



UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS E ENGENHARIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS FLORESTAIS

RAFAEL ESTEVES DOHLER

COMPORTAMENTO DO MODELO DE HARGREAVES E SAMANI EM
DIFERENTES CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS

JERÔNIMO MONTEIRO – ES

2016

RAFAEL ESTEVES DOHLER

**COMPORTAMENTO DO MODELO DE HARGREAVES E SAMANI EM
DIFERENTES CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Florestais do Centro de Ciências Agrárias e Engenharias da Universidade Federal do Espírito Santo, como parte das exigências para obtenção do Título de Mestre em Ciências Florestais na Área de Concentração Ciências Florestais.

Orientador: Prof. *D. Sc.* Sidney Sara Zanetti

Coorientadores: Prof. *D. Sc.* Roberto Avelino Cecílio; Prof. *D. Sc.* José Eduardo Macedo Pezzopane.

JERÔNIMO MONTEIRO – ES

2016

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)
(Biblioteca Setorial de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

D655c Dohler, Rafael Esteves, 1991-
Comportamento do modelo de Hargreaves e Samani em diferentes condições meteorológicas / Rafael Esteves Dohler. – 2016. 66 f. : il.

Orientador: Sidney Sara Zanetti.

Coorientadores: Roberto Avelino Cecílio ; José Eduardo Macedo Pezzopane.

Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais) – Universidade Federal do Espírito Santo, Centro de Ciências Agrárias e Engenharias.

1. Evapotranspiração. 2. Agrometeorologia. 3. Balanço hídrico. 4. Climatologia. I. Zanetti, Sidney Sara. II. Cecílio, Roberto Avelino. III. Pezzopane, José Eduardo Macedo. IV. Universidade Federal do Espírito Santo. Centro de Ciências Agrárias. V. Título.

CDU: 630

DEDICATÓRIA

Aos meus pais, Sérgio Dohler Ferreira e Maria do Socorro Esteves Dohler, por tudo que significam para mim.

“Há vitórias que são importantes apenas para aqueles que as conseguem.”

(Nelson Mandela)

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço a Deus pela vida concedida, bondade e fidelidade em todas as situações enfrentadas.

Aos meus amados pais Maria do Socorro Esteves Dohler e Sérgio Dohler Ferreira, pelo exemplo de vida, dignidade, simplicidade, dedicação e valiosos ensinamentos concedidos ao longo da vida.

Aos meus irmãos Saulo Esteves Dohler e Lucas Esteves Dohler, pelo apoio incondicional em todas as horas que precisei, pela confiança e convivência durante todos esses anos, os meus sinceros agradecimentos.

Aos meus avôs e avós, tios e tias, primos e primas, pelo apoio e motivação ao longo desses anos de estudos.

Aos meus amigos de graduação, em especial Vitor Heringer e Renato Kunz, pela amizade, companheirismo e momentos de alegria. Todos vocês foram importantes nesta longa caminhada.

Aos amigos de Teófilo Otoni, de Juiz de Fora e aos companheiros e ex-companheiros da República Katapulta, pelos momentos de distração e pela amizade.

Ao meu orientador Professor Sidney Sara Zanetti, pela convivência agradável, apoio, paciência, compreensão, incentivo e pelos preciosos ensinamentos transmitidos durante a execução desta dissertação.

Aos meus coorientadores, Professor Roberto Avelino Cecílio e Professor José Eduardo Macedo Pezzopane, pela convivência agradável, dedicação e pelas valiosas contribuições e sugestões que foram indispensáveis nesta dissertação.

Ao Professor Alexandre Cândido Xavier, que sempre me socorreu durante os momentos que precisei e me incentivou a nunca desistir, meu muito obrigado pelos valiosos ensinamentos transmitidos e pela amizade construída durante todo este período.

Ao Programa de Pós-Graduação em Ciências do Centro de Ciências Agrárias e Engenharias da Universidade Federal do Espírito Santo (CCAUE-UFES), pela oportunidade concedida.

BIOGRAFIA

RAFAEL ESTEVES DOHLER, filho de Sérgio Dohler Ferreira e Maria do Socorro Esteves Dohler, nasceu em 17 de julho de 1991 na cidade de Teófilo Otoni, estado de Minas Gerais.

Concluiu o segundo grau no colégio Cristo Redentor, na cidade de Juiz de Fora, estado de Minas Gerais.

Ingressou no Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Espírito Santo (CCA-UFES/Alegre-ES) em 2009, graduando-se Engenheiro Florestal no mês de julho do ano de 2014.

Em agosto de 2014 iniciou o curso de mestrado do Programa de Pós Graduação em Ciências Florestais - PPGCF, área de concentração Meio ambiente e Recursos Hídricos no Departamento de Ciências Florestais e da Madeira (DCFM/Jerônimo Monteiro-ES) do Centro de Ciências Agrárias e Engenharias da Universidade Federal do Espírito Santo (CCA-UFES), submetendo-se a defesa em julho de 2016.

RESUMO

DOHLER, Rafael Esteves. **Comportamento do modelo de Hargreaves e Samani em diferentes condições meteorológicas**. 2016. Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais) – Universidade Federal do Espírito Santo, Jerônimo Monteiro, ES. Orientador: Sidney Sara Zanetti. Coorientadores: Roberto Avelino Cecílio, José Eduardo Macedo Pezzopane.

O uso da água de forma racional tem se tornado cada vez mais importante nos últimos anos, devido à má distribuição das chuvas e ao aumento da demanda por água, como na produção agrícola e florestal. A evapotranspiração é uma importante variável do ciclo hidrológico e uma das principais componentes do balanço hídrico no solo. O uso de equações simplificadas é uma alternativa potencial para estimar a evapotranspiração de referência quando os dados meteorológicos são limitados. O objetivo deste trabalho foi aplicar e testar diferentes métodos para estimar a evapotranspiração de referência (ET_0) para o estado do Espírito Santo, com limitação de dados meteorológicos, utilizando o método de Hargreaves e Samani em diferentes condições meteorológicas, adotando o método de Penman-Monteith FAO-56 como referência. Calibrou-se a ET_0 pela equação de Hargreaves e Samani utilizando regressão linear, e ajustou-se o coeficiente de Hargreaves e Samani (CH) através dos métodos de Vanderlinden et al. (2004) e de Martí et al. (2015). Foram realizados diferentes ajustes por regressão linear, considerando-se todas as estações meteorológicas utilizadas neste estudo (ajuste geral), diferentes tipos de clima (ajuste por clima), os períodos seco e chuvoso do ano (ajuste período seco e ajuste período chuvoso), classes de amplitude térmica (ajuste por classes), e o tipo de clima combinado com classes de amplitude térmica (ajuste por clima e classes). Estimou-se, também, para fins de comparação, a ET_0 pelos métodos de Hargreaves e Samani original (HS) e Penman-Monteith com limitação de dados climáticos (PML). Em geral, o erro absoluto médio (MAE) dos métodos de HS, PML, Vanderlinden et al. (2004), Martí et al. (2015), ajuste geral, ajuste por classes, ajuste por clima, ajuste por período e ajuste por clima e classes, foram de 0,68, 1,46, 0,81, 0,77, 0,53, 0,51, 0,51, 0,51 e 0,49 mm dia^{-1} , respectivamente. Nos períodos seco e chuvoso separadamente, os erros (MAE) foram de 0,41 e 0,61 mm dia^{-1} , respectivamente. O ajuste por classes de amplitude térmica proporcionou melhores estimativas da ET_0 em dias mais secos, nos quais necessitam-se de melhores estimativas para o manejo de irrigação na agricultura. O método de PML obteve o pior desempenho entre os métodos testados, não sendo recomendado para

estimar a evapotranspiração no estado. Os ajustes por regressão linear obtiveram desempenho superior aos ajustes do CH, no qual melhoraram as estimativas da ET_0 em até 30%. Com limitação de dados meteorológicos, o método do ajuste geral é considerado como o mais recomendado dentre os métodos testados, devido a sua simplicidade de aplicação. Para estimar a ET_0 entre os meses de abril e setembro no estado, recomenda-se utilizar o ajuste do período seco.

Palavra-chave: Balanço hídrico, Penman-Monteith, Agrometeorologia.

