



Modificação da equação de Hargreaves e Samani com a inclusão de elementos meteorológicos para estimativa da evapotranspiração no semiárido brasileiro *Modification of the Hargreaves and Samani equation with the inclusion of meteorological elements for evapotranspiration estimation in the Brazilian semiarid region*

Juarez Cassiano de Lima Júnior¹, Francisco Dirceu Duarte Arraes², Benito Moreira Azevedo¹, Joaquim Branco de Oliveira³, Anna Hozana Francilino³, Kleber Gomes de Macêdo¹

¹ Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, Ceará, Brasil

² Instituto Federal de Educação Ciência e Tecnologia do Sertão Pernambucano - Salgueiro, Pernambuco, Brasil

³ Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará, Iguatu, Ceará, Brasil

Contato: limajr.soil@gmail.com

Palavras-chave

Penman-Monteith
umidade relativa
velocidade do vento
calibração

RESUMO

A equação de Hargreaves e Samani (1985) é comumente utilizada para estimar a evapotranspiração de referência (ET₀) com requisitos mínimos de dados. No entanto, essa simplicidade requer calibração para melhorar a precisão. Portanto, este estudo teve como objetivo aprimorar as estimativas de ET₀ usando a equação de Hargreaves e Samani, incorporando elementos meteorológicos adicionais e calibrando os coeficientes. Um conjunto de dados composto por insolação, velocidade do vento, umidade relativa e temperaturas do ar de 1961 a 2021 foi coletado em 74 estações meteorológicas na região semiárida brasileira, juntamente com 23 estações ao redor da região. Os coeficientes ajustados apresentaram considerável variação e divergência em relação aos valores originais, indicando modificações significativas nas estimativas de evapotranspiração. Entre as modificações propostas, as opções que incorporavam velocidade do vento e umidade relativa produziram os melhores resultados. Os ajustes melhoraram a concordância das estimativas, com um índice de Willmott aumentando de 0,821 para 0,971 e 0,960 para as respectivas modificações. O índice médio de Nash e Sutcliffe aumentou de 0,701 para 0,892 e 0,840, enquanto o erro médio quadrático diminuiu de 0,633 mm dia⁻¹ para 0,301 e 0,350 mm dia⁻¹, respectivamente. As opções com elementos inseridos e coeficientes ajustados (lineares e angulares) apresentaram o maior número de locais classificados como "Excelente" a "Muito bom", com valores de R² superiores a 0,99.

Keywords

Penman-Monteith
relative humidity
wind speed
calibration

ABSTRACT

The Hargreaves and Samani equation (1985) are commonly used to estimate reference evapotranspiration (ET₀) with minimal data requirements. However, this simplicity necessitates calibration to improve accuracy. Therefore, this study aimed to enhance ET₀ estimates using the Hargreaves and Samani equation by incorporating additional meteorological elements and calibrating the coefficients. A dataset comprising sunshine, wind speed, relative humidity, and air temperatures from 1961 to 2021 was gathered from 74 meteorological stations in the Brazilian semi-arid region, along with 23 stations around the region. The adjusted coefficients exhibited considerable variation and divergence from the original values, indicating significant modifications in evapotranspiration estimates. Among the proposed modifications, the options incorporating wind speed and relative humidity yielded the best results. The adjusted improved the agreement of the estimates, with a Willmott index increasing from 0.821 to 0.971 and 0.960 for the respective modifications. The mean Nash and Sutcliffe index increased from 0.701 to 0.892 and 0.840, while the mean square root error decreased from 0.633 mm day⁻¹ to 0.301- and 0.350-mm day⁻¹, respectively. The options with inserted elements and adjusted coefficients (linear and angular) exhibited the highest number of sites classified as "Excellent" to "Very good," with R² values exceeding 0.99.

Informações do artigo

Recebido: 06 de junho, 2023

Aceito: 09 de novembro, 2024

Publicado: 30 de dezembro, 2024

Introdução

A evapotranspiração (ET) é um fenômeno de extrema importância, pois reflete a demanda hídrica da atmosfera e é amplamente utilizada em diversas áreas, como hidrologia, climatologia, meteorologia, ecologia e ciências ambientais (ALLEN et al., 1998; AWAL et al., 2020; XIANG et al. 2020). Sua medição direta em um lisímetro é problemática e dispendiosa, em função disso existem diversas formas de estimar a ET, através de diferentes equações e métodos, como medições indiretas em tanque Classe “A”, evaporímetro de Piché e/ou equações baseadas em temperatura do ar, radiação solar, umidade do ar, velocidade do vento ou combinadas.

A estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o) é um elemento chave, essencial em diferentes escalas espaciais e temporais, e é utilizada em modelos climáticos em todo o mundo, além de ser fundamental no planejamento dos recursos hídricos e diversos estudos hidrológicos (RAZIEI e PEREIRA, 2013; JENSEN e ALLEN, 2016). A metodologia padrão para cálculo da ET_o é o modelo de Penman-Monteith (ET_{oPM}), adotado pela Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (FAO) (ALLEN et al., 1998). Este modelo é considerado o mais preciso para o cálculo da ET_o, pois é uma equação física-combinada e apresenta excelentes resultados em mais de 2000 locais.

Diversos métodos alternativos têm sido propostos para estimar a evapotranspiração de referência (ET_o), quando os dados meteorológicos são limitados. Entre eles, destaca-se a equação proposta por Hargreaves, que utiliza apenas a temperatura do ar como entrada (AGUILERA, 2018; XIANG et al., 2020). No entanto, esse método tem limitações, como a tendência de superestimar a ET_o em climas úmidos e subestimá-la em condições de alta velocidade do vento e regiões semiáridas (FENG et al., 2017; HARGREAVES e ALLEN, 2003; SRIVASTAVA et al., 2018). Diversos estudos sugerem a necessidade de calibração local para melhorar a precisão do método ET_{oHS} (PEREIRA et al., 2006; WANG et al., 2009; RAZIEI e PEREIRA, 2013; ARRAES et al., 2016; FENG et al., 2017; SRIVASTAVA et al., 2018). Para reduzir essas imprecisões, propõe-se a inclusão de elementos adicionais, como a velocidade do vento e o déficit de pressão de vapor do ar (HARGREAVES e ALLEN, 2003; JENSEN et al., 1997; JERSZURKI et al., 2019), ainda, a adição da umidade relativa do ar (UR) à equação ET_{oHS} também tem sido considerada para melhorar sua precisão (JERSZURKI et al., 2019).

