborone, v. 127, p. 1-20, 2018.

CAMARGO, A. P. **Balanco hídrico no Estado de São Paulo**. Campinas: IAC, 1971.

CAMARGO, A. P.; SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo, Brasil. **Revista Brasileira de agrometeorologia**, Santa Maria, v. 5, n. 1, p. 89-97, 1997.

CAMPOS, J. N. B. Modeling the yield–evaporation–spill in the reservoir storage process: The regulation triangle diagram. **Water resources management**, Fortaleza, v. 24, p. 3487-3511, 2010.

CARDOSO, G. M.; JUSTINO, F. Simulação dos componentes da evapotranspiração sob condições climáticas atuais e de cenários climáticos futuros de aquecimento global com o uso de modelos de clima-vegetação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Salinas, v. 29, p. 85-95, 2014.

CAVALCANTE JUNIOR, E. G.; OLIVEIRA, A. D.; ALMEIDA, B. M.; ESPÍNOLA SOBRINHO, J. Métodos de estimativa da evapotranspiração de referência para as condições do semiárido Nordeste. **Semina: Ciências Agrárias**, Londrina, v. 32, n. 4, p. 1699-1708, 2011.

CHOUDHURY, B. J. Global pattern of potential evaporation calculated from the Penman-Monteith equation using satellite and assimilated data. **Remote Sensing of Environment**, Greenbelt, v. 61, n. 1, p. 64-81, 1997.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied hydrology**. 1 ed. New York: McGraw-Hill Science; Engineering; Math, 1988.

CHRISTIANSEN, J. E. Pan evaporation and evapotranspiration from climatic data. **Journal of the Irrigation and Drainage Division**, Logan, v. 94, n. 2, p. 243-266, 1968.

COSTA, M. S.; LIMA, K. C.; MENDONÇA ANDRADE, M.; ANDRADE, W. Tendências observadas em extremos de precipitação sobre a região Semiárida do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Natal, v. 8, n. 05, p. 1321-1334, 2015.

CUNHA, F. F.; VENANCIO, L. P.; CAMPOS, F. B.; SEDIYAMA, G. C. Reference evapotranspiration estimates by means of Hargreaves-Samani and Penman-Monteith FAO methods with missing data in the northwestern Mato Grosso do Sul. **Bioscience Journal**, [s.l.], v. 33, n. 5, p. 1166-1176, 2017.

DADASER- CELIK, F.; CENGIZ, E. Wind speed trends over Turkey from 1975 to 2006. **International Journal of Climatology**, Kayseri, v. 34, n. 6, p. 1913-1927, 2014.

DALTON, J. On the constitution of mixed gases, on the force of steam of vapour from water and other liquids in different temperatures, both in a Torricellia vacuum and in air; on evaporation; and on the expansion of gases by heat. **Memoirs, Literary and Philosophical Society of Manchester, Manchester**, [s.l.], v. 5, n. 2, p. 536-602, 1802.

DINGMAN, S. L. **Physical hydrology**. 1.ed. New Jersey: Prentice Hall, UChver Savage, 1992.

DJAMAN, K.; BALDE, A. B.; SOW, A.; MULLER, B.; IRMAK, S.; N'DIAYE, M. K. *et al.* Evaluation of sixteen reference evapotranspiration methods under sahelian conditions in the Senegal River Valley. **Journal of Hydrology: regional studies**, London, v. 3, p. 139-159, 2015.

DJAMAN, K.; KOUDAHE, K.; ALLEN, S.; O'NEILL, M.; IRMAK, S. Validation of Valiantzas' reference evapotranspiration equation under different climatic conditions. **Irrigation & Drainage Systems Engineering**, London, v. 6, n. 3, p. 196, 2017.

DJAMAN, K.; O'NEILL, M.; DIOP, L.; BODIAN, A.; ALLEN, S.; KOUDAHE, K.; LOMBARD, K. Evaluation of the Penman-Monteith and other 34 reference evapotranspiration equations under limited data in a semiarid dry climate. **Theoretical and Applied Climatology**, London, v. 137, p. 729-743, 2018.

DONOHUE, R. J.; MCVICAR, T. R.; RODERICK, M. L. Assessing the ability of potential evaporation formulations to capture the dynamics in evaporative demand within a changing climate. **Journal of Hydrology**, [s.l.], v. 386, n. 1-4, p. 186-197, 2010.

DOORENBOS, J.; PRUITT, W. **Guidelines for predicting crop water requirements**. Rome: FAO, 1977.

DORJI, U.; OLESEN, J. E.; SEIDENKRANTZ, M. S. Water balance in the complex mountainous terrain of Bhutan and linkages to land use. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, Tjele, v. 7, p. 55-68, 2016.

DROOGERS, P.; ALLEN, R. G. Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. **Irrigation and drainage systems**, Colombo, v. 16, p. 33-45, 2002.

DUETHMANN, D; BLÖSCHL, G. Why has catchment evaporation increased in the past 40 years? A data-based study in Austria. **Hydrology and Earth System Sciences**, Vienna, v. 22, n. 10, p. 5143-5158, 2018.

EMEKA, N.; IKENNA, O.; OKECHUKU, M.; CHUNENYE, A.; EMMANIEL, E. Sensitivity of FAO Penman–Monteith reference evapotranspiration (ET_o) to climatic variables under different climate types in Nigeria. **Journal of Water and Climate Change**, Nsukka, v. 12, n. 3, p. 858-878, 2021.

ESLAMIAN, S.; KHORDADI, M. J.; ABEDI-KOUPAI, J. Effects of variations in climatic parameters on evapotranspiration in the arid and semi-arid regions. **Global and Planetary Change**, Isfahan, v. 78, n. 3-4, p. 188-194, 2011.

EYMEN, A.; KÖYLÜ, Ü. Seasonal trend analysis and ARIMA modeling of relative humidity and wind speed time series around Yamula Dam. **Meteorology and Atmospheric Physics**, Kayseri, v. 131, n. 3, p. 601-612, 2019.

FAGAN, B. **O aquecimento global: a influência do clima no apogeu e declínio das civilizações**. São Paulo: Larrouse, 2009.