ABSTRACT

The rational use of the water has become increasingly important in recent years due to poor distribution of rainfall and increased demand for water, such as in agricultural and forestry production. Evapotranspiration is an important variable of the hydrological cycle and one of the main components of the water balance in the soil. The use of simplified equations is a potential alternative to estimate the reference evapotranspiration when weather data are limited. The objective of this study was to apply and test different methods to estimate the reference evapotranspiration (ET_0) for the Espírito Santo State (Brazil), from limited weather data using the method of Hargreaves and Samani, adopting the Penman-Monteith FAO-56 as a reference. Calibrated the ET_0 by Hargreaves and Samani equation using linear regression, and adjusted to the coefficient of Hargreaves and Samani (CH) by the methods of Vanderlinden et al. (2004) and Martí et al. (2015). adjustments were performed by linear regression, considering all weather stations in this study (fit general), different types of weather (fit by climate), the dry and wet seasons of the year (fit dry period and fit rainy period), classes temperature range (fit by classes), and the type of climate combined with temperature range of classes (fit by climate and classes). Also it is estimated for comparison purposes, by methods ET_0 Hargreaves and Samani (HS) and Penman Monteith with limited weather data (PML). In general, the mean absolute error (MAE) of the HS methods PML Vanderlinden et al. (2004) Martí et al. (2015), fit general, fit by classes, fit by climate, fit by period, fit by climate and classes, were 0.68, 1.46, 0.81, 0.77, 0.53, 0.51, 0.51, 0.51, 0.49 mm day⁻¹, respectively. For the dry and rainy period separately, the errors (MAE) were 0.41 and 0.61 mm day⁻¹, respectively. The fit by classes of temperature range provided better estimates of ET_0 in drier days in which they need to better estimates for irrigation management in agriculture. The PML method had the worst performance among the tested methods, it is not recommended to estimate evapotranspiration in the state. The adjustments by linear regression obtained outperformed CH settings in which improved estimates of ET_0 up to 30%. With limited meteorological data, the fit general method is regarded as the most recommended among tested methods, due to its simplicity of application. To estimate the ET_0 between the months of April and September in the state, it is recommended the dry period fit method.

Key-word: Water balance, Penman-Monteith, Agrometeorology.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	12
2. OBJETIVOS	14
2.1 OBJETIVO GERAL.....	14
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	14
3. REVISÃO DE LITERATURA	15
3.1 Definição e importância da evapotranspiração de referência	15
3.2 Estimativa da evapotranspiração de referência com limitação de dados meteorológicos	17
3.2.1 Estimativa da evapotranspiração pelo método de Penman-Monteith aplicado com limitação de dados (PML)	17
3.2.2 Estimativa da evapotranspiração pelo método de Hargreaves e Samani (1985) (HS).....	18
3.2.3 Avaliação dos métodos de Penman-Monteith, aplicado com limitação de dados, e Hargreaves e Samani (1985)	19
3.3 Calibração local e regional da equação de Hargreaves e Samani (1985).....	21
4. METODOLOGIA.....	25
4.1 Área e dados utilizados no estudo.....	25
4.2 Método de Penman-Monteith FAO-56 (PM)	27
4.3 Método de Penman-Monteith aplicado com limitação de dados meteorológicos (PML).....	28
4.4 Método de Hargreaves e Samani (1985) (HS)	29
4.4.1 Aplicação do método de Vanderlinden et al. (2004) para o ajuste da equação de Hargreaves e Samani (1985)	30
4.4.2 Aplicação do método de Martí et al. (2015) para o ajuste da equação de Hargreaves e Samani (1985)	31
4.4.3 Ajuste da evapotranspiração pela equação de Hargreaves e Samani (1985) utilizando regressão linear	31
4.4.3.1 Ajuste geral da evapotranspiração.....	32
4.4.3.2 Ajuste da evapotranspiração considerando-se diferentes tipos climáticos ..	32
4.4.3.3 Ajuste da evapotranspiração considerando-se os períodos seco e chuvoso	33
4.4.3.4 Ajuste da evapotranspiração considerando-se diferentes classes de amplitude térmica.....	33
4.4.3.5 Ajuste da evapotranspiração considerando-se diferentes climas e classes de amplitude térmica.....	35
4.5 Avaliação de desempenho dos modelos	36

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	38
6. CONCLUSÕES	52
7. REFERÊNCIAS.....	53
APÊNDICE A – Desempenho dos modelos avaliados para cada localidade estudada, no período de 2009 a 2013.....	59

1. INTRODUÇÃO

A disponibilidade de água no planeta tem diminuído nos últimos anos devido a uma combinação de frequentes secas e competição por recursos hídricos entre os usos agrícola, industrial e urbano (ORTEGA-FARIAS; IRMAK; CUENCA, 2009). A evapotranspiração (ET) é uma importante variável do ciclo hidrológico e uma das principais componentes do balanço hídrico no solo (CARVALHO et al., 2015), porém a sua determinação direta é difícil e onerosa, requerendo equipamentos e pessoal especializados. Assim, estimativas indiretas da ET são fundamentais para melhorar o uso dos recursos hídricos nas áreas agrícola e florestal.

Existem diversos modelos para o cálculo da evapotranspiração de referência (ET_0). O método de Penman-Monteith (PM), padronizado pela *Food and Agriculture Organization* (FAO), tem sido utilizado como padrão (ALLEN et al., 1998; PEREIRA et al., 2015). No entanto, a utilização desse modelo necessita de vários dados meteorológicos que muitas vezes não estão disponíveis ou não são confiáveis, como é o caso da velocidade do vento e a radiação solar (GOCIC; TRAJKOVIC, 2010; MARTÍ et al., 2015). Desta forma, o uso de equações simplificadas é uma alternativa potencial para estimar a ET_0 (ALENCAR; SEDIYAMA; MANTOVANI, 2015; CARVALHO et al., 2015; HARGREAVES; SAMANI, 1985; PEREIRA et al., 2015; SENTELHAS; GILLESPIE; SANTOS, 2010; THORNTHWAITE, 1948).

Alguns autores tem avaliado o desempenho do método de Penman-Monteith aplicado com limitação de dados climatológicos para estimar a ET_0 , e encontraram resultados satisfatórios (ALENCAR; SEDIYAMA; MANTOVANI, 2015; CARVALHO et al., 2015; JABLOUN; SAHLI, 2008; RAZIEI; PEREIRA, 2013; SENTELHAS; GILLESPIE; SANTOS, 2010). Outros autores tem proposto o uso de métodos alternativos para estimar a ET_0 com limitação de dados meteorológicos, como o uso de redes neurais artificiais (FALAMARZI et al., 2014; MARTÍ; MANZANO; ROYUELA, 2011; SHIRI et al., 2014; ZANETTI et al., 2007). No entanto, como esses métodos são empíricos, eles não devem ser extrapolados para outros locais onde os dados meteorológicos são limitados (MARTÍ et al., 2015).

O uso do método proposto por Hargreaves e Samani (1985) (HS) é indicado como alternativa para estimar a evapotranspiração de referência com limitação de dados meteorológicos (ALLEN et al., 1998; SENTELHAS; GILLESPIE; SANTOS, 2010). O modelo de HS é um método empírico que requer apenas a radiação solar

extraterrestre e temperaturas máxima e mínima do ar. No entanto, vários estudos têm mostrado que o método HS superestima a ET_0 em regiões úmidas e subestima em regiões secas (BEZERRA et al., 2014; CARVALHO et al., 2015; FANAYA JÚNIOR et al., 2012; KISI, 2014; TAGLIAFERRE et al., 2010; TRAJKOVIC, 2007).

Desta forma, a equação de HS deve ser calibrada para cada localidade visando melhorar a estimativa da ET_0 em diferentes condições climáticas (ALENCAR; SEDIYAMA; MANTOVANI, 2015; ALLEN et al., 1998; FERNANDES et al., 2012; JABLOUN; SAHLI, 2008; MARTÍNEZ-COB; TEJERO-JUSTE, 2004; SHIRI et al., 2015; XU; SINGH, 2002). Estudos têm proposto a calibração da equação de Hargreaves e Samani, tendo-se como referência o método padrão PM para determinação da ET_0 local (BERTI et al., 2014; GAVILÁN et al., 2006; MAESTRE-VALERO; MARTÍNEZ-ÁLVAREZ; GONZÁLEZ-REAL, 2013; MENDICINO; SENATORE, 2013; RAVAZZANI et al., 2012; SHAHIDIAN et al., 2013; VANDERLINDEN et al., 2004). Porém, as equações ajustadas de HS são específicas para os locais onde há dados para calibração da ET_0 , não podendo também ser extrapoladas para outros locais onde os dados meteorológicos são limitados (MARTÍ et al., 2015). Assim, além de calibração local, vários autores têm proposto a calibração do método de Hargreaves e Samani, inserindo parâmetros geográficos para melhorar as estimativas da ET_0 e possibilitar a utilização da calibração em locais diferentes daqueles onde o método foi ajustado (calibração regional) (BERTI et al., 2014; DROOGERS; ALLEN, 2002; LEE, 2010; MAESTRE-VALERO, MARTÍNEZ-ÁLVAREZ E GONZÁLEZ-REAL, 2013; MARTÍNEZ-COB; TEJERO-JUSTE, 2004; MENDICINO; SENATORE, 2013; RAVAZZANI et al., 2012; THEPADIA; MARTINEZ, 2012; VANDERLINDEN et al., 2004).