Tendo em vista o exposto, o objetivo deste estudo foi apresentar opções adicionais para estimativas da ET_o com base na equação de Hargreaves e Samani (1985), por meio da calibração de seus coeficientes já existentes e incorporação dos elementos de velocidade do vento (u₂) e UR, fornecendo equações ajustadas para a região semiárida do Brasil.

Material e Métodos

Descrição da área de estudo

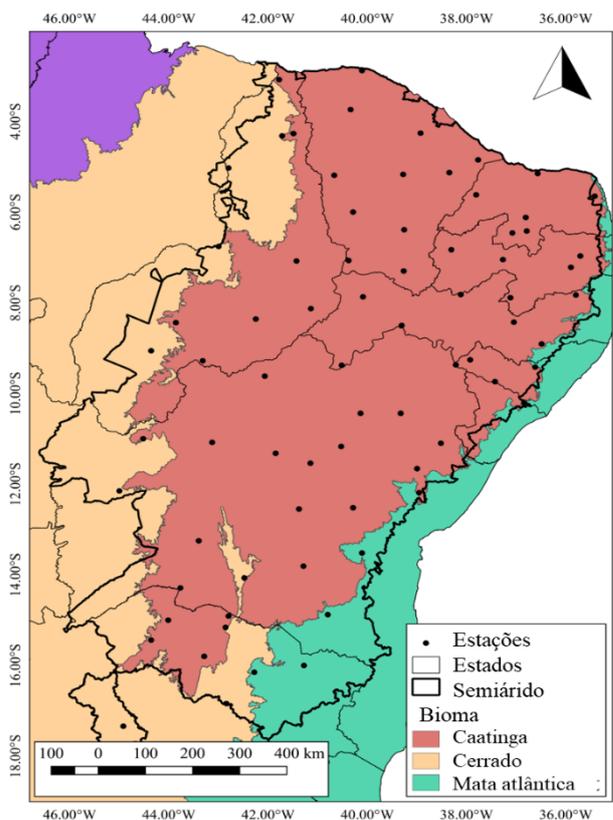
O estudo foi realizado utilizando dados em escala mensal de 97 municípios da rede de estações convencionais do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

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 Brasileiro (SUDENE), 1262 municípios possuem clima 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 foram temperatura máxima, média e mínima do ar (Tx, Tm e Tn), velocidade do vento a 10 metros de altura (u₁₀) posteriormente corrigida para dois metros de altura (u₂), umidade relativa do ar (UR) e insolação (n), de uma série histórica que compreende de 1961 até 2021, localizadas no semiárido do Brasil e em seu entorno (Figura 1), entre os paralelos 3,00° e 18,30° de latitude sul e entre os meridianos 46,65° e 35,27° de longitude oeste, com uma área aproximada de 1.154.510 km², equivalente a 13,55% do território brasileiro.

Figura 1. Estações meteorológicas convencionais no semiárido do Brasil



Fonte: Autor (2023)

A velocidade do vento (u₁₀ – m s⁻¹) varia de 0,98 até 5,28 m s⁻¹ (com valor médio de 2,74 m s⁻¹); A radiação no topo da atmosfera (Ra - MJ m² dia⁻¹) foi estimada variando de 34,3 até 36,5 MJ m² dia⁻¹; a umidade relativa média (%) varia de 55 até 86%; já a variação espacial média da temperatura do ar (Tm - °C) obtida com dados dessas estações se apresenta entre 20,0 e 28,4 °C, com temperatura máxima (Tx) e mínima (Tn) – média – de 35,0 e 23,8 °C, respectivamente.

Estimativas da evapotranspiração de referência e ajuste de equações

O cálculo para estimativa da ET_o Penman-Monteith (ALLEN et al., 1998), utilizada para calibrações dos mais diversos métodos de estimativa de ET_o (XIANG et al., 2020) é realizado pela Equação 1.

$$ET_{OPM} = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T_m + 273,16} \right) u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad \text{Eq.1}$$

Análise estatística

A equação ET_{OHS} (Hargreaves e Samani, 1985) é recomendada como opção para estimativa da ET_o em climas semiáridos, ajustada localmente para estados no nordeste brasileiro (LIMA JUNIOR et al., 2016; ARRAES et al., 2016):

$$ET_{OHS} = \alpha (T_x - T_n)^\beta (T_m + 17,8) 0,408 Ra \quad \text{Eq.2}$$

Onde: ET_{OPM} 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), u_2 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 psicrométrico (todos em kPa °C⁻¹); α se apresenta como o coeficiente de radiação empírico (valor original = 0,0023); β como 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).

Para inserir mais dados meteorológicos na equação ET_{OHS} como elementos de entrada, foi proposta uma correção utilizando a velocidade do vento, conforme consta nas Equações 3 e 4. Utilizados para os seus coeficientes os valores sugeridos por Jensen et al. (1997), aJ original = 0,66 e bJ original = 0,1459 (ET_{OHSJ}). Buscando melhorar a qualidade das estimativas, também foi utilizada uma opção com coeficientes aJ e bJ ajustados localmente (ET_{OHSJ} ajustado) seguindo metodologia semelhante a sugerida por Jensen et al. (1997).

$$ET_{OHSJ} = (0,66 + 0,1459 u_2) ET_{OHS} \quad \text{Eq. 3}$$

$$ET_{OHSJ \text{ ajustado}} = (aJ + bJ u_2) ET_{OHS} \quad \text{Eq. 4}$$

Seguindo mesmo raciocínio, foi inserida a UR na equação HS, sendo possível propor alteração na equação de Hargreaves e Samani com a UR (ET_{OHSUR}) da forma da Equação 5.

$$ET_{OHSUR} = \frac{ET_{OHS}}{(aUR + bUR \times UR)} \quad \text{Eq. 5}$$

Onde: ET_{OHSJ} é a ET_{OHS} (equação 2) modificada pela velocidade do vento; utilizando coeficientes - linear e angular; u_2 é a velocidade do vento corrigida para 2 metros de altura - O estudo de Jensen et al. (1997) sugere uma modificação da equação ET_{OHS} , denominada aqui de ET_{OHSJ} ajustada, para o semiárido brasileiro. Essa modificação inclui a velocidade do vento (u_2) na equação, com os coeficientes lineares (aJ) e angulares (bJ) específicos para o contexto brasileiro. Além disso, o presente trabalho propõe a inclusão da umidade relativa do ar (UR) na equação ET_{OHS} , resultando na equação ET_{OHSUR} . Os coeficientes lineares (aUR) e angulares (bUR) foram ajustados para o semiárido brasileiro neste estudo.