FAN, J.; WU, L.; ZHANG, F.; XIANG, Y.; ZHENG, J. Climate change effects on reference crop evapotranspiration across different climatic zones of China during 1956–2015. **Journal of Hydrology**, Yangling, v. 542, p. 923-937, 2016.

FANAYA JÚNIOR, E. D.; LOPES, A. S.; OLIVEIRA, G. Q.; JUNG, L. H. Métodos empíricos para estimativa da evapotranspiração de referência para Aquidauana-MS. **Irriga**, Botucatu, v. 17, n. 4, p. 418-434, 2012.

FENG, G.; COBB, S.; ABDO, Z.; FISHER, D. K.; OUYANG, Y.; ADELI, A.; JENKINS, J. N. Trend analysis and forecast of precipitation, reference evapotranspiration, and rainfall deficit in the Blackland Prairie of Eastern Mississippi. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, Stoneville, v. 55, n. 7, p. 1425-1439, 2016.

FENG, Y.; JIA, Y.; CUI, N.; ZHAO, L.; LI, C.; GONG, D. Calibration of Hargreaves model for reference evapotranspiration estimation in Sichuan basin of southwest China. **Agricultural Water Management**, Chengdu, v. 181, p. 1-9, 2017.

FERNANDES, D. S. F.; HEINEMANN, A. B.; DA PAZ, R. L.; OLIVEIRA, A. A. **Evapotranspiração: uma revisão sobre os métodos empíricos**. Santo Antônio de Goiás: Embrapa Arroz e Feijão, 2010.

FERNANDES, D. S.; HEINEMANN, A. B.; PAZ, R. L. F.; AMORIM, A. de O. Calibração regional e local da Equação de Hargreaves para estimativa da evapotranspiração de referência. **Revista Ciência Agronômica**, Fortaleza, v. 43, p. 246-255, 2012.

FITZGERALD, D. **Evaporation**: Van Nostrand's Engineering Magazine (1879-1886) 35, 41. New York: Van Nostrand; Publisher, 1886.

FOOLADMAND, H. R.; HAGHIGHAT, M. Spatial and temporal calibration of Hargreaves equation for calculating monthly ET_o based on Penman- Monteith method. **Irrigation and**

Drainage: The journal of the International Commission on Irrigation and Drainage, Marvdasht, v. 56, n. 4, p. 439-449, 2007.

FORTUNATO, A.; HERWARTZ, H.; LÓPEZ, R. E.; FIGUEROA, E. Carbon dioxide atmospheric concentration and hydrometeorological disasters. **Natural Hazards**, Santiago, v. 112, n. 1, p. 57-74, 2022.

FRANK, A. B. Effect of leaf age and position on photosynthesis and stomatal conductance of forage grasses 1. **Agronomy journal**, Hamburg, v. 73, n. 1, p. 70-74, 1981.

FRANKE, A. C.; MUELELWA, L. N.; STEYN, Joachim Marthinus. Impact of climate change on yield and water use efficiencies of potato in different production regions of South Africa. **South African Journal of Plant and Soil**, Bloemfontein, v. 37, n. 3, p. 244-253, 2020.

GANDU, A. W.; SILVA DIAS, P. L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. **Journal of Geophysical Research**, Atmospheres, v. 103, n. D6, p. 6001-6015, 1998

GAO, Z.; HE, J.; DONG, K.; LI, X. Trends in reference evapotranspiration and their causative factors in the West Liao River basin, China. **Agricultural and Forest Meteorology**, Shenyang, v. 232, p. 106-117, 2017.

GAVILÁN, P.; LORITE, I. J.; TOMERO, S.; BERENGENA, J. Regional calibration of Hargreaves equation for estimating reference ET in a semiarid environment. **Agricultural water management**, Córdoba, v. 81, n. 3, p. 257-281, 2006.

GAVILÁN, P.; ESTÉVEZ, J.; BERENGENA, J. Comparison of standardized reference evapotranspiration equations in Southern Spain. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, Córdoba, v. 134, n. 1, p. 1-12, 2008.

GAVRILOV, M. B.; TOSIC, I.; MARKOVIC, S. B.; UNKASEVIC, M.; PETROVIC, P. Analysis of annual and seasonal temperature trends using the Mann-Kendall test in Vojvodina, Serbia. **Időjárás**, Novi Sad, v. 120, n. 2, p. 183-198, 2016.

GHIAMI-SHOMAMI, F.; KAWASAKI, K.; LEONARDO.; SHINODA, S.; FAN, Y. Sensitivity of potential evapotranspiration to climate factors in forested mountainous watersheds. **Hydrological Research Letters**, Champaign, v. 13, n. 3, p. 41-48, 2019.
GONG, L.; XU, C.; CHEN, D.; HALLDIN, S.; CHEN, Y. D. Sensitivity of the Penman–Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin. **Journal of hydrology**, Oslo, v. 329, n. 3-4, p. 620-629, 2006.

GURSKI, B. C.; JERSZURKI, D.; SOUZA, J. L. M. Alternative methods of reference evapotranspiration for Brazilian climate types. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Curitiba, v. 33, p. 567-578, 2018.

HAMON, W. R. Estimating potential evapotranspiration. **Journal of the Hydraulics Division**, Logan, v. 87, n. 3, p. 107-120, 1961.

HARGREAVES, G. H. "Responding to tropical climates." The 1980–81 food and climate review. The Food and Climate Forum. **Aspen Institute for Humanistic Studies**, Boulder, [s.v.], p. 29–32, 1981.

HARGREAVES, G. H., TEMESGEN, B., AND JENSEN, D. T. "Using ETo in irrigation scheduling and crop modeling." Best management practices for irrigated agriculture and the environment, U.S. **Committee on Irrigation and Drainage**, Fargo, [s.v.], p. 167–182, 1997.

HARGREAVES, G. H. Moisture availability and crop production. **Transactions of the ASAE**, Logan, v. 18, n. 5, p. 980-0984, 1975.

HARGREAVES, G. H.; ALLEN, R. G. History and evaluation of Hargreaves evapotranspiration equation. **Journal of irrigation and drainage engineering**, Logan, v. 129, n. 1, p. 53-63, 2003.