No Brasil, os estudos existentes são relacionados com calibrações locais do método de HS, sendo necessário o desenvolvimento de calibrações regionais, conforme tem sido realizado de forma promissora em diversos outros países (LEE, 2010; MARTÍ et al., 2015; RAVAZZANI et al., 2012; THEPADIA; MARTINEZ, 2012; VANDERLINDEN et al., 2004).

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

O presente estudo tem como objetivo aplicar e testar o comportamento do modelo de Hargreaves e Samani em diferentes condições meteorológicas, no estado do Espírito Santo, com limitação de dados meteorológicos.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Ajustar o coeficiente de Hargreaves e Samani (CH) por diferentes métodos, em diferentes condições meteorológicas;
- Avaliar, por meio de regressão linear, o comportamento do método de Hargreaves e Samani;
- Avaliar a evapotranspiração estimada pelo método de Penman-Monteith aplicado com limitação de dados meteorológicos.

3. REVISÃO DE LITERATURA

3.1 Definição e importância da evapotranspiração de referência

De acordo com Bastiaanssen et al. (1998), a evapotranspiração tem aplicação em diferentes áreas, como a hidrologia, meteorologia e agricultura. Informações sobre a evapotranspiração, ou consumo de água, são importantes para o planejamento dos recursos hídricos, para a determinação do balanço hídrico no solo e para dimensionar sistemas de irrigação (BAUTISTA; BAUTISTA; DELGADO-CARRANZA, 2009).

A evapotranspiração é um processo que tem sido constantemente estudado nos últimos anos devido a sua importância para estimar o consumo de água pelas plantas, sobretudo em cultivos agrícolas e florestais. Segundo Klocke et al. (1990), a evapotranspiração corresponde à água removida da superfície e lançada na atmosfera em forma de vapor d'água. O termo evapotranspiração foi utilizado primeiramente por Thornthwaite em 1940, para explicar os processos simultâneos de evaporação da água no solo e da transpiração das plantas. O processo de evapotranspiração é controlado pelo suprimento de água do solo às plantas, pela demanda atmosférica e pelo balanço de energia (MENDONÇA et al., 2003).

Segundo Allen et al. (1998), a evapotranspiração é definida como a combinação de dois processos distintos, a evaporação, que é a água perdida pela superfície do solo, e a transpiração, que é a água perdida a partir da cultura. Dependendo das condições da vegetação, do tamanho da área vegetada e do suprimento de água, definem-se os tipos de evapotranspiração.

A evapotranspiração de referência (ET_0) é a taxa de evapotranspiração a partir de uma superfície de referência sem restrição hídrica. A superfície de referência é a cultura da grama, com características específicas: ter entre 8 e 15 cm de altura; estar em crescimento ativo e cobrir totalmente a superfície do solo (ALLEN et al., 1998; PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, 2002). O conceito de ET_0 foi introduzido com o objetivo de estudar a demanda evaporativa da atmosfera independentemente do tipo de cultura, fenologia e tratos culturais, sendo indicativo da demanda hídrica das culturas em um determinado local (ALENCAR; SEDIYAMA; MANTOVANI, 2015; LACERDA, 2012).

O processo de evapotranspiração pode ser afetado por diversos fatores, como os fatores meteorológicos, fatores da planta e fatores do solo. Os principais fatores que afetam a ET_0 são os meteorológicos, nos quais os principais parâmetros são a radiação, a temperatura do ar, a umidade e a velocidade do vento (ALLEN et al., 1998).

A medição direta da evapotranspiração é difícil e dispendiosa, sendo realizada apenas em condições experimentais. Os equipamentos mais utilizados para esse fim são os lisímetros, que têm sido utilizados por muito tempo para compreender as relações entre água, solo e plantas (CARVALHO et al., 2007). Os lisímetros consistem em uma caixa impermeável que contém um volume de solo conhecido e que possibilita determinar a evapotranspiração por meio do balanço hídrico. Os lisímetros mais utilizados em experimentos são os de drenagem, de lençol freático e de pesagem (PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, 2002).

A determinação da ET_0 por meio de estimativas é a forma mais comum. Existem vários métodos para estimar a ET_0 , que podem ser divididos em cinco categorias: (I) balanço hídrico; (II) transferência de massa; (III) métodos combinados; (IV) radiação; e (V) baseados em temperatura (XU; SINGH, 2002). A ET_0 pode ser determinada a partir de dados meteorológicos, sendo o método Penman-Monteith (PM) recomendado pela FAO como o método padrão. O método de PM é o que mais se aproxima da ET_0 da grama, levando em consideração os parâmetros fisiológicos e a aerodinâmica da planta (ALLEN et al., 1998). Alguns autores avaliaram o método PM comparando-o com lisímetros, e concluíram que esse é o método mais eficiente para estimar a ET_0 (BARROS et al., 2009; GARCIA et al., 2004; LÓPEZ-URREA et al., 2006; SOUZA et al., 2011).

Como a utilização de lisímetros para determinar a ET_0 é onerosa, o método PM deve ser utilizado como padrão quando houver dados meteorológicos disponíveis. Caso contrário, deve-se utilizar métodos alternativos com limitação de dados meteorológicos.

3.2 Estimativa da evapotranspiração de referência com limitação de dados meteorológicos

Em muitos locais, o uso do método de PM é restrito pela pouca disponibilidade de dados meteorológicos. Assim, alguns autores sugerem procedimentos para estimar os dados meteorológicos ausentes, como a radiação solar, pressão de vapor e a velocidade do vento, ou utilizar a equação de Hargreaves e Samani (1985), a qual deve ser previamente calibrada para o local (ALLEN et al., 1998; PEREIRA et al., 2015).

Sob condições limitadas de dados, preferências têm sido frequentemente dadas para a equação de Hargreaves e Samani (HS), que exige somente a temperatura do ar e é mais facilmente calculada do que o método de Penman-Monteith aplicado com limitação de dados meteorológicos (PML) (BUTTAFUOCO; CALOIERO; COSCARELLI, 2010; HARGREAVES; ALLEN, 2003).

3.2.1 Estimativa da evapotranspiração pelo método de Penman-Monteith aplicado com limitação de dados (PML)

Allen et al. (1998), no boletim N°56 da FAO, apresenta a metodologia que se deve utilizar na ausência de dados de velocidade do vento, radiação solar global e umidade relativa. Assim, pode-se determinar a ET_0 pelo método de Penman-Monteith utilizando apenas dados medidos de temperatura do ar.

As estimativas da velocidade do vento dependem do clima local e da estação do ano. Quando não há disponibilidade dos dados de velocidade do vento, o valor de 2 m s^{-1} pode ser usado como uma estimativa provisória. Este valor é uma média de mais de 2.000 estações meteorológicas estudadas ao redor do mundo (ALLEN et al., 1998).

Para o cálculo da radiação solar, utiliza-se a Equação 1, proposta por Hargreaves e Samani (1985), que estima a radiação solar global em função das temperaturas máxima e mínima diária do ar (amplitude térmica).

$$R_s = K_{RS} R_a \sqrt{(T_{\max} - T_{\min})} \quad (1)$$

Em que:

R_s = radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$);

K_{RS} = coeficiente de ajuste ($^{\circ}\text{C}^{-0,5}$);

R_a = radiação solar extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$);

T_{\max} = temperatura máxima do ar diária ($^{\circ}\text{C}$);

T_{\min} = temperatura mínima do ar diária ($^{\circ}\text{C}$);

O K_{RS} varia de 0,16 a 0,19, sendo que o valor de 0,16 é utilizado para as regiões de interior e 0,19 para as regiões costeiras. A R_a é calculada conforme recomendado por Allen et al. (1998).

Na ausência de dados de umidade relativa ou quando os dados são de qualidade duvidosa, a estimativa da pressão real do vapor d'água no ar (e_a) pode ser obtida assumindo que o valor da temperatura do ponto de orvalho (T_{po}) é próxima da T_{\min} (ALLEN et al., 1998). Esta afirmação pressupõe implicitamente que, ao amanhecer, quando a temperatura está próxima da T_{\min} , o ar está praticamente saturado, isto é, a umidade relativa do ar é quase 100%. Assim, utilizando T_{\min} para representar T_{po} , temos:

$$e_a = 0,611 \exp \left(\frac{17,27 T_{\min}}{T_{\min} + 237,3} \right) \quad (2)$$

3.2.2 Estimativa da evapotranspiração pelo método de Hargreaves e Samani (1985) (HS)

Os métodos para estimar a ET_0 que utilizam a temperatura do ar têm sido usados e recomendados devido à facilidade dos cálculos e por exigirem dados de mais fácil obtenção. Entre os métodos que podem ser usados com os dados de

temperatura do ar, destaca-se o método de HS (ALLEN et al., 1998; KHOOB, 2008; TRAJKOVIC; KOLAKOVIC, 2009).