Buscando a diminuição do erro do modelo a ser testado em comparação com os resultados obtidos pelo modelo padrão (ET_{OPM}), foi utilizada metodologia demonstrada por Arraes (2020). Os ajustes dos diferentes modelos foram obtidos minimizando-se a função objetivo (Equação 6).

$$\Phi(p) = \sum_{i=1}^n [ET_{O_i}^* - ET_{O_i}(p)]^2 \quad \text{Eq. 6}$$

Onde: $\Phi(p)$ é a função objetivo a ser minimizada, $ET_{O_i}^*$ são os valores de ET_{OPM} ; ET_{O_i} são os valores de ET_o estimados pelo método empírico em questão e p é um vetor com os coeficientes a serem otimizados, específico para cada modelo.

Foram utilizados os indicadores estatísticos sugeridos por Legates e McCabe Jr (1999): Índice de Willmott (Id) (Equação 7), índice de Nash-Sutcliffe (E) (Equação 8), coeficiente de correlação “r” (Equação 9) e raiz quadrada do erro médio (RQEM) (mm dia⁻¹) (Equação 10).

$$Id = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|Y_i - X_i| + |X_i - X_i|)^2} \right] \quad \text{Eq. 7}$$

$$E = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2}{\sum_{i=1}^n (X_i - X)^2} \right] \quad \text{Eq. 8}$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X}) \times (Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \times \sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad \text{Eq. 9}$$

$$RQEM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2}{n}} \quad \text{Eq. 10}$$

Onde: 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 ET_o 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).

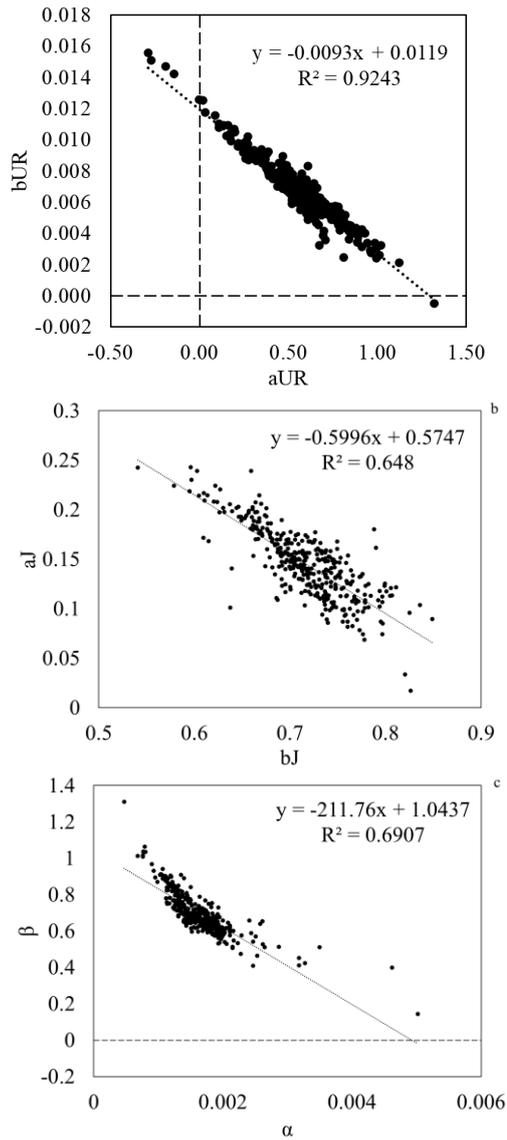
Resultados e Discussões

Coefficientes ajustados

Os valores obtidos após o ajuste apresentam relação negativa, 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 estações, representados por uma função linear decrescente: aRH e bRH com $R^2 = 0,92$; aJ e bJ com $R^2 = 0,64$ e α e β com $R^2 = 0,69$ (Figura 2).

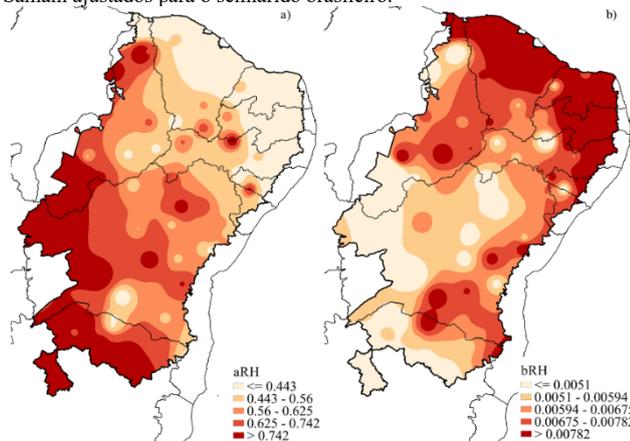
Na proposta com a inserção da variável UR na equação de Hargreaves e Samani (ajuste dos coeficientes “aUR” e “bUR”), o aUR variou de -0,491 até 1,414 e o valor de “bUR” variou de -0,00154 até 0,0179 (Figura 3). Tentativas de inclusão da UR para correção da equação da ET_{OHS} já foram realizadas, entretanto verificou-se nesses locais que apenas 9% da ET_o eram explicados por essa variável, assim, até então, a combinação da UR com ET_{OHS} foi deixada de lado (HARGREAVES e ALLEN, 2003).