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Estimating potential evapotranspiration. **Journal of the irrigation and Drainage Division**, Logan, v. 108, n. 3, p. 225-230, 1982.

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z.A. Reference crop evapotranspiration from temperature. **Applied engineering in agriculture**, Logan, v. 1, n. 2, p. 96-99, 1985.

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. **World water for agriculture: precipitation management**. Utah: Utah State University; International Irrigation Center, 1986.

HARGREAVES, G. L. Water requirements and agricultural benefits for the Senegal River Basin. **Department of Civil and Environmental Engineering**, Logan, v. 111, v. 2, p. 1-10, 1983.

HESS, A.; WADZUK, B.; WELKER, A. Predictive evapotranspiration equations in rain gardens. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, Villanova, v. 145, n. 7, p. 04019010, 2019.

HORTON, R. E. Rainfall interception. **Monthly weather review**, Albany, v. 47, n. 9, p. 603-623, 1919.

IRMAK, S.; IRMAK, A.; ALLEN, R. G.; JONES, J. W. Solar and net radiation-based equations to estimate reference evapotranspiration in humid climates. **Journal of irrigation and drainage engineering**, Gainesville, v. 129, n. 5, p. 336-347, 2003.

JENSEN, D. T.; HARGREAVES, G. H.; TEMESGEN, B.; ALLEN, R. G. Computation of ETo under nonideal conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, Logan, v. 123, n. 5, p. 394-400, 1997.

JENSEN, M. E., ALLEN, R. G. **Evaporation, evapotranspiration, and irrigation water requirements**: Manuals and Reports on Engineering Practice No. 70. 2.ed. Logan: American Society of Civil Engineers, 2016.

JENSEN, M. E.; WRIGHT, J. L.; PRATT, B. J. Estimating soil moisture depletion from climate, crop and soil data. **Transaction of the ASAE**, Michigan, v. 14, n. 5, p. 954-959, 1971.

JENSEN, M. E. Consumptive use of water and irrigation water requirements. **American Society of Civil Engineering**, New York, 1974.

JENSEN, M. E. Water Consumption By Agricultural Plants. *In*: KOZLOWSKI, T.T. (Ed.), **Water Deficits and Plant Growth**. New York; London: Academic Press, 1968.

JENSEN, M. E.; HAISE, H. R. Estimating evapotranspiration from solar radiation. **Journal of the Irrigation and Drainage Division**, Logan, v. 89, n. 4, p. 15-41, 1963.

JENSEN, M. E.; BURMAN, R. D.; ALLEN, R. G. **Evapotranspiration and irrigation water requirements**. New York: American Society of Civil Engineers, 1990.

JERIN, J. N.; ISLAM, H. M. T.; ISLAM, A. R. M. T.; SHAHID, S.; HU, Z.; BADHAN, M. A.; CHU, R.; ELBELTAGI, A. Spatiotemporal trends in reference evapotranspiration and its driving factors in Bangladesh. **Theoretical and Applied climatology**, Rangpur, v. 144, n. 1, p. 793-808, 2021.

JERSZURKI, D.; SOUZA, J. L. M.; SILVA, L. C. R. Sensitivity of ASCE-Penman–Monteith reference evapotranspiration under different climate types in Brazil. **Climate dynamics**, Sede Boqer, v. 53, p. 943-956, 2019.

JODAR-ABELLAN, A; RUIZ-ÁLVAREZ, M; VALDES-ABELLAN, J. Calibration and validation of ET₀ through an R-CRAN code in agricultural lands of south-east Spain. **WIT Transactions on Ecology and the Environment**, Alicante, v. 234, p. 167-179, 2019.

KANDEL, E. R. **In search of memory: The emergence of a new science of mind**. Nova York: WW Norton & Company, 2007.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Clima da região Nordeste do Brasil. *In*: CAVALCANTI, I. F.A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (Org.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Editora Oficina de Textos, 2009.

KHARRUFA, N. S. Simplified equation for evapotranspiration in arid regions. **Beiträge zur Hydrologie**, [s.l.], v. 5, n. 1, p. 39-47, 1985.

KILIÇ, N.; ACAR, B. Temperature-rainfall trend analysis relationships with agrowater productivity at semi-arid konya region of Turkey. **Tehnologia Prelucrării Produselor Agricole**, Konya, v. 26, p. 5-12, 2021.

KOUDAHE, K.; DJAMAN, K.; ADEWUMI, J. K. Evaluation of the Penman–Monteith reference evapotranspiration under limited data and its sensitivity to key climatic variables under humid and semiarid conditions. **Modeling Earth Systems and Environment**, Lomé, v. 4, n. 3, p. 1239-1257, 2018.

LEGATES, D. R.; MCCABE JUNIOR, G. J. Evaluating the use of “goodness- of- fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. **Water resources research**, Baton Rouge, v. 35, n. 1, p. 233-241, 1999.

LEMOS FILHO, L. C. A.; CARVALHO, L. G.; EVANGELISTA, A. W. P.; ALVES JUNIOR, J. Análise espacial da influência dos elementos meteorológicos sobre a evapotranspiração de referência em Minas Gerais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Lavras, v. 14, p. 1294-1303, 2010.

LI, C.; WU, P. T.; LI, X. L.; ZHOU, T. W.; SUN, S. K.; WANG, Y. B.; LUAN, X. B.; YU, X. Spatial and temporal evolution of climatic factors and its impacts on potential evapotranspiration in Loess Plateau of Northern Shaanxi, China. **Science of the Total Environment**, Yangling, v. 589, p. 165-172, 2017.

LI, M.; CHU, R.; SHEN, S.; REZA, A.; ISLAM, T. Dynamic analysis of pan evaporation variations in the Huai River Basin, a climate transition zone in eastern China. **Science of the Total Environment**, Nanjing, v. 625, p. 496-509, 2018.

LIKOKO, B. A.; MBIFO, N.; BESANGO, L.; TOTIWE, T.; BADJOKO, D. H.; LIKOKO, A. G.; BOTOMO, A. D.; LITEMANDIA, Y. N.; POSHO, N. B.; ALONGO, L. S.; BOYEMBA, B. F. Climate Change for Yangambi Forest Region, DR Congo. **Oceanography and Sciences Aquatic of J, Kinshasa**, v. 1, n. 2, p. 1-10, 2019.