O método HS foi desenvolvido na Califórnia, em condições semiáridas do clima Mediterrâneo, necessitando apenas das temperaturas máxima e mínima do ar, e da radiação solar extraterrestre. A equação de HS foi desenvolvida substituindo a Equação 1 em 3, obtendo-se, assim, a Equação 4.

$$ET_0 = 0,0135 (0,408R_s) (T_{med} + 17,8) \quad (3)$$

Em que:

ET_0 = evapotranspiração de referência (mm dia⁻¹); e

T_{med} = temperatura média do ar diária (°C).

$$ET_0^{HS} = CH(0,408R_a)(T_{max} - T_{min})^{EH} (T_{med} + 17,8) \quad (4)$$

Em que:

ET_0^{HS} = evapotranspiração de referência calculada pelo método de Hargreaves e Samani (mm dia⁻¹);

CH = coeficiente de Hargreaves e Samani, igual a 0,0023 (0,0135 K_{R_s}); e

EH = expoente da equação de Hargreaves e Samani, igual a 0,5.

3.2.3 Avaliação dos métodos de Penman-Monteith, aplicado com limitação de dados, e Hargreaves e Samani (1985)

Antes de aplicar um método para estimar a evapotranspiração em um local, é necessário verificar o desempenho deste e, quando necessário, fazer calibrações a fim de minimizar erros nas estimativas (PEREIRA et al., 2009).

Stockle, Kjelgaard e Bellocchi (2004) compararam, para Holanda, Estados Unidos, Síria, Espanha e Filipinas, as estimativas de ET_0 feitas com os métodos de PML, HS original e HS ajustado comparando com PM. O método de PML foi superior

aos demais na escala semanal, já na escala diária, este não apresentou resultados satisfatórios em nenhum dos locais estudados. O método HS original mostrou baixa concordância com valores de PM nas escalas estudadas, porém o método de HS ajustado apresentou melhor desempenho na escala semanal na maioria dos locais.

Na Bolívia, Garcia et al. (2004) encontraram poucas diferenças nas estimativas da ET_0 pelo método de PML, em relação a HS, comparando com valores da ET_0 obtidos em lisímetros. Na Bulgária, Popova, Kercheva e Pereira (2006) concluíram que, apenas na presença dos dados de temperatura do ar, PML obteve melhores resultados que HS, superestimando a ET_0 em no máximo $0,60 \text{ mm dia}^{-1}$.

Jabloun e Sahlí (2008) também compararam o desempenho do método de HS com PML para estimar a ET_0 . O método de HS mostrou-se menos preciso. Assim, os autores sugerem a calibração local da equação de HS antes de aplicá-la para estimar a ET_0 diária em determinada região. Na Península Ibérica, López-Moreno, Hess e White (2009) também avaliaram os mesmos métodos, e sugerem o uso do método de PML para estimar a ET_0 .

Martinez e Thepadia (2010) avaliaram as estimativas da ET_0 pelos métodos de PML, HS e Turc em 72 estações meteorológicas na Flórida, EUA. Quando há poucos dados meteorológicos disponíveis, o método de Turc foi o mais recomendado para a região. Neste local, o método de HS mostrou-se superior ao método de PML.

Sentelhas, Gillespie e Santos (2010) realizaram 6 diferentes combinações de ausência de dados no método de PM comparando com HS original, HS ajustado, Priestley e Taylor (PT) original, PT ajustado, Thornthwaite e PM. Quando apenas dados de temperatura estão disponíveis, o método de HS ajustado é o mais recomendado para estimar a ET_0 em Ontário, Canadá. O método de HS ajustado obteve o sexto melhor dentre os métodos avaliados, já HS original foi o décimo.

No Irã, Raziei e Pereira (2013) encontraram alto desempenho dos métodos de HS e PML, comparado com o método de PM. Na ausência apenas de dados de radiação solar e umidade relativa do ar, o método de PML foi o mais recomendado para estimar a ET_0 . O método de HS mostrou-se superior à PML na região do semiárido, enquanto o PML apresentou melhor desempenho nas áreas úmidas e subúmidas.

Todorovic, Karic e Pereira (2013) avaliaram os métodos sugeridos por Allen et al. (1998) em condições limitadas de dados meteorológicos para estimar a ET_0 . Os

autores analisaram o desempenho dos métodos de HS e PML de 3262 estações meteorológicas em 144 países no Mediterrâneo. O estudo abrangiu uma grande variedade de climas, desde hiper-árido a úmido, e concluiu que o método de HS apresentou melhor desempenho em regiões áridas, enquanto PML é recomendado para os climas de semi-árido a úmido.

Alencar, Sedyama e Mantovani (2015) realizaram estudo em 20 estações no estado de Minas Gerais. Foram avaliados os métodos de HS e PM na ausência simultânea dos dados de radiação solar, umidade relativa e velocidade do vento, comparado com PM. O método de PML apresentou melhores resultados do que HS em 19 estações. Córdova et al. (2015) realizaram estudo semelhante no Equador. A ausência da velocidade do vento pouco influenciou nas estimativas da ET_0 , considerando-se a velocidade do vento média igual a 2 m s^{-1} . Quando apenas dados de temperatura do ar estão disponíveis, o método de HS original foi superior ao PML.

Em estudo no Sudeste do Brasil, Carvalho et al. (2015) avaliaram três cenários com limitação de dados meteorológicos para estimar a ET_0 : o método de PM com uso da radiação solar estimada (PM_{Krs}); o método de PM com uso da pressão parcial de vapor d'água estimada pelas temperaturas máxima e mínima do ar (PM_{ea}); e o método de PM com uso da velocidade do vento média de 2 m s^{-1} (PM_{u2}). Também foram avaliados os métodos de HS e Turc, comparados com PM. Independentemente do local avaliado, os modelos PM_{Krs} e PM_{ea} propiciaram melhores resultados que o método de HS.

Alguns autores afirmam que o método de HS é suficientemente preciso para fins hidrológicos quando dados meteorológicos são limitados (SPERNA WEILAND et al., 2012). No entanto, muitas vezes, a aplicação do método de HS é realizada sem a devida calibração (PEREIRA et al., 2015).

3.3 Calibração local e regional da equação de Hargreaves e Samani (1985)

Gavilán et al. (2006) realizaram um dos primeiros estudos na calibração da equação de HS em relação ao método padrão de Penman-Monteith. Os autores utilizaram dados de 86 estações meteorológicas em regiões semiáridas no sul da

Espanha. Em geral, ocorreu uma subestimativa da ET_0 nas estações meteorológicas costeiras e uma superestimativa nas estações localizadas no interior. Assim, foram propostos novos valores para o coeficiente empírico da equação de HS (CH): 0,0027 para zona costeira; e 0,0021 para o interior.

Trajkovic (2007) calibrou a equação de HS na região dos Balcãs Ocidental, no sudeste da Europa, por meio do ajustamento do expoente da equação de Hargreaves e Samani (EH), e propôs um valor de 0,424, em vez de 0,5. Bautista, Bautista e Delgado-Carranza (2009) calibraram o CH e compararam o método de Thornthwaite com HS ajustado no México. O método HS ajustado apresentou melhores estimativas anuais da ET_0 , com a raiz do quadrado médio do erro (RMSE) de 0,42 mm dia⁻¹.

Ghamarnia et al. (2011), em estudo no oeste do Irã, calibraram o CH com base em dados mensais e anuais. Os resultados indicaram que os ajustes mensais e anuais pelo método de HS tiveram bom desempenho, com RMSE variando entre 0,33 e 1,94 mm dia⁻¹. Fooladmand e Haghighat (2007), também no Irã, ajustaram a equação de HS comparando com PM, e concluíram que a ET_0 mensal pode ser estimada com a equação de HS ajustada, quando apenas os dados de temperatura máxima e mínima estão disponíveis.

Na bacia hidrográfica do rio Guadalfeo, localizada no sul da Espanha, Aguilar e Polo (2011) desenvolveram um procedimento espacial-temporal para a calibração da equação de HS, nos períodos secos e chuvosos. Os autores obtiveram valores de CH entre 0,0018 e 0,0038 para as sete estações meteorológicas estudadas. Em estudo para selecionar o melhor método para calcular a evapotranspiração diária global em modelos hidrológicos, Sperna Weiland et al. (2012) verificaram que, em geral, a equação de HS subestimava a ET_0 e, assim, ajustaram o valor do CH para 0,0031. No Canadá, Sentelhas, Gillespie e Santos (2010) também ajustaram o CH para 12 localidades e encontraram valores variando entre 0,0017 e 0,0022.

Borges e Mendiondo (2007), em estudo na bacia do rio Jacupiranga, no estado de São Paulo, encontraram pouca diferença entre o CH ajustado e o CH original (0,0023), sendo proposto o valor de 0,0022 para os meses de setembro a abril, e de 0,0020 para maio a agosto. A equação de HS com coeficientes regionais calibrados apresentou erro padrão de estimativa de apenas 2% em relação ao método de PM.