Figura 2. Correlação linear entre os coeficientes ajustados para estimativa de ETo pelas modificações de Hargreaves e Samani para o semiárido brasileiro.



Fonte: Autor (2023)

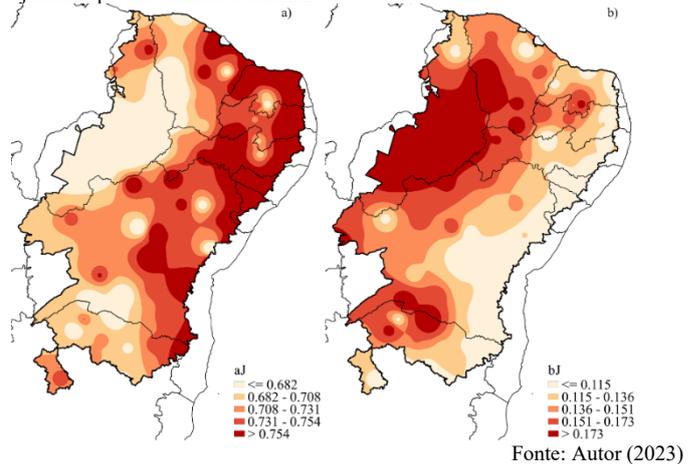
Figura 3. Coeficientes linear (aRH) e angular (bRH) para inserção do elemento umidade relativa do ar na equação de estimativa da ETo Hargreaves e Samani ajustados para o semiárido brasileiro.



Fonte: Autor (2023)

Para a inserção da velocidade do vento, os valores ajustados de “aJ” variaram de 0,503 a 0,911, com valor médio de 0,719 (Figura 4). Verifica-se que os maiores valores desse coeficiente se apresentam a leste da região. O coeficiente “bJ” apresentou valor médio de 0,143.

Figura 4. 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.



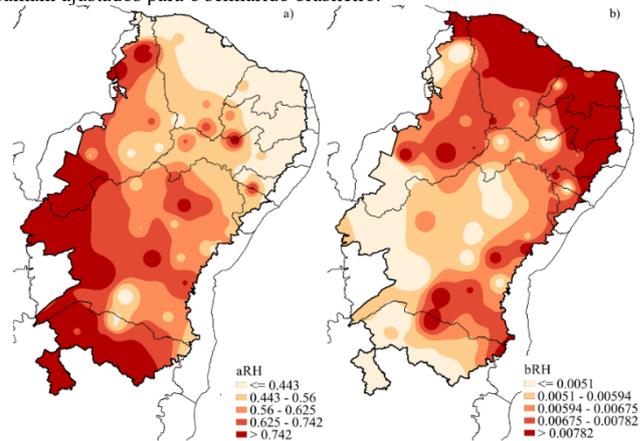
Fonte: Autor (2023)

Os valores de aJ = 0,66 e bJ = 0,1459, obtidos por Jensen et al., (1997) foram utilizados como padrão para inserção da velocidade do vento na equação de EToHS. Trabalho esse que comparou EToPM com EToHS nas estimativas realizadas em 38 localidades de Oklahoma, nos Estados Unidos da América, obtendo coeficientes de 0,68 e 0,067 em locais com temperaturas médias do ar de 12°C, e 0,76 e 0,076 para 27°C.

Na Bolívia, os valores obtidos para locais com maior amplitude de 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. Em acordo com o presente trabalho, Martinez-Cob e Tejero Juste (2004), afirmam que os valores obtidos em função a velocidade do vento variam espacialmente.

Para os ajustes dos coeficientes da equação EToHS, como pode-se observar na Figura 5, as maiores modificações foram de α = 0,0056 e β = 1,430. Os valores médios de α e β foram de 0,0015 e 0,721, respectivamente. Já em estações localizadas próximas ao mar os valores de α obtidos foram de 0,0007 e 0,0019.

Figura 5. Coeficientes α e β da equação de estimativa de ETo Hargreaves e Samani ajustados para o semiárido brasileiro.



Fonte: Autor (2023)

Zanetti et al. (2018), em calibrações da equação de EToHS no Espírito Santo, observaram maiores variações no valor de α em zonas costeiras. Isto aponta que em regiões litorâneas os valores dos coeficientes apresentam valores extremos 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.

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 ET_{OHS} 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.

Análise estatística

Os ajustes propostos melhoraram as estimativas da equação ET_{OHS} (Figura 6), resultando em menores valores de RQEM e maior concentração de dados próximos ao valor zero, com menor intervalo interquartil. O menor valor de RQEM sem ajuste foi de 0,11 mm dia⁻¹, enquanto os valores mais baixos obtidos após os ajustes foram 0,06 mm dia⁻¹ para ET_{OHSJ} e 0,03 mm dia⁻¹ para as equações modificadas (ET_{OHSUR} e ET_{OHSJ} ajustada) em Itiruçu (Bahia).

O valor médio do RQEM da equação sem modificação foi de 0,63 mm dia⁻¹, caindo para 0,29 mm dia⁻¹ com a inserção da velocidade do vento sem ajuste (ET_{OHSJ}), 0,25 mm dia⁻¹ (ET_{OHS} ajustada), 0,16 mm dia⁻¹ (ET_{OHSUR}) e 0,10 mm dia⁻¹ (ET_{OHSJ} ajustada).

Martinez-Cob e Tejero Juste (2004) afirmaram que, em regiões semiáridas, a equação de ET_{OHS} não necessita de calibração. Entretanto, após os ajustes e modificações, baseadas na equação ET_{OHS} notou-se uma melhora nos índices de concordância das estimativas (Figura 6b), principalmente nas equações ET_{OHSUR} (0,953) e ET_{OHSJ} ajustada (0,968), também não podendo desprezar os resultados obtidos com ET_{OHS} original, com Id médio de 0,821.