LIMA JUNIOR, J. C.; ARRAES, F. D. D.; FRANCILINO, A. H.; AZEVEDO, B. M. Calibration of the Hargreaves and Samani model and sensitivity of reference evapotranspiration for Rio Grande do Sul – Brazil. [**Manuscripto submetido para publicação**], 2022.

LIMA JUNIOR, J. C.; ARRAES, F. D. D.; OLIVEIRA, J. B.; NASCIMENTO, F. A. L.; MACÊDO K. G. Parametrização da Equação de Hargreaves e Samani para estimativa da evapotranspiração de referência no Estado do Ceará, Brasil. **Revista Ciência Agronômica**, Fortaleza, v. 47, p. 447-454, 2016.

LIMA JUNIOR, J. C.; ARRAES, F. D. D.; AZEVEDO, B. M.; VASCONCELOS, D. V.; MACÊDO K. G.; OLIVEIRA, W. C. Umidade relativa do ar a partir de dados de temperatura para o semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada-RBAI**, Fortaleza, v. 14, n. 5, 2020.

LIMA JUNIOR, J. C.; ARRAES, F. D. D.; MACÊDO K. G.; OLIVEIRA, J. B.; OLIVEIRA, W. C. Espacialização da evapotranspiração de referência por meio da Equação Hargreaves e Samani ajustada para o estado do Ceará. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada**, Fortaleza, v. 12, n. 2, p. 2510, 2018.

LINACRE, E. T. A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. **Agricultural meteorology**, Sydney, v. 18, n. 6, p. 409-424, 1977.

LIU, C.; ZHANG, D.; LIU, X.; ZHAO, C. Spatial and temporal change in the potential evapotranspiration sensitivity to meteorological factors in China (1960–2007). **Journal of Geographical Sciences**, Beijing, v. 22, p. 3-14, 2012.

LIU, D. L.; SCOTT, B. J. Estimation of solar radiation in Australia from rainfall and temperature observations. **Agricultural and Forest Meteorology**, Wagga Wagga, v. 106, n. 1, p. 41-59, 2001.

LIVINGSTON, G. J. An annotated bibliography of evaporation. **Monthly Weather Review**, [s.l.], v. 37, n. 3, p. 103-109, 1909.

LOBIT, P.; LÓPEZ PÉREZ, L.; LHOMME, Jean-Paul. Retrieving air humidity, global solar radiation, and reference evapotranspiration from daily temperatures: development and validation of new methods for Mexico. Part II: radiation. **Theoretical and applied climatology**, Taríbaro, v. 133, p. 799-810, 2017.

LOF, G. O. G.; DUFFIE, J. A.; SMITH, C. O. World distribution of solar radiation. **Solar Energy Laboratory**, Wisconsin, v. 10, n. 1, p. 27-37, 1966.

LOVELOCK, J. **Gaia: a new look at life on earth**. Nova York: Oxford, 2000.

MACÊDO, K, G. **Desempenho de modelos de estimativa da evapotranspiração de referência para o semiárido brasileiro**. 2016. 58 f. Monografia (Graduação em tecnologia de irrigação e drenagem) – Instituto Federal de Educação Ciência e Tecnologia do Ceará, Iguatú, Ceará, 2016.

MACÊDO, K. G.; ARRAES, F. D. D.; OLIVEIRA, J. B.; TORRES, W. L. V.; COURAS, Y. S. Desenvolvimento e ajuste de equações empíricas para estimativa da evaporação de referência no estado de Pernambuco. **IRRIGA**, [s.l.], v. 23, n. 1, p. 1-16, 2018.

MAKKINK, G. F. Testing the Penman formula by means of lysimeters. **Journal of the Institution of Water Engineers**, Wageningen, v. 11, p. 277-288, 1957.

MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; BESERRA, E. A.; LACERDA, F. F. Variabilidade e mudanças climáticas no semiárido brasileiro. **Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas**, Campina Grande, v. 1, p. 385-422, 2011.

MARENGO, J. A. **Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI**. 2. ed. Brasília: Ministério do Meio Ambiente Secretaria de Biodiversidade EF, 2006.

MARENGO, J. A.; SOUZA JUNIOR, C. **Mudanças Climáticas: impactos e cenários para a Amazônia**. São Paulo: ALANA, 2018.

MARIN, L.; BIRSAN, M. V.; BOJARIU, R.; DUMITRESCU, A.; MICU, D. M.; MANEA, A. An overview of annual climatic changes in Romania: trends in air temperature, precipitation, sunshine hours, cloud cover, relative humidity and wind speed during the 1961–2013 period. **Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences**, Bucharest, v. 9, n. 4, p. 253-258, 2014.

MARSH, ALBERT W.; STROHMAN, R. A.; SPAULDING, S.; YOUNGNER, V.; GIBEAULT, V. Turfgrass irrigation research at the University of California: warm & cool season grasses tested for water needs. **Landscape industry**, San Francisco, v. 25, n. 6, p. 36-38, 1980.

MARTINEZ-COB, A.; TEJERO-JUSTE, M. A wind-based qualitative calibration of the Hargreaves ET₀ estimation equation in semiarid regions. **Agricultural water management**, Zaragoza, v. 64, n. 3, p. 251-264, 2004.

MCCUEN, R. H. A sensitivity and error analysis of procedures used for estimating evaporation 1. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, College Park, v. 10, n. 3, p. 486-497, 1974.

MCVICAR, T. R.; NIEL, T. G. V.; LI, L. T.; RODERICK, M. L.; RAYNER, D. P.; RICCIARDULLI, L.; DONOHUE, R. J. Wind speed climatology and trends for Australia, 1975–2006: Capturing the stilling phenomenon and comparison with near-surface reanalysis output. **Geophysical Research Letters**, Canberra, v. 35, n. 20, 2008.