No estado de São Paulo, Borges Júnior et al. (2012) calibraram o CH para o semestre de primavera-verão e outono-inverno, obtendo os valores de 0,0013 e 0,0014, respectivamente. Lima et al. (2013) calibraram o coeficiente de ajuste (K_{rs}) da Equação 1 na cidade de São João-PE. Os autores encontraram o valor médio do K_{rs} de 0,13, e com a equação ajustada obtiveram o RMSE de 0,52 mm dia⁻¹.

Fernandes et al. (2012) realizaram a calibração local e regional da equação de HS no estado de Goiás. Os autores calibraram o CH e o EH da equação, e encontraram na validação dos resultados o erro absoluto médio (MAE) local variando entre 0,45 e 0,92 mm dia⁻¹, e o regional de 0,75 mm dia⁻¹. Em Jales-SP, Conceição (2013) calibrou o CH, EH e o valor de 17,8 da equação de HS (Equação 4). O autor realizou sete diferentes combinações dos coeficientes, e obteve ótimo desempenho da equação quando ajustou apenas o EH e o valor de 17,8 da equação de HS.

Martí et al. (2015) afirmam que equações ajustadas de HS, de forma empírica, geralmente são específicas para os locais onde foram calibradas, não podendo ser extrapoladas para outros locais. A maior utilidade dessas calibrações seria a possibilidade de sua aplicação em locais com limitação de dados meteorológicos. Assim, alguns autores, além de calibrar o coeficiente de Hargreaves e Samani, propõem novas equações para determinar o CH utilizando variáveis meteorológicas com maior disponibilidade.

No sul da Espanha, Vanderlinden et al. (2004) propuseram uma nova equação para determinar um CH regional com base em regressão linear, utilizando também dados de temperatura do ar. Os autores propuseram a Equação 5 com base na análise de 38 anos de dados de 16 estações meteorológicas, utilizando $k_1 = 0,0005$ e $k_2 = 0,00159$, obtendo um coeficiente de determinação (r^2) igual a 0,90.

$$CH = k_1 \frac{T_{med}}{\Delta T} + k_2 \quad (5)$$

A mesma expressão foi calibrada por Lee (2010) na Coreia, usando 10 anos de dados de 21 estações meteorológicas, obtendo-se um r^2 de 0,84. Thepadia e Martinez (2012), utilizando dados mensais na Flórida, encontrou r^2 igual a 0,97. Ravazzani et al. (2012) propuseram, em estudo na Itália, a inserção da variável altitude na determinação do CH, e os resultados mostraram um melhor desempenho para estimar a ET_0 em comparação com HS original.

Martí et al. (2015) analisaram a combinação de diversos fatores como a temperatura máxima, média e mínima, amplitude térmica, radiação solar, latitude, longitude, altitude, distância do mar e a velocidade do vento para estimar o CH. A combinação dos fatores temperatura, velocidade do vento e dados geográficos apresentaram o melhor resultado; porém, com apenas dados de temperatura e dados geográficos foi possível estimar o CH com boa precisão ($r^2 = 0,90$). Entretanto, os autores não avaliaram o desempenho das novas equações do CH com o método de PML.

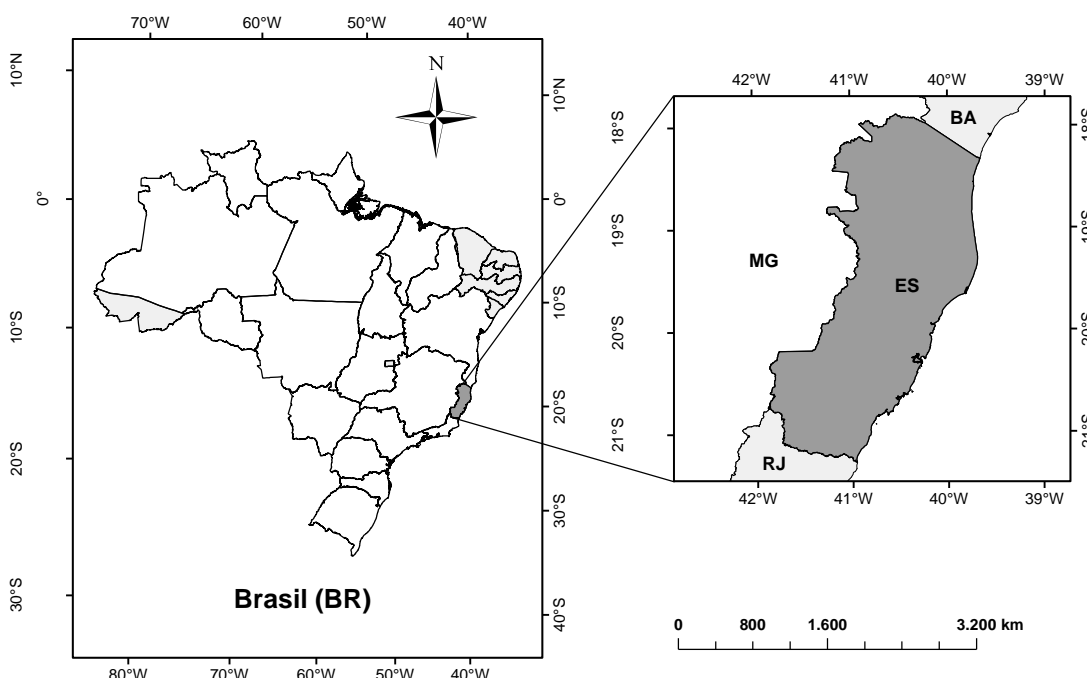
Em alguns locais, a calibração do CH na equação de HS proporcionou boas estimativas da ET_0 . No entanto, estratégias metodológicas para melhorar a calibração de CH podem ser feitas, inserindo novos parâmetros na equação para estimar o CH, como as coordenadas geográficas e a altitude do local. Segundo Martí et al. (2015), devido a variação anual do clima, recomenda-se a calibração do CH em escala mensal ou pelo menos sazonal, para melhorar a eficiência da calibração. Há, também, a necessidade de se comparar o método de HS ajustado com o método de PML, para indicar o melhor método para estimar a ET_0 em locais com poucos dados meteorológicos.

4. METODOLOGIA

4.1 Área e dados utilizados no estudo

O trabalho foi desenvolvido para o estado do Espírito Santo (Figura 1), com área total de 46.184,1 km², situado geograficamente entre os meridianos 39°38' e 41°50' de longitude oeste e entre os paralelos 17°52' e 21°19' de latitude sul.

Figura 1 – Localização da área em estudo, estado do Espírito Santo (ES), Brasil.



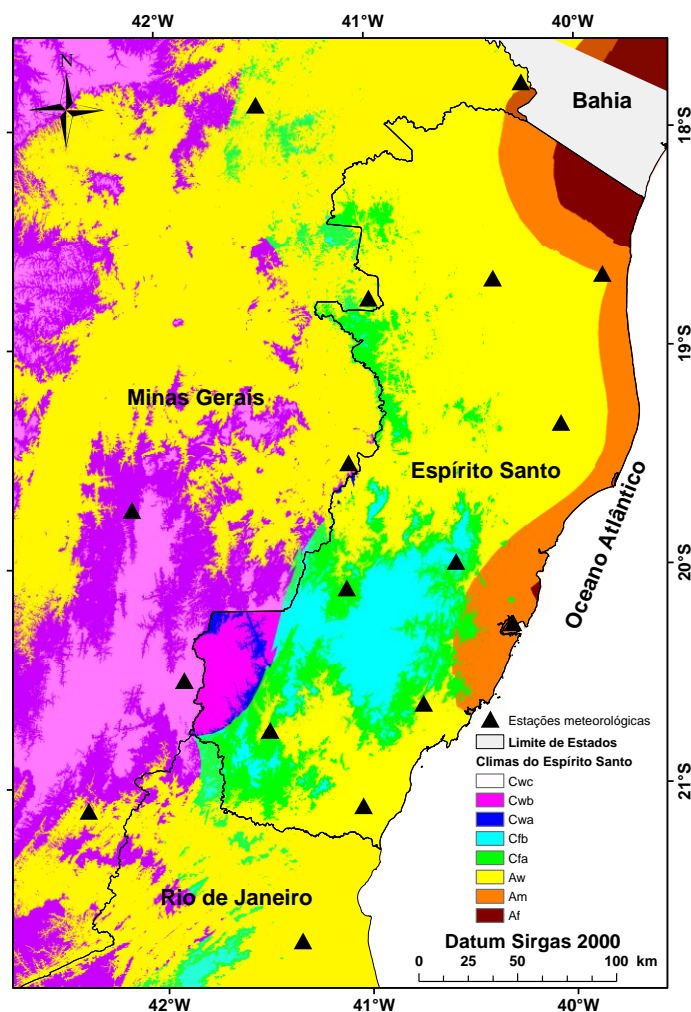
Fonte: o autor (base de dados do IBGE).