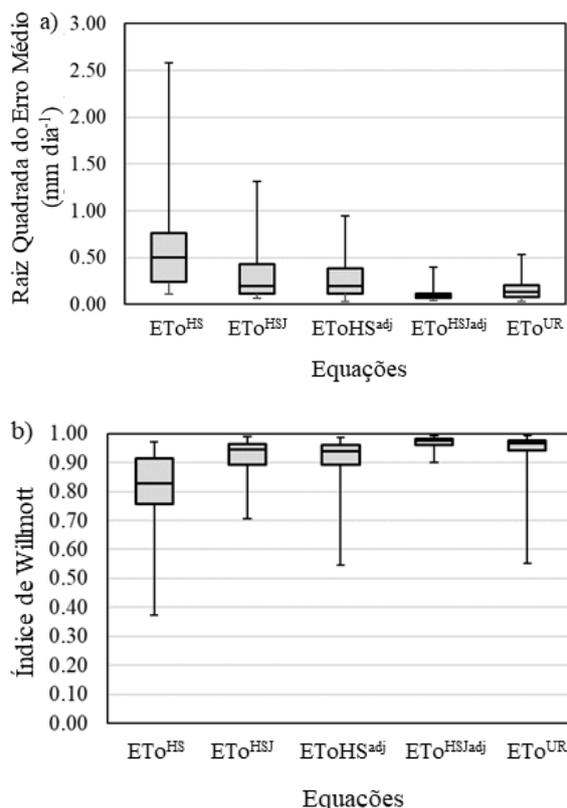
Os valores médios de Id demonstraram que a equação ET_{OHS} estima de forma confiável a ET_o para o semiárido brasileiro, entretanto, essa concordância satisfatória não é uniforme em toda região de estudo, visto a amplitude do boxplot (Figura 6b). Vale destacar que no presente trabalho a equação ET_{OHSJ} ajustada apresentou Id = 0,99 para 5 locais e ET_{OHSUR} para 4 locais.

Corroborando com essa afirmação, no presente trabalho, nenhuma equação modificada apresentou RQEM maior que 1,00 mm dia⁻¹. Diversos autores também observaram a diminuição dos erros e aumentos de Id, melhorando as estimativas da ET_o por ET_{OHS} ajustada (GAVILÁN et al., 2006; BOGAWSKI e BEDNORZ, 2014; LIMA JUNIOR et al., 2016; ARRAES et al., 2016; FENG et al., 2017; AGUILERA 2018; SRIVASTAVA et al., 2018).

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 et al., 2006; WANG et al., 2009; RAZIEI e PEREIRA, 2013).

Os resultados obtidos no presente trabalho foram melhores que os observados em ajustes das estimativas de ET_o no Irã, comparando quinze equações, nos climas mediterrâneo, muito úmido, árido e semiárido, os autores observaram que ET_{OHS} apresentou RQEM médio de 2,04 mm dia⁻¹, com maior valor de 3,56 mm dia⁻¹ no mediterrâneo, seu pior resultado (VALIPOUR et al., 2017).

Figura 6. Boxplot da Raiz Quadrada do Erro Médio (RQEM) (a) e do Índice de Willmott (Id) (b) para propostas de estimativa de ET_o por meio da equação Hargreaves e Samani para o semiárido brasileiro.



Legenda: ET_{OHS} : Hargreaves e Samani original; ET_{OHSJ} : Hargreaves e Samani modificada por Jensen et al. (1997); ET_{OHS} ajustada: Hargreaves e Samani ajustada; ET_{OHSJ} : Hargreaves e Samani com modificação de Jensen et al. (1997 ajustada); ET_{OHS}^{UR} : Hargreaves e Samani com a inclusão da umidade relativa do ar.

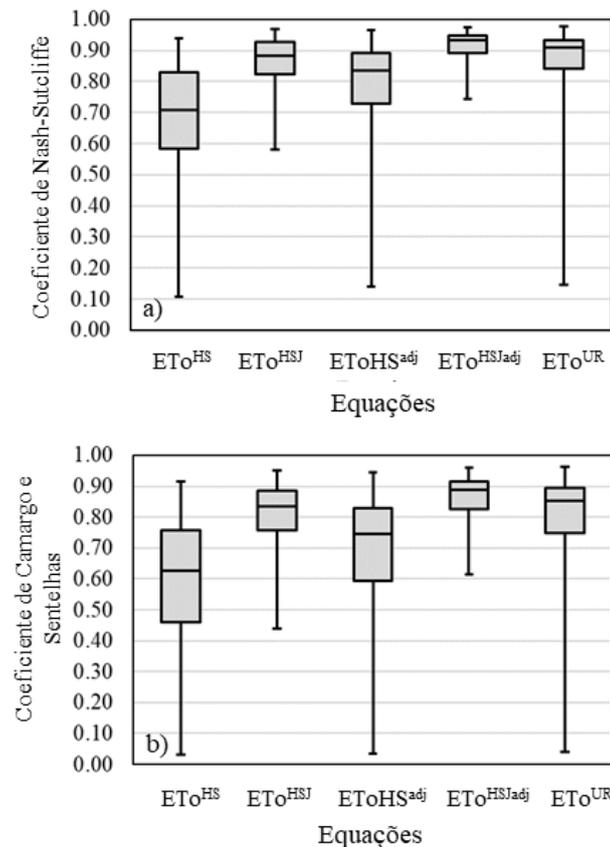
Fonte: Autor (2023)

Os valores do índice de Nash-Sutcliffe (E) (Figura 7a) variaram de 0,107 até 0,938 para HS original. O maior valor do índice E foi de 0,977 (ET_{OHSUR}). Observando o valor médio o modelo ET_{OHSJ} ajustada apresentou a maior eficiência (0,914), valores esses superiores aos obtidos por Jodar Abellan et al. (2019), que ajustando a equação de ET_{OHS} para uma região no sudoeste da Espanha, acrescentando um fator de correção o valor de “E” passou de 0,710 (ET_{OHS}) para 0,840 (ET_{OHS} ajustada).

O índice de eficiência varia de menos infinito até um, a equação HS original apresentou valores menores que 0,5 em cinco locais (1- Bom Jesus do Piauí, 2- Paulistana e 3- São João, no Estado do Piauí; 4- Campos Sales no Estado do Ceará e 5- Macau no Rio Grande do Norte).