MEDEIROS, R. M.; HOLANDA, R. M.; FRANÇA, M. V. Interpolação da insolação média para o estado do Piauí–Brasil. **Revista de Geografia**, Recife, v. 35, n. 5, 2018.

MEHTA, D.; YADAV, S. M. Temporal analysis of rainfall and drought characteristics over Jalore District of SW Rajasthan. **Water Practice & Technology**, Surat, v. 17, n. 1, p. 254-267, 2022.

MEYER, A. F. Computing run-off from rainfall and other physical data. **Transactions of the American Society of Civil Engineers**, Logan, v. 79, n. 2, p. 1056-1155, 1915.

MEYER, A. **Über einige zusammenhänge zwischen klima und boden in Europa**. 1926. Dissertation (Doktors der technischen Wissenschaften) – Von der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich (ETH Zurich), Zurich, 1926.

MEYER, W. S.; DUGAS, W. A.; BARRS, H. D.; SMITH, R. C. G.; FLEETWOOD, R. J. Effects of soil type on soybean crop water use in weighing lysimeters. **Irrigation Science**, Griffith, v. 11, n. 2, p. 69-75, 1990.

MEZA, F.; VARAS, E. Estimation of mean monthly solar global radiation as a function of temperature. **Agricultural and Forest Meteorology**, Santiago, v. 100, n. 2-3, p. 231-241, 2000.

MOHSIN, S.; LONE, M. A. Trend analysis of reference evapotranspiration and identification of responsible factors in the Jhelum River Basin, Western Himalayas. **Modeling Earth Systems and Environment**, Srinagar, v. 7, p. 523-535, 2021.

MOKHTARI, A.; NOORY, H.; VAZIFEDOUST, M. Performance of different surface incoming solar radiation models and their impacts on reference evapotranspiration. **Water resources management**, Alborz, v. 32, p. 3053-3070, 2018.

MOLION, L. C. B. Mitos sobre CO₂ e CH₄: atividades pecuárias e o clima global. **Boletim APAMVET**, São Paulo, [s.v.], p. 16-18, 2012.

MOLION, L. C. B. Aquecimento global antropogênico: uma história controversa. **Khronos**, Kalamazoo, v. 11, p. 139-152, 2021.

- MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. **Symposia of the Society for Experimental Biology**, [s.l.], v. 19, p. 205–234, 1965.
- MORTUZA, M. R.; SELMI, S.; KHUDRI, M. M.; ANKUR, A. K.; RAHMAN, M. M. Evaluation of temporal and spatial trends in relative humidity and dew point temperature in Bangladesh. **Arabian Journal of Geosciences**, Tricities, v. 7, p. 5037-5050, 2014.
- MOSCATI, M. C. L.; GAN, M. A. Rainfall variability in the rainy season of semiarid zone of Northeast Brazil (NEB) and its relation to wind regime. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, São José dos Campos, v. 27, n. 4, p. 493-512, 2007.
- MOURA, M. S. B.; GALVINCIO, J. D.; BRITO, L. T. L.; SOUZA, L. S. B.; SÁ, I. I. S.; SILVA, T. G. F. **Clima e água de chuva no Semi-Árido**. Petrolina: Embrapa Semi-Árido, 2007.
- BANCO MUNDIAL. **Relatório sobre o Desenvolvimento Mundial 2010: Desenvolvimento e mudança climática**. São Paulo: UNESP, 2010.
- NUNES, F. C. Análise da variação pluviométrica no município de Santa Inês–BA. **Revista de Geociências do Nordeste**, Santa Inês, v. 2, p. 500-512, 2016.
- OLIVEIRA, A. L. M. **Calibração da Equação de Hargreaves-Samani e de um novo método para estimativa da evapotranspiração de referência na região mineira da bacia hidrográfica do Rio São Francisco**. 2016. 89f. Dissertação (Mestrado em Ciência Agrárias) – Universidade Federal de São João Del Rei, Sete Lagoas, 2016.
- OLIVEIRA, M. A. A.; CARVALHO, D. F. Estimativa da evapotranspiração de referência e da demanda suplementar de irrigação para o milho (*Zea mays* L.) em Seropédica e Campos, Estado do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Seropédica, v. 2, p. 132-135, 1998.
- LOUDIN, L.; HERVIEU, F.; MICHEL, C.; PERRIN, C.; ANDRÉASSIAN, V.; ANCTIL, F.; LOUMAGNE, C. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model?: Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling. **Journal of hydrology**, Antony Cedex, v. 303, n. 1-4, p. 290-306, 2005.
- PALARETTI, L. F.; MANTOVANI, E. C.; SEDIYAMA, G. C. Análise da sensibilidade dos componentes da Equação de Hargreaves-Samani para a região de Bebedouro-SP. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Jaboticabal, v. 29, p. 299-306, 2014.
- PAPARRIZOS, S.; MARIS, F.; MATZARAKIS, A. Sensitivity analysis and comparison of various potential evapotranspiration formulae for selected Greek areas with different climate conditions. **Theoretical and Applied Climatology**, Freiburg, v. 128, p. 745-759, 2017.
- PAREDES, P.; PEREIRA, L. S.; ALMOROX, J.; DAROUICH, H. Reference grass evapotranspiration with reduced data sets: Parameterization of the FAO Penman-Monteith temperature approach and the Hargeaves-Samani equation using local climatic variables. **Agricultural Water Management**, Lisboa, v. 240, p. 106210, 2020.