Utilizaram-se os dados meteorológicos brutos disponibilizados por Xavier, King e Scanlon (2015), nos quais os autores realizaram o teste qualitativo de homogeneidade. Os dados utilizados neste estudo são provenientes da rede de estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), do período de 2009 a 2013 (5 anos completos), com informações diárias de temperatura máxima e temperatura mínima do ar, radiação solar global, umidade relativa do ar e velocidade do vento.

Para o estado do Espírito Santo, foram obtidos os dados meteorológicos de 9 estações meteorológicas automáticas. Adotaram-se, ainda, 8 estações meteorológicas localizadas fora do estado, para minimizar o efeito de borda, sendo 7 estações automáticas e uma estação convencional. Como a estação meteorológica de Afonso Cláudio-ES não possui dados suficientes para ajustar os modelos, esta foi utilizada somente para testar os ajustes. No total, utilizaram-se 17 estações meteorológicas, cuja distribuição espacial é apresentada na Figura 2.

Os registros de dados foram analisados, sendo descartados os dias com falha para a realização deste trabalho. A descrição de todas as estações meteorológicas, com a classificação climática de Köppen (ALVARES et al., 2013) é apresentada na Tabela 1.

Figura 2 – Distribuição espacial das estações meteorológicas e classificação climática de Köppen, segundo Alvares et al. (2013), para o estado do Espírito Santo.



Fonte: o autor (base de dados do IBGE).

Tabela 1 – Estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia utilizadas no estudo

Código da estação	Nome	Estado	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Clima
A657	Afonso Cláudio	ES	-20°06'15"	-41°06'24"	507	Cfa
A617	Alegre	ES	-20°45'01"	-41°29'19"	129	Cfa
A615	Alfredo Chaves	ES	-20°38'11"	-40°44'30"	14	Cfa
A614	Linhares	ES	-19°21'24"	-40°04'07"	38	Aw
A623	Nova Venécia	ES	-18°41'42"	-40°23'25"	156	Aw
A622	Presidente Kennedy	ES	-21°06'02"	-41°02'21"	69	Aw
A613	Santa Teresa	ES	-19°59'17"	-40°34'46"	976	Cfb
A616	São Mateus	ES	-18°40'33"	-39°51'50"	29	Aw
A612	Vitória	ES	-20°16'01"	-40°18'21"	9	Am
A534	Aimorés	MG	-19°31'57"	-41°05'26"	288	Aw
A607	Campos dos Goytacazes	RJ	-21°42'52"	-41°20'38"	17	Aw
83639	Caparaó	MG	-20°30'59"	-41°54'00"	843	Cwb
A554	Caratinga	MG	-19°44'08"	-42°08'13"	609	Cwa
A540	Mantena	MG	-18°46'50"	-40°59'11"	255	Aw
A517	Muriaé	MG	-21°06'17"	-42°22'33"	283	Cwa
A522	Serra dos Aimorés	MG	-17°47'55"	-40°14'59"	212	Aw
A527	Teófilo Otoni	MG	-17°53'34"	-41°30'55"	467	Aw

Fonte: o autor.

4.2 Método de Penman-Monteith FAO-56 (PM)

Aplicou-se a equação padrão de Penman-Monteith FAO-56 (ALLEN et al., 1998) para estimar a ET_0 , cujos valores foram utilizados como referência para ajustar a equação de HS e testar os modelo de HS ajustado e PML. Calculou-se a ET_0 PM diária pela seguinte equação:

$$ET_0^{PM} = \frac{0,408 \Delta (Rn - G) + \gamma \frac{900}{(T + 273)} U_2 (es - ea)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 U_2)} \quad (6)$$

Em que:

ET_0^{PM} = evapotranspiração de referência calculada pelo método de Penman-Monteith FAO-56 (mm dia^{-1});

Δ = inclinação da curva de saturação do vapor da água ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$);

Rn = radiação solar líquida ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$);

G = fluxo de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$);

γ = constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$);

U_2 = velocidade média do vento a 2 m de altura (m s^{-1});

es = pressão de saturação do vapor d'água no ar (kPa); e

ea = pressão real do vapor d'água no ar (kPa).

As variáveis da equação de PM (Δ , Rn , γ , es , ea) foram calculadas conforme Allen et al. (1998). Considerou-se o valor de G igual a zero e o albedo da cultura de referência igual a 0,23.

4.3 Método de Penman-Monteith aplicado com limitação de dados meteorológicos (PML)

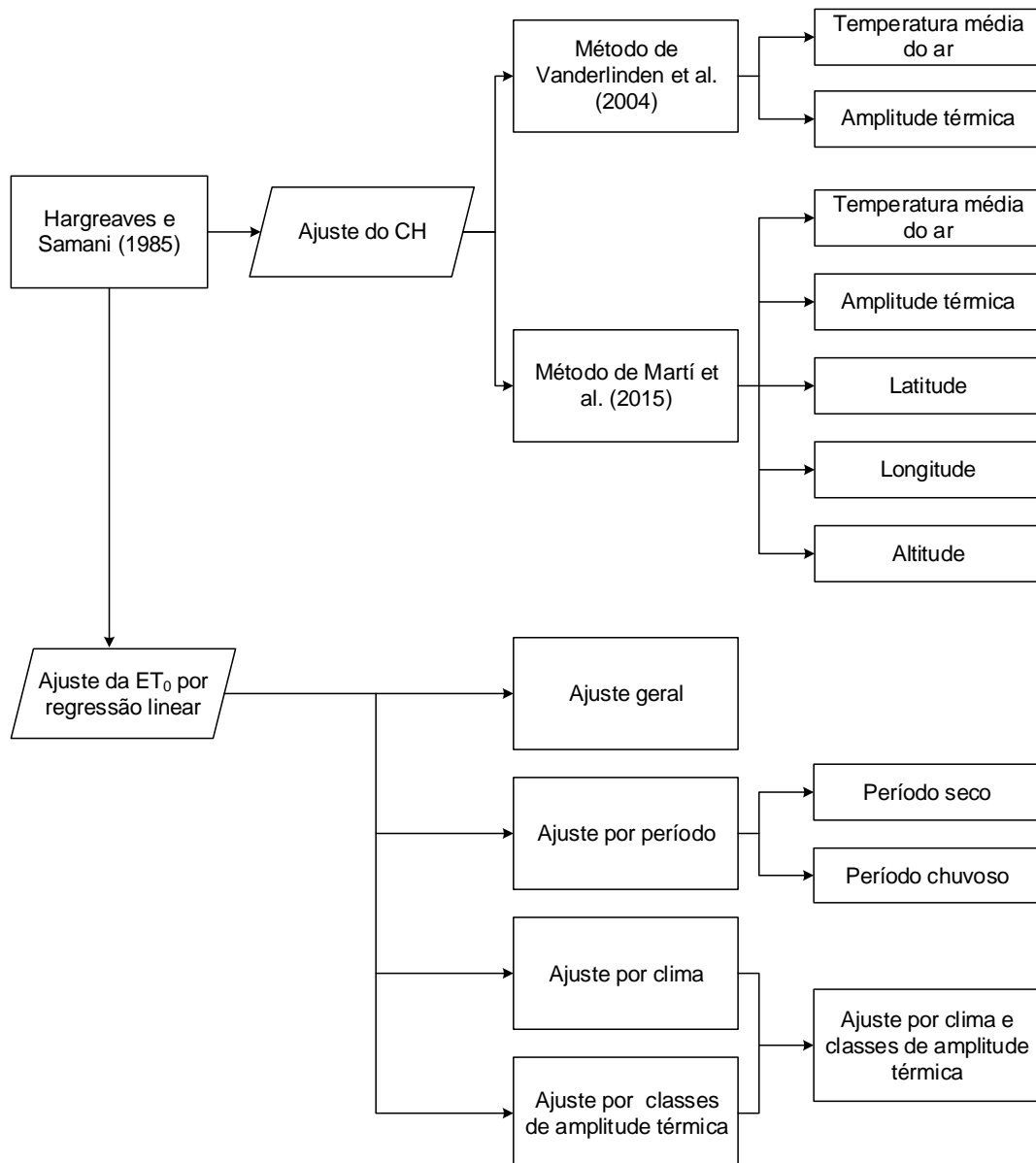
Avaliou-se o desempenho do método de Penman-Monteith utilizando apenas dados medidos de temperatura do ar para determinar a ET_0 . Allen et al. (1998), no boletim N°56 da FAO, apresenta a metodologia que se deve utilizar na ausência de dados de velocidade do vento, radiação solar global e umidade relativa, descrita no tópico 3.2.1.