Nesse caso, não é recomendada estimativa da ET_o por ET_{OHS} original, sendo que um valor médio geral, medido ou estimado pela metodologia padrão, apresenta-se mais confiável do que uma estimativa pontual por ET_{OHS} . Levando em consideração o mesmo índice estatístico, ET_{OHSJ} ajustada pode ser utilizada em todo o semiárido, não apresentando nenhum valor abaixo de 0,743.

Figura 7. Boxplot do Coeficiente de Nash-Sutcliffe (a) e do Coeficiente de Camargo e Sentelhas (b) para propostas de estimativa de ETo por meio da equação Hargreaves e Samani para o semiárido brasileiro



Legenda: ETo^{HS}: Hargreaves e Samani original; ETo^{HSJ}: Hargreaves e Samani modificada por Jensen et al. (1997); ETo^{HS^{ajustada}}: Hargreaves e Samani ajustada; ETo^{HSJ^{ajustada}}: Hargreaves e Samani com modificação de Jensen et al. (1997 ajustada); ETo^{UR}: Hargreaves e Samani com a inclusão da umidade relativa do ar.

Fonte: Autor (2023)

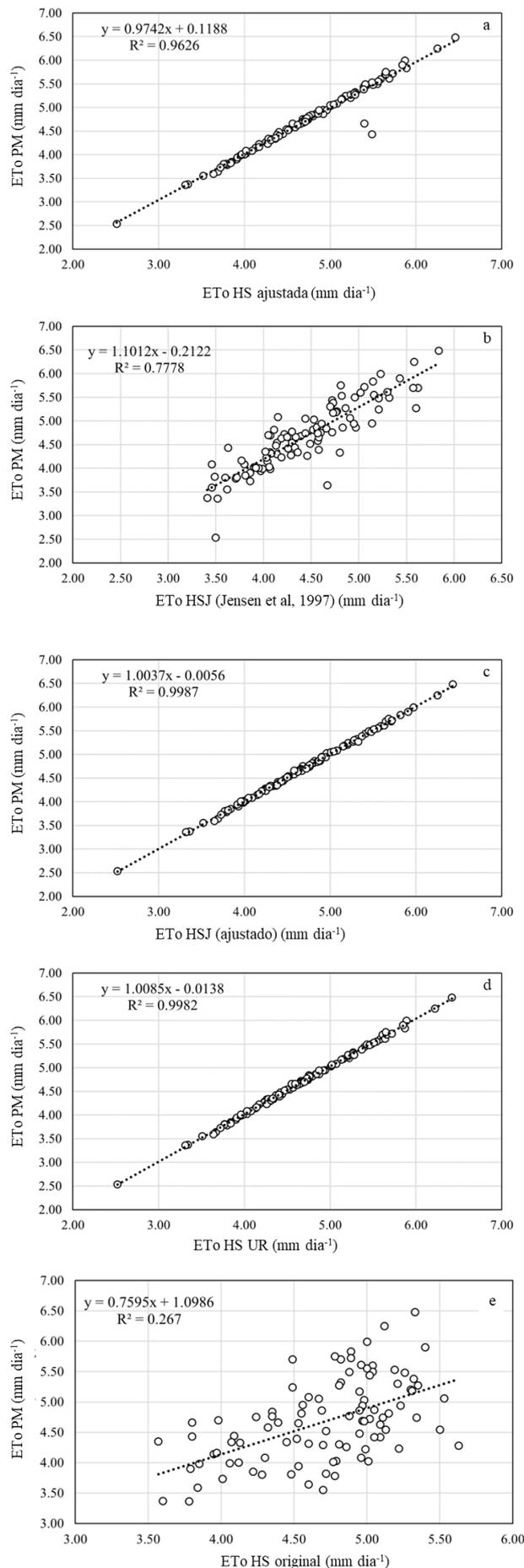
Já a ETo^{HSUR} apresentou valor abaixo do recomendado (0,146) somente para Bom Jesus do Piauí.

De acordo com o índice de “c” a equação ETo^{HSJ^{ajustada}} apresentou-se com desempenho “ótimo” e “muito bom” para maior parte a região estudada (68 locais). A equação ETo^{HSUR} também apresentou uma quantidade elevada de classificações “ótimo” e “muito bom” (55 locais).

Estimativas de evapotranspiração de referência

De maneira geral, as equações modificadas obtiveram estimativas mais próximas do modelo padrão de evapotranspiração (ETo^{PM}), embora ainda subestimassem a ETo (Figura 8). O valor máximo estimado pela equação ETo^{HSJ^{ajustada}} foi de 6,43 mm dia⁻¹; ETo^{HS^{ajustada}} = 6,46 mm dia⁻¹ e ETo^{HSUR} = 6,42 mm dia⁻¹, enquanto o modelo padrão (ETo^{PM}) estimou a ETo máxima em 6,48 mm dia⁻¹. Destacando-se ETo^{HSJ^{ajustada}} e ETo^{HSUR} com R² superior a 0,99. Esses valores médios gerais apresentam uma variação significativa, tanto espacial quanto temporalmente no semiárido brasileiro, justificando a necessidade de ajustes nas equações.

Figura 8. Correlação 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.



Fonte: Autor (2023)

Ainda observando as estimativas máximas de: ET_{OHSJ} e ET_{OHS} (5,84; 5,63 $mm\ dia^{-1}$) apresentaram tendência a subestimar a ET_{OPM} . A equação ET_{OHS} original foi a que obteve menor amplitude interquartil, indicando super e subestimativas da ET_{O} , sendo o único modelo a apresentar segundo quartil (mediana) maior do que o modelo padrão, ($ET_{OPM} = 4,39$ e $ET_{OHS} = 4,49\ mm\ dia^{-1}$).

A subestimativas da equação Hargreaves e Samani não ajustada podem ser observadas em parte do território do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco (Figura 9). Subestimativas da ET_{OHS} são comumente observadas em regiões semiáridas (HARGREAVES e ALLEN, 2003; ARRAES et al., 2016; LIMA JUNIOR et al., 2018; MACÊDO et al., 2018; JODAR ABELLAN et al., 2019; AWAL et al., 2020; PAREDES et al., 2020).