- PAULINO, V. E. N.; STUDART, T. M. C.; CAMPOS, J. N. B.; PESTANA, C. J.; LUNA, R. M.; ALVES, J. M. B. Trends in Crop Reference Evapotranspiration and Climatological Variables Across Ceará State–Brazil. **Revista Brasileira de meteorologia**, São Paulo, v. 34, p. 79-88, 2019.
- PENMAN, H. L. Evaporation: an introductory survey. **Netherlands Journal of Agricultural Science**, Harpenden, v. 4, n. 1, p. 9-29, 1956.
- PENMAN, H. L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings of the Royal Society of London. Series A. **Mathematical and Physical Sciences**, London, v. 193, n. 1032, p. 120-145, 1948.
- PENMAN, H. L. **Vegetation and hydrology**. England: Commonwealth Bureau of Soils, 1963.
- PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba: Agropecuária, 2002.
- PEREIRA, A. R.; GREEN, S.; NOVA, N. A. Villa. Penman–Monteith reference evapotranspiration adapted to estimate irrigated tree transpiration. **Agricultural water management**, Piracicaba, v. 83, n. 1-2, p. 153-161, 2006.
- PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo (transpi) razão**. Piracicaba: FEALQ, 1997.
- PERRIER, A.; ARCHER, P.; DE PABLOS, B. Etude de l'évapotranspiration réelle et maximale de diverses cultures. I: Dispositif et mesure. **Annales Agronomiques**, Versailles, v. 25, p. 229–243, 1974.
- PINTO JUNIOR, S. C.; SILVA, C. A.; BEREZUK, A. G. As transformações da paisagem na Unidade de Planejamento e Gerenciamento Ivinhema a partir da expansão da cana-de-açúcar. **Revista Eletrônica da Associação dos Geógrafos Brasileiros**, Dourados, v. 1, n. 19, p. 28-55, 2014.
- PITICAR, A.; MIHAILA, D.; LAZURCA, L. G.; BISTRICEAN, P.; PATUNȚICĂ, A.; BRICIU, A. Spatiotemporal distribution of reference evapotranspiration in the Republic of Moldova. **Theoretical and applied climatology**, Cluj-Napoca, v. 124, n. 3-4, p. 1133-1144, 2016.
- POUR, S. H.; WAHAB, A. K. A.; SHAHID, S.; ISMAIL, Z. B. Changes in reference evapotranspiration and its driving factors in peninsular Malaysia. **Atmospheric Research**, Johor Bahru, v. 246, p. 105096, 2020.
- POYEN, E. F. B.; GHOSH, A. K.; PALASHKUNDU, P. Review on different evapotranspiration empirical equations. **International Journal of Advanced Engineering**, Burdwan, v. 2, n. 3, p. 239382, 2016.
- PRIESTLEY, C. H. B.; TAYLOR, R. J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Monthly weather review**, Melbourne, v. 100, n. 2, p. 81-92, 1972.

PRUITT, W. **Development of crop coefficients using lysimeters**. Davis: ASCE, 1991.

QGIS Delopment. QGIS geographic information system. [s.l.]. Open-Source Geospatial Foundation Project, 2016.

RAHMAN, A.; DAWOOD, M. Spatio-statistical analysis of temperature fluctuation using Mann–Kendall and Sen’s slope approach. **Climate dynamics**, Peshawar, v. 48, n. 3-4, p. 783-797, 2017.

RAVAZZANI, G.; CORBARI, C.; MORELLA, S.; GIANOLI, P.; MANCINI, M. Modified Hargreaves-Samani equation for the assessment of reference evapotranspiration in Alpine river basins. **Journal of irrigation and drainage engineering**, Milan, v. 138, n. 7, p. 592-599, 2012.

RAZIEI, T.; PEREIRA, L. S. Estimation of ETo with Hargreaves–Samani and FAO-PM temperature methods for a wide range of climates in Iran. **Agricultural water management**, Tehran, v. 121, p. 1-18, 2013.

REHMAN, S. Long-term wind speed analysis and detection of its trends using Mann–Kendall test and linear regression method. **Arabian Journal for Science and Engineering**, Dhahran, v. 38, p. 421-437, 2013.

REN, G. Urbanization as a major driver of urban climate change. **Advances in Climate Change Research**, Wuhan, v. 6, p. 1-6, 2015.

ROBAA, E. M.; AL-BARAZANJI, Z. Mann-Kendall trend analysis of surface air temperatures and rainfall in Iraq. **Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service**, Giza, v. 119, n. 4, p. 493-514, 2015.

ROCHA JUNIOR, R. L.; SILVA, F. D. S.; COSTA, R. L.; GOMES, H. B.; GOMES, H. B.; SILVA, M. C. L. *et al.* Mudança de longo prazo e regionalização da evapotranspiração de referência no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Maceió, v. 35, p. 891-902, 2021.

RODRIGUES FILHO, S.; SANTOS, A. S. **Um futuro incerto: mudanças climáticas e a vida no planeta**. 1. ed. Rio de Janeiro: Garamond, v. 1, p. 1-17, 2011.

SABZIPARVAR, A.; TABARI, H. Regional estimation of reference evapotranspiration in arid and semiarid regions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, Hamedan, v. 136, n. 10, p. 724-731, 2010.

SANTANA, L. V. R.; SILVA, A. S. A. Análise de agrupamento da velocidade do vento no Nordeste do Brasil. **Sigmae**, João Pessoa, v. 8, n. 2, p. 481-489, 2019.

SCHENDEL, U. Vegetations was server brauch und-wasserbedarf. **Habilitation**, Kiel, v. 137, p. 1-11, 1967.

SEDIYAMA, G. C. Estimativa da evapotranspiração: histórico, evolução e análise crítica. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 4, n. 1, p. 1-7, 1996.

SEN, P. K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. **Journal of the American statistical association**, Chapel Hill, v. 63, n. 324, p. 1379-1389, 1968.

SEPASKHAH, A. R.; RAZZAGHI, F. Evaluation of the adjusted Thornthwaite and Hargreaves-Samani methods for estimation of daily evapotranspiration in a semi-arid region of Iran. **Archives of Agronomy and Soil Science**, Shiraz, v. 55, n. 1, p. 51-66, 2009.

SHADMANI, M.; MAROFI, S.; ROKNIAN, M. Trend analysis in reference evapotranspiration using Mann-Kendall and Spearman's Rho tests in arid regions of Iran. **Water resources management**, Hamedan, v. 26, p. 211-224, 2012.

SHAHIDIAN, S.; SERRALHEIRO, R. P.; SERRANO, J.; TEIXEIRA, J. Parametric calibration of the Hargreaves-Samani equation for use at new locations. **Hydrological Processes**, Évora, v. 27, n. 4, p. 605-616, 2013.