4.4 Método de Hargreaves e Samani (1985) (HS)

O método proposto por Hargreaves e Samani (1985) foi utilizado para estimar a ET_0 conforme a Equação 4, necessitando apenas das temperaturas máxima e mínima, e da radiação solar extraterrestre.

A equação de HS foi ajustada para a área em estudo utilizando diferentes metodologias (Figura 3): ajuste do coeficiente de Hargreaves e Samani (CH), utilizando os métodos de Vanderlinden et al. (2004) e Martí et al. (2015); e ajuste da ET_0 estimada por HS utilizando regressão linear simples. Tais metodologias estão descritas nos itens subsequentes.

Figura 3 – Esquema para obtenção dos sete ajustes do método de Hargreaves e Samani (1985) para o estado do Espírito Santo.



Fonte: o autor.

4.4.1 Aplicação do método de Vanderlinden et al. (2004) para o ajuste da equação de Hargreaves e Samani (1985)

Testou-se a metodologia de Vanderlinden et al. (2004) (Equação 5) para ajustar o CH no Espírito Santo. Primeiramente, determinou-se os valores diários do CH em cada estação meteorológica pela Equação 7. A partir dos valores diários de

CH, calculou-se a média deste para cada estação. Com os dados de temperatura média do ar, amplitude térmica e o CH de cada estação, utilizou-se a regressão linear para propor o ajuste do CH regional no estado.

$$CH = 0,0023 \frac{ET_0^{PM}}{ET_0^{HS}} \quad (7)$$

4.4.2 Aplicação do método de Martí et al. (2015) para o ajuste da equação de Hargreaves e Samani (1985)

Utilizou-se, também, a metodologia proposta por Martí et al. (2015), que considera novas variáveis de entrada, além da temperatura média do ar e da amplitude térmica, para ajustar o CH. As variáveis de entrada testadas foram: latitude (τ), longitude (φ), altitude (z), temperatura média do ar (T_{med}) e amplitude térmica (ΔT). Todas as informações dessas variáveis foram obtidas nas estações estudadas. Com as variáveis de entrada e o CH de cada estação, utilizaram-se equações de regressão linear múltipla para elaborar os modelos de ajuste do CH regional. Adotaram-se diferentes combinações de entradas para gerar os modelos. Primeiro, foram propostos modelos usando apenas T_{med} e ΔT . Em seguida, as entradas de temperatura foram combinadas com a latitude, longitude e a altitude.

4.4.3 Ajuste da evapotranspiração pela equação de Hargreaves e Samani (1985) utilizando regressão linear

Allen et al. (1998), no boletim nº56 da FAO, sugerem o ajuste da ET_0 pela equação de HS, através dos parâmetros empíricos (“a” e “b”) pela análise de regressão linear simples. Utilizou-se o método de PM como a variável independente para realizar o ajuste da ET_0 na escala diária. Com os parâmetros ajustados e a evapotranspiração calculada pela equação de HS, a evapotranspiração é estimada pela Equação 8.

$$ET_0 = a + b ET_0^{HS} \quad (8)$$

Foram realizados diferentes ajustes por regressão linear, considerando o tipo de clima, os períodos seco e chuvoso do ano, classes de amplitude térmica, e o tipo de clima combinado com classes de amplitude térmica. Esses ajustes são descritos nos itens subsequentes.

4.4.3.1 Ajuste geral da evapotranspiração

Primeiramente, ajustou-se a ET_0 através da equação de HS pela regressão linear, utilizando-se os dados de todas as estações meteorológicas da Tabela 1. Encontraram-se os valores dos parâmetros da Equação 8 e estimou-se a evapotranspiração.

4.4.3.2 Ajuste da evapotranspiração considerando-se diferentes tipos climáticos

O estado do Espírito Santo é constituído por diferentes tipos de clima. Assim, neste estudo, ajustou-se a ET_0 pela equação de HS para cada região climaticamente homogênea. Segundo Alvares et al. (2013), no estado são encontrados os climas Aw, Am, Af, Cfa, Cfb, Cwa, Cwb e Cwc (Figura 2). Porém, foram selecionados seis tipos de climas (Aw, Am, Cfa, Cfb, Cwa e Cwb), que correspondem àqueles nos quais existem as estações meteorológicas utilizadas neste trabalho (Tabela 1). Selecionaram-se as estações meteorológicas com o mesmo tipo de clima e encontraram-se os valores dos parâmetros da regressão linear para cada clima. Assim, estimou-se a evapotranspiração do ajuste por classes também pela Equação 8.

4.4.3.3 Ajuste da evapotranspiração considerando-se os períodos seco e chuvoso

Como a equação de HS foi originalmente desenvolvida em condição de clima semiárido da Califórnia (EUA), este método é mais indicado para aplicação nesse tipo de condição. Na região Sudeste do Brasil, existem uma estação seca e uma estação chuvosa bem definidas. No estado do Espírito Santo, o semestre mais seco corresponde aos meses de abril a setembro, período em que ocorre somente 30% da precipitação total anual, aproximadamente, e o semestre mais chuvoso corresponde aos meses de outubro a março, com cerca de 70% da precipitação. A partir desse raciocínio, espera-se que o ajuste da equação de HS seja mais eficiente no período seco, justamente quando há maior necessidade de se estimar adequadamente a ET_0 para utilizá-la no manejo da irrigação e em outras aplicações.

Dessa forma, realizou-se, também, o ajuste da ET_0 pela equação de HS considerando-se os períodos seco e chuvoso do ano no estado do Espírito Santo. Primeiramente, selecionaram-se os meses correspondentes a cada período avaliado em todas as estações meteorológicas utilizadas neste trabalho. Posteriormente, encontraram-se os valores dos parâmetros pela regressão linear em cada período e estimou-se a evapotranspiração do ajuste por período novamente pela Equação 8.

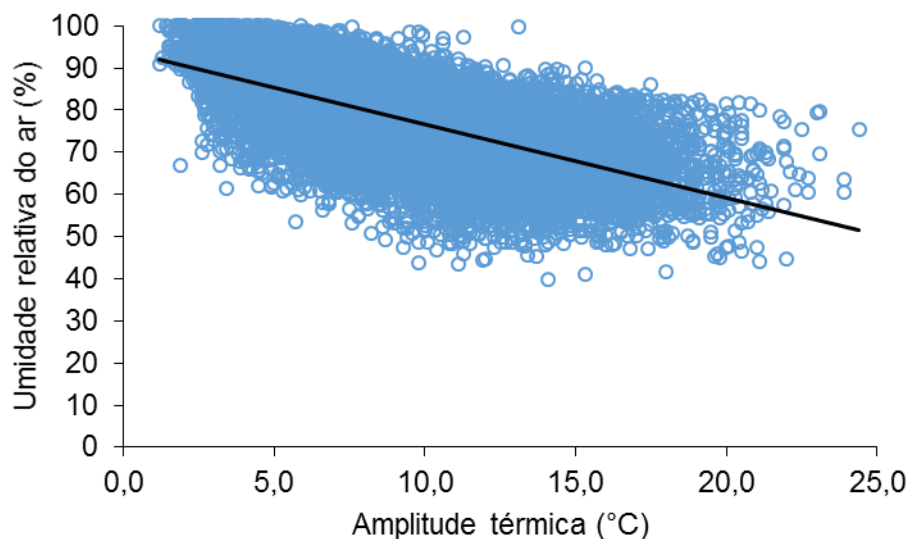
4.4.3.4 Ajuste da evapotranspiração considerando-se diferentes classes de amplitude térmica

A água existente no ambiente atua como moderador da temperatura do ar, sendo esta uma informação considerada de conhecimento geral. Dessa forma, em ambientes mais secos, existe a tendência de ocorrer diariamente maiores temperaturas máximas e menores temperaturas mínimas (maiores amplitudes térmicas), como geralmente ocorre em climas desérticos, enquanto que em ambientes úmidos tende a ocorrer o contrário.

Visando confirmar essas tendências, apresenta-se, na Figura 4, dados diários de umidade relativa média do ar associados a seus respectivos valores de amplitude térmica, de todas as estações meteorológicas utilizadas no presente trabalho. A partir desses dados, pode-se confirmar a existência de uma relação linear entre

essas variáveis, com coeficiente de correlação (r) igual a $-0,65$, significativo pelo teste t com 1% de probabilidade ($p < 0,01$).

Figura 4 – Gráfico de dispersão dos valores diários entre a umidade relativa e a amplitude térmica do ar no período de 2009 a 2013.



Fonte: o autor.

A partir do conhecimento da amplitude térmica do ar de um determinado dia, pode-se caracterizar aproximadamente a sua condição de umidade. Portanto, sabendo que a equação de HS tende a apresentar melhores resultados em ambientes mais secos, espera-se que seus resultados sejam melhores em dias com maior amplitude térmica, ou seja, em dias mais secos.