Os valores médios absolutos obtidos pelas equações de Hargreaves e Samani que sofreram modificação foram iguais ao valor obtido pelo modelo padrão (3,30 $mm\ dia^{-1}$). Indicando que o objetivo do ajuste foi obtido, com resultados equivalentes, utilizando menos dados meteorológicos. Vale ressaltar que esse resultado é importante não somente para a agricultura irrigada, mas, essas estimativas de ET_{O} (simplificadas e eficientes) podem ser aplicadas na hidrologia, agrometeorologia, balanço hídrico climatológico e gestão dos recursos hídricos de forma geral.

Jodar Abellan et al. (2019) também constataram a diminuição dos erros por subestimativa da ET_{O} , quando ajustaram a equação ET_{OHS} , tomando como padrão a ET_{OPM} , o Id subiu de 0,91 para 0,95. Comparando as propostas estudadas no presente trabalho, a ordem de escolha levando em consideração a qualidade das estimativas se dispõe: 1° - ET_{OHSJ} ajustada; 2° - ET_{OHSUR} ; 3° - ET_{OHS} ajustada; 4° - ET_{OHSJ} e 5° - ET_{OHS} .

É importante ressaltar que os resultados deste estudo diferem significativamente dos obtidos por Hargreaves e Allen (2003). Em seu trabalho, esses autores optaram por não incluir termos adicionais na equação ET_{OHS} , a fim de manter a simplicidade da equação. Eles afirmaram que o impacto das melhorias nas estimativas seria insuficiente para justificar a inclusão de mais um elemento.

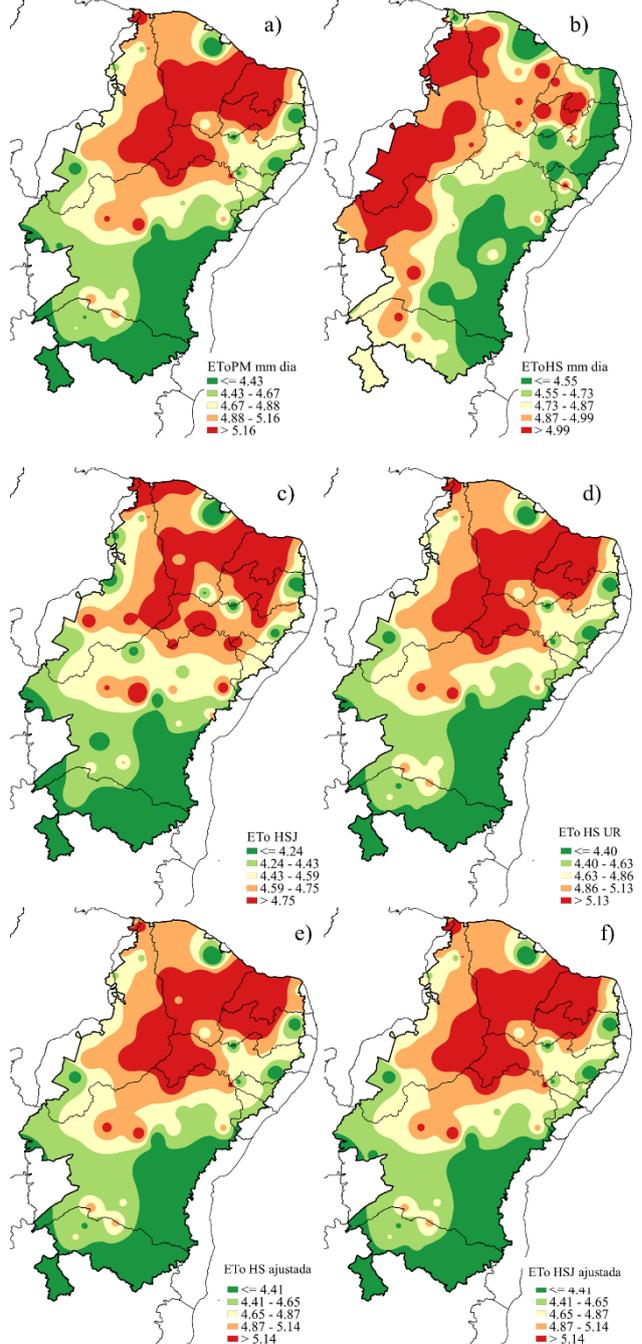
No entanto, os resultados deste estudo mostram que a inclusão de um elemento meteorológico adicional com coeficientes ajustados espacialmente resultou em uma melhoria significativa na estimativa da ET_{O} , com RQEM máximos de 0,536 e 0,400 $mm\ dia^{-1}$ para ET_{OHSUR} e ET_{OHSJ} ajustada, respectivamente.

Os estudos realizados em regiões que não possuem clima semiárido não recomendam a utilização da equação de Hargreaves e Samani sem ajustes (CUNHA et al., 2017; VENANCIO et al., 2019). E ainda, a calibração da equação de ET_{OHS} nem sempre resulta em uma melhoria expressiva na estimativa da evapotranspiração (Almorox e Grieser, 2016). É necessário realizar análises específicas em cada caso, em mais de uma escala de espaço e tempo.

Hess et al. (2019) obtiveram discreta melhoria na estimativa da ET_{OHS} com ajustes baseados em dados de solo e cultura, enquanto Zanetti et al. (2019) obtiveram redução do RQEM, destacando a potencialidade da ET_{OHS} ajustada para regiões úmidas.

Após análises, observou-se que as propostas que adicionaram mais um elemento meteorológico na equação ET_{OHS} apresentaram melhores resultados. Ajustes nos coeficientes α e β resultaram em aumentos nos coeficientes estatísticos "c" e "E" em todo o semiárido brasileiro.

Figura 9. Espacialização das estimativas de evapotranspiração de referência pelo modelo padrão Penman-Monteith (a); Hargreaves e Samani original – HS (b); HSJ - Jensen et al, (1997) (c); HS com inclusão da UR; (d); HS ajustada (e) e HSJ ajustada (f), para o semiárido brasileiro.