SHAN, N.; SHI, Z.; YANG, X.; GAO, J.; CAI, D. Spatiotemporal trends of reference evapotranspiration and its driving factors in the Beijing-Tianjin Sand Source Control Project Region, China. **Agricultural and Forest Meteorology**, Beijing, v. 200, p. 322-333, 2015.

SHARIFI, A.; DINPASHOH, Y. Sensitivity analysis of the Penman-Monteith reference crop evapotranspiration to climatic variables in Iran. **Water resources management**, Tabriz, v. 28, p. 5465-5476, 2014.

SHE, D.; XIA, J.; ZHANG, Y. Changes in reference evapotranspiration and its driving factors in the middle reaches of Yellow River Basin, China. **Science of the Total Environment**, Wuhan, v. 607, p. 1151-1162, 2017.

SHUTTLEWORTH, W. J.; MAIDMENT, D. R. **Evaporation. Handbook of Hydrology**. 1. ed. New York: McGraw-Hill, 1993.

SILVA, F. D. S.; COSTA, R. L.; ANTONIO, M. A. V.; AFONSO, E. O.; SANTOS, D. M.; MATEUS, N. P. A.; ANTONIO, J. F. Tendências observadas da evapotranspiração potencial no estado de Alagoas (1961-2016). **Revista Brasileira de Geografia Física**, Maceió, v. 11, n. 01, p. 028-043, 2018.

SMITH, M. **CLIMWAT for CROPWAT: A climatic database for irrigation planning and management**. Roma: FAO, 1993.

SNYDER, R. L.; LANINI, B. J.; SHAW, D. A.; PRUITT, W. O. **Using reference evapotranspiration (ET_o) and crop coefficients to estimate crop evapotranspiration (ET_c) for trees and vines**. Los Angeles: The Leaflet - SERC - Student Environmental Resource Center, 1987.

SOARES, N. K. C. **O Regime e a variabilidade das chuvas na porção centro-sul de Mato Grosso do Sul, a expansão da cana-de-açúcar e o cenário das mudanças climáticas globais**. 2018. 390f. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Ciências Humanas, Universidade Federal da Grande Dourados, Dourados, 2018.

SRIVASTAVA, A.; SAHOO, B.; RAGHUWANSHI, N. S.; CHATTERJEE, C. Modelling the dynamics of evapotranspiration using Variable Infiltration Capacity model and regionally calibrated Hargreaves approach. **Irrigation Science**, Callaghan, v. 36, p. 289-300, 2018.

SUDENE. **Resoluções do Conselho Deliberativo da Sudene de nº 107, de 27/07/2017 e de nº 115, de 23/11/2017**. Brasília: Ministério da Integração Nacional, 2017.

SUTCLIFFE, J. F. **As plantas e a água**. São Paulo: EPU. 126p, 1980.

TABARI, H.; MAROFI, S.; AEINI, A.; TALAEE, P. H.; MOHAMMADI, K. Trend analysis of reference evapotranspiration in the western half of Iran. **Agricultural and forest meteorology**, Hamedan, v. 151, n. 2, p. 128-136, 2011a.

TABARI, H.; NIKBAKHT, J.; TALAEE, P. H. Identification of trend in reference evapotranspiration series with serial dependence in Iran. **Water Resources Management**, Hamedan, v. 26, p. 2219-2232, 2012.

TABARI, H.; TALAEE, P. H. Sensitivity of evapotranspiration to climatic change in different climates. **Global and Planetary Change**, Hamedan, v. 115, p. 16-23, 2014.

TABARI, H.; TALAEE, P. H. Local calibration of the Hargreaves and Priestley-Taylor equations for estimating reference evapotranspiration in arid and cold climates of Iran based on the Penman-Monteith model. **Journal of Hydrologic Engineering**, Hamedan, v. 16, n. 10, p. 837-845, 2011b.

TABARI, H.; TALAEE, P. H. Temporal variability of precipitation over Iran: 1966–2005. **Journal of Hydrology**, v. 396, n. 3-4, p. 313-320, 2011c.

TANG, P.; XU, B.; GAO, Z.; LI, H.; GAO, X.; WANG, C. Estimating reference crop evapotranspiration with elevation based on an improved HS model. **Hydrology Research**, Beijing, v. 50, n. 1, p. 187-199, 2019.

THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical review**, Norman, v. 38, n. 1, p. 55-94, 1948.

THORNTON, P. E.; RUNNING, S. W. An improved algorithm for estimating incident daily solar radiation from measurements of temperature, humidity, and precipitation. **Agricultural and forest meteorology**, Missoula, v. 93, n. 4, p. 211-228, 1999.

TORRES, F. T. P.; MACHADO, P. J. O. **Introdução à Climatologia**. São Paulo: Cengage Learning, 2011.

TRAJKOVIC, S. Hargreaves versus Penman-Monteith under humid conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, Nis, v. 133, n. 1, p. 38-42, 2007.

TRAJKOVIC, S.; KOLAKOVIC, Srdjan. Evaluation of reference evapotranspiration equations under humid conditions. **Water Resources Management**, Nis, v. 23, p. 3057-3067, 2009.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F. J. L. **Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Nobel, 1988.

TURC, L. Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: a simple climatic formula evolved up to date. **Annales Agronomiques**, v. 12, n. 1, p. 13-49, 1961.

UMAR D. A. RAMLI, M. F., ARIS, A. Z., JAMIL, N. R., ADEREMI, A. A. Evidence of climate variability from rainfall and temperature fluctuations in semi-arid region of the tropics. **Atmospheric research**, [s.l.], v. 224, p. 52-64, 2019.

VALIANTZAS, J. D. Simplified reference evapotranspiration formula using an empirical impact factor for Penman's aerodynamic term. **Journal of Hydrologic Engineering**, Athens, v. 18, n. 1, p. 108-114, 2013.

VALIPOUR, M; SEFIDKOUHI, M. A. G.; RAEINI-SARJAZ, M. Selecting the best model to estimate potential evapotranspiration with respect to climate change and magnitudes of extreme events. **Agricultural Water Management**, Kermanshah, v. 180, p. 50-60, 2017.

VALIPOUR, M. Application of new mass transfer formulae for computation of evapotranspiration. **Journal of Applied Water Engineering and Research**, Kermanshah, v. 2, n. 1, p. 33-46, 2014b.