Fonte: Autor (2023)

Almorox e Grieser (2016) ajustaram a ET_{OHS} para diferentes climas e obtiveram os melhores resultados em regiões com clima tropical e equatorial com verão seco (As) e em climas úmidos e frios (Df e Ds), com valores superiores a 0,90 para o coeficiente "E".

Na China, a equação ET_{OHS} (original e ajustada) superestimou a ET_{O} , mas a superestimativa foi reduzida de 44% para 15% após o ajuste. A ET_{OHS} ajustada melhorou as estimativas em todas as escalas de tempo (diária, mensal e anual), com um aumento de 0,134 no coeficiente "E" (FENG et al., 2017).

Conclusão

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.

Este estudo proporcionou uma alternativa para a melhoria na qualidade das estimativas da equação de Hargreaves e Samani, com as calibrações dos seus coeficientes bem como inserção de mais elementos meteorológicos. As opções ajustadas, principalmente com inserção de velocidade do vento e umidade relativa do ar ($R^2 > 0,99$) 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 ET_{OHSJ} ajustada teve classificação “Ótima” e/ou “Muito boa” em 91% dos locais avaliados.

Quando não se dispôs de dados de velocidade do vento e ou umidade relativa, a equação ET_{OHS} ajustada se apresenta com uma opção viável, pois mesmo sem a inclusão de mais elementos, os resultados obtidos com os coeficientes calibrados são satisfatórios, com baixos erros e R^2 superior a 0,96, resultados melhores do que os obtidos com a modificação sugerida por Jensen et al. (1997) com seus coeficientes “originais”.

Os ajustes e as inserções de mais variáveis na equação de ET_{OHS} originaram modelos simples que estimam a ET_0 com qualidade suficiente para uma aplicação de água com eficiência, no caso da agricultura irrigada, sem a necessidade de complexas estações meteorológicas para aquisição de dados.

Entretanto, 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.

Agradecimentos

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

Referências

AGUILERA, R. B. **Calibración de la ecuación de Hargreaves para el cálculo de la evapotranspiración de referencia (ET₀) en el Oasis Norte de Mendoza, Argentina. 2018. 103p.** Disertación (Maestría) Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. **Irrigation and Drainage Paper 56**, p. 300, 1998.

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

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 – CE: IFCE 2020. P. 49-54. 2020.

ARRAES, F. D. D., LIMA JUNIOR, J. C., OLIVEIRA, J. B., DE MACÊDO, 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**, v. 10, n. 1, p. 410-419, 2016.

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

BOGAWSKI, P.; BEDNORZ, E. Comparison and validation of selected evapotranspiration models for conditions in Poland (Central Europe). **Water Resources Management**, v. 28, n.14, p. 5021-5038, 2014.

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

CUNHA, F. F. DA; VENANCIO, L. P.; CAMPOS, F. B.; SEDIYAMA, G. C. Reference evapotranspiration estimates by means of HargreavesSamani and Penman-Monteith FAO methods with missing data in the northwestern Mato Grosso do Sul. **Bioscience Journal**, v.33, p.1166-1176, 2017. <https://doi.org/10.14393/BJv33n5a2017-36751>.

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**, v.181, p.1-9, 2017.

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

HARGREAVES, G. H.; ALLEN, R. G. History and evaluation of Hargreaves evapotranspiration equation. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 129, n. 1, p. 53-63, 2003.

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Reference crop evapotranspiration from temperature. **Applied Engineering in Agriculture**, v. 01, n. 02, p. 96-99, 1985.

HESS, A. WADZUK, B. WELKER, A. Predictive Evapotranspiration Equations in Rain Gardens. **Journal of irrigation and drainage engineering**, v. 145, n. 7, p. 04019010, 2019.

JENSEN, D. T; HARGREAVES, G. H; TEMESGEN, B; ALLEN, R. G. Computation of ET_0 under nonideal conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 123, n. 5, p. 394-400, 1997.

JENSEN, M. E., ALLEN, R. G. Evaporation, evapotranspiration, and irrigation water requirements. **American Society of Civil Engineers**, 2016.

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**, v. 53, n. 1-2, p. 943-956, 2019.

JODAR-ABELLAN, A; RUIZ-ÁLVAREZ, M; VALDES-ABELLAN, J. Calibration and validation of ET_0 through an R-CRAN code in agricultural lands of south-east Spain. **WIT Transactions on Ecology and the Environment**, v. 234, p. 167-179, 2019.

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

LIMA JUNIOR, J. C., ARRAES, F. D. D., FRANCILINO, A. H., AZEVEDO, B. M. de Calibration of the Hargreaves and Samani model and sensitivity of reference evapotranspiration for Rio Grande do Sul – Brazil. (ainda por ser submetido) 2022.

LIMA JUNIOR, J. C., ARRAES, F. D. D., MACÊDO, K. G., DE 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**, v. 12, n. 2, p. 2510, 2018.

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 Agrônômica**, v. 47, p. 447-454, 2016.

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

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

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. 89 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Ciência Agrárias da Universidade Federal de São João Del Rei – Campus Sete Lagoas

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 Hargreaves-Samani equation using local climatic variables. **Agricultural Water Management**, v. 240, p. 106210, 2020.

PEREIRA, A. R.; GREEN, S.; VILLA NOVA, N. A. Penman-Monteith reference evapotranspiration adapted to estimate irrigated tree transpiration. **Agricultural Water Management**, v. 83, n. 1-2, p.153–161, 2006.

RAZIEL, T.; PEREIRA, L. S. Estimation of ET₀ with Hargreaves–Samani and FAO-PM temperature methods for a wide range of climates in Iran. **Agricultural water management**, v. 121, p. 1-18, 2013.

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

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**, v. 36, p. 289 – 300, 2018.

TEAM, QGIS Delopment et al. QGIS geographic information system. **Open Source Geospatial Foundation Project**, 2016.

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

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 ET₀ estimation in Espírito Santo state, Brazil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.23, n.3, p.153-159, 2019.

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

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

ZANETTI, S, S. DOHLER, R. E. 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**, 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**, v. 571, p. 193-201, 2019.