VALIPOUR, M. Use of average data of 181 synoptic stations for estimation of reference crop evapotranspiration by temperature-based methods. **Water Resources Management**, Kermanshah, v. 28, p. 4237-4255, 2014a.

VAN BAVEL, C. H. M.; FRITSCHEN, L. J.; REEVES, W. E. Transpiration by sudangrass as an externally controlled process. **Science**, Tempe, v. 141, n. 3577, p. 269-270, 1963.

VAN WIJK, W. R.; DE VRIES, D. A. Evapotranspiration. **Netherlands Journal of Agricultural Science**, Wageningen, v. 2, n. 2, p. 105-119, 1954.

VAREJÃO, M. A. **Meteorologia e climatologia**. Recife: UFAL, v. 2, 2006.

VEIGA, J. E. A principal lição da mudança climática. **Valor Econômico**, [s.l.], v. 19, p. A15, 2008.

VENANCIO, L. P.; CUNHA, F. F.; MANTOVANI, E. C.; SEDIYAMA, G.C.; EUGENIO, F. C.; ALEMAN, C. C. Penman-Monteith with missing data and Hargreaves-Samani for ETo estimation in Espírito Santo state, Brazil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Viçosa, v. 23, p. 153-159, 2019.

VICENTE-SERRANO, S. M.; SCHRIER, G. V. D.; BEGUERIA, S.; AZORIN-MOLINA, C.; LOPEZ-MORENO, J. I. Contribution of precipitation and reference evapotranspiration to drought indices under different climates. **Journal of Hydrology**, De Bilt, v. 526, p. 42-54, 2015.

VIEIRA, N.; PEREIRA, S. B.; MARTINEZ, M. A.; SILVA, D. D.; SILVA, F. B. Estimativa da evaporação nos reservatórios de Sobradinho e Três Marias usando diferentes modelos. **Engenharia Agrícola**, Lavras, v. 36, p. 433-448, 2016.

VÖRÖSMARTY, C. J.; FEDERER, C. A.; SCHLOSS, A. L. Potential evaporation functions compared on US watersheds: Possible implications for global-scale water balance and terrestrial ecosystem modeling. **Journal of Hydrology**, Durham, v. 207, n. 3-4, p. 147-169, 1998.

WANG, Y.; NAMAONA, W.; TRAORE, S.; ZHANG, Z. Seasonal temperature-based models for reference evapotranspiration estimation under semi-arid condition of Malawi. **African Journal of Agricultural Research**, Pingtung, v. 4, n. 9, p. 878-886, 2009.

WINTER, Thomas C.; ROSENBERRY, Donald O.; STURROCK, A. M. Evaluation of 11 equations for determining evaporation for a small lake in the north central United States. **Water Resources Research**, Lakewood, v. 31, n. 4, p. 983-993, 1995.

WRIGHT, J. L.; JENSEN, M. E. Peak water requirements of crops in southern Idaho. **Journal of the Irrigation and Drainage Division**, Kimberly, v. 98, n. 2, p. 193-201, 1972.

WU, I. **A simple evapotranspiration model for Hawaii: the Hargreaves model**. Manoa: Cooperative Extension Service, 1997.

XIANG, K.; LI, Y.; HORTON, R.; FENG, H. Similarity and difference of potential evapotranspiration and reference crop evapotranspiration—a review. **Agricultural Water Management**, Yangling Shaanxi, v. 232, p. 106043, 2020.

XING, Z.; CHOW, L.; MENG, F.; REES, H. W.; MONTEITH, J.; LIONEL, S. Testing reference evapotranspiration estimation methods using evaporation pan and modeling in maritime region of Canada. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, Fredericton, v. 134, n. 4, p. 417-424, 2008.

XU, C.; ZHANG, Q.; TAHIR, M. E. H. E.; ZHANG, Z. Statistical properties of the temperature, relative humidity, and net solar radiation in the Blue Nile-eastern Sudan region. **Theoretical and applied climatology**, Oslo, v. 101, p. 397-409, 2010.

YOGESH, K.; YOGESH, K.; ARADHANA, B.; ANIL, K.; RAJ, S. Analysing recent meteorological trends and computation of reference evapotranspiration and its effect on crop yields in semi-arid region of Haryana. **Mausam**, Hisar, v. 71, n. 4, p. 739-748, 2020.

ZANETTI, S. S.; DOHLER, R.; CARMO, E. B.; CECÍLIO, R. A. Calibração da Equação de Hargreaves-Samani para estimar a evapotranspiração de referência no estado do Espírito Santo. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada**, Jerônimo Monteiro, v. 12, n. 3, p. 2692-2701, 2018.

ZANETTI, S. S.; DOHLER, R. E.; CECÍLIO, R. A.; PEZZOPANE, J. E. M.; XAVIER, A. C. Proposal for the use of daily thermal amplitude for the calibration of the Hargreaves-Samani equation. **Journal of Hydrology**, Alegre, v. 571, p. 193-201, 2019.

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

ZAREIEE, A. R. Evaluation of changes in different climates of Iran, using de Martonne index and Mann–Kendall trend test. **Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions**, Fasa, v. 2, n. 3, p. 2245-2261, 2014.

ZHANG, C.; SHEN, Y.; LIU, F.; MENG, L. Changes in reference evapotranspiration over an agricultural region in the Qinghai-Tibetan plateau, China. **Theoretical and applied climatology**, Shijiazhuang, v. 123, p. 107-115, 2016.

ZHENG, X.; KANG, W.; ZHAO, T.; LUO, Y.; DUAN, C.; CHEN, J. Long- term trends in sunshine duration over Yunnan- Guizhou Plateau in Southwest China for 1961–2005. **Geophysical Research Letters**, Guiyang, v. 35, n. 15, 2008.

ZHOU, H.; KANG, S.; TONG, L.; DING, R.; LI, S.; DU, T. Improved application of the Penman–Monteith model using an enhanced Jarvis model that considers the effects of nitrogen fertilization on canopy resistance. **Environmental and Experimental Botany**, Beijing, v. 159, p. 1-12, 2019.