Com base nessa premissa, adotaram-se 4 classes de amplitude térmica neste estudo, sendo duas acima e duas abaixo da média ($10,0^{\circ}\text{C}$) (Figura 5). Assim, efetuou-se o ajuste da equação de HS, considerando-se as seguintes classes de amplitude térmica:

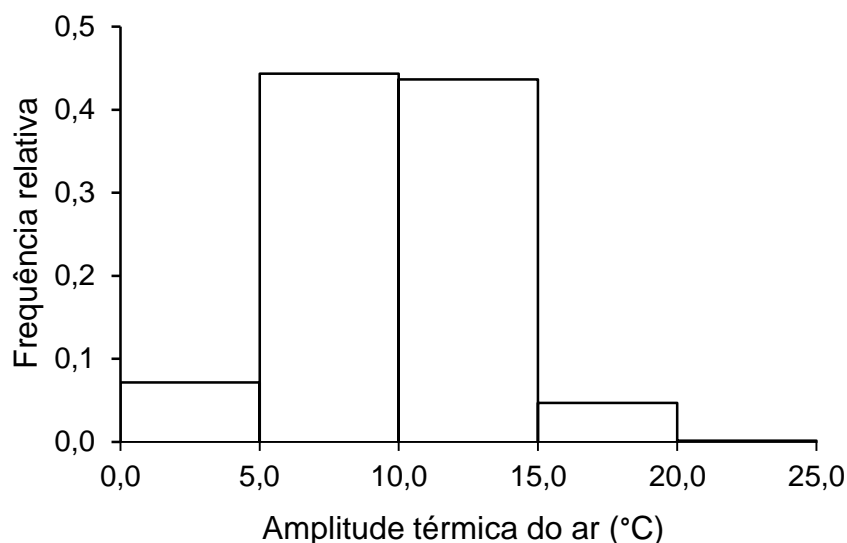
Classe 1: $0,0$ a $5,0^{\circ}\text{C}$;

Classe 2: $5,1$ a $10,0^{\circ}\text{C}$;

Classe 3: $10,1$ a $15,0^{\circ}\text{C}$;

Classe 4: maior que $15,0^{\circ}\text{C}$.

Figura 5 – Histograma da amplitude térmica no estado do Espírito Santo, utilizando dados do INMET de 2009 a 2013.



Fonte: o autor.

Desta maneira, foram calculados os parâmetros pela análise de regressão linear em cada classe e estimou-se a evapotranspiração a partir desse ajuste por classes, também utilizando a Equação 8.

4.4.3.5 Ajuste da evapotranspiração considerando-se diferentes climas e classes de amplitude térmica

Finalmente, a ET_0 foi ajustada pelo método de HS considerando-se o tipo clima e as classes de amplitude térmica. Selecionaram-se as estações meteorológicas com o mesmo tipo de clima e dividiram-se os dados de cada clima em classes de amplitude térmica. Desta maneira, encontraram-se os valores dos parâmetros da equação de regressão linear de cada clima com suas respectivas classes e estimou-se a evapotranspiração do ajuste por clima e classes, utilizando a Equação 8.

4.5 Avaliação de desempenho dos modelos

Para a avaliação dos resultados, foram utilizados cinco índices estatísticos: o erro absoluto médio (MAE), o erro médio (MBE), a raiz do quadrado médio do erro (RMSE) (WILLMOTT, 1982), o RMSE relativo (RRMSE) (MARTÍ et al., 2015) e o coeficiente de determinação da regressão linear entre a ET_0 observada e estimada (r^2).

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |ET_{0\ est} - ET_{0\ obs}|}{n} \quad (9)$$

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^n (ET_{0\ est} - ET_{0\ obs})}{n} \quad (10)$$

$$RMSE = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (ET_{0\ est} - ET_{0\ obs})^2}{n} \right)^{0,5} \quad (11)$$

$$RRMSE = \frac{1}{\bar{x}} \cdot \left(\frac{\sum_{i=1}^n (ET_{0\ est} - ET_{0\ obs})^2}{n} \right)^{0,5} \quad (12)$$

Em que: $ET_{0\ est}$, $ET_{0\ obs}$, n e \bar{x} são os valores de evapotranspiração estimados pelos diversos métodos avaliados, PM (referência), número de dados e média dos valores de ET_0 obtidos por PM, respectivamente.

A avaliação de desempenho dos modelos foi realizada individualmente para cada uma das 16 estações meteorológicas utilizadas no estudo. Na avaliação de desempenho dos modelos ajustados por regressão linear, utilizou-se a validação cruzada: para cada estação avaliada, os modelos foram ajustados utilizando os dados das outras 15 estações, ou seja, os modelos foram avaliados com dados não

utilizados em seus ajustes, visando obter uma avaliação não tendenciosa. Como os climas Aw, Cfb e Cwb possuem apenas uma estação meteorológica representativa, Vitória-ES, Santa Teresa-ES e Caparaó-MG, respectivamente, não foi possível avaliar o desempenho do ajuste por clima nestas estações pela validação cruzada.

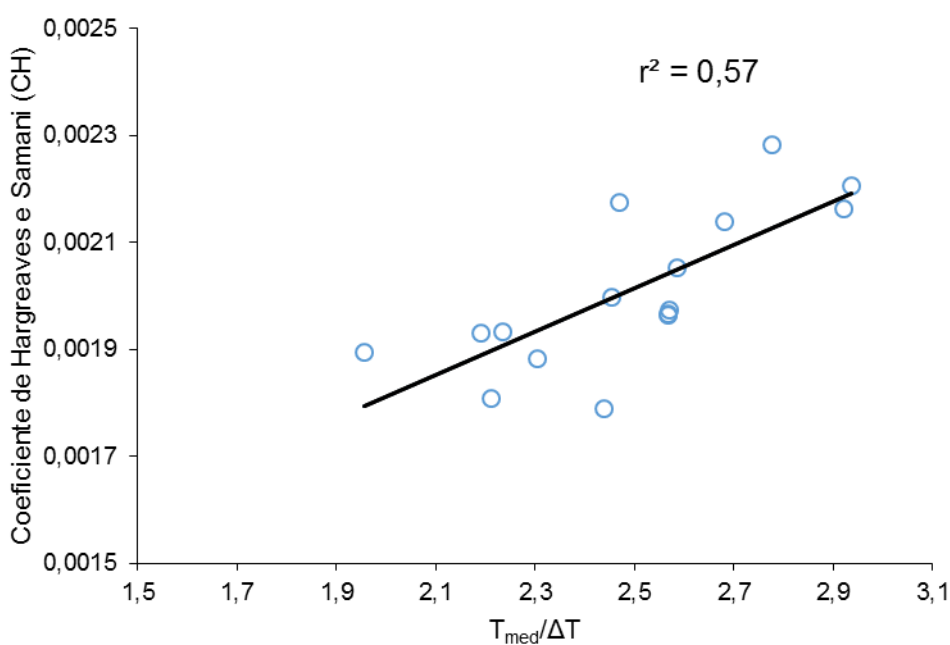
Como os modelos de Vanderlinden et al. (2004) e Martí et al. (2015) foram ajustados utilizando os dados de todas as estações simultaneamente, conforme realizado pelos próprios autores, a avaliação de desempenho destes modelos foi, conseqüentemente, realizada utilizando os mesmos dados utilizados em seus ajustes. Tal procedimento foi realizado desta forma para possibilitar a comparação dos resultados deste estudo com os resultados obtidos pelos referidos autores.

Os dados da estação meteorológica de Afonso Cláudio foram utilizados apenas para testar o desempenho dos modelos, os quais foram ajustados utilizando todas as 16 estações meteorológicas.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Figura 6 encontra-se a dispersão dos dados, para obtenção do ajuste do método de Vanderlinden et al. (2004) no Espírito Santo (Equação 13). A razão de $T_{med}/\Delta T$ variou de 2,0 em Caratinga-MG até 2,9 em Linhares-ES e São Mateus-ES. Para o CH, os valores variaram entre 0,0018 em Mantena-MG e Muriaé-MG e 0,0023 em Presidente Kennedy-ES (Tabela 2).

Figura 6 – Dispersão dos valores entre o coeficiente de Hargreaves e Samani (CH) e a razão da temperatura média do ar (T_{med}) pela amplitude térmica (ΔT), de cada estação meteorológica avaliada, no período entre 2009 e 2013.



Fonte: o autor.

$$CH = 0,0004 \frac{T_{med}}{\Delta T} + 0,0011 \quad (13)$$

Tabela 2 – Coeficiente de Hargreaves e Samani (CH) e a razão da temperatura média do ar (T_{med}) pela amplitude térmica (ΔT), de cada localidade avaliada, no período entre 2009 e 2013.

Localidade	CH	$T_{med}/\Delta T$
Alegre-ES	0,0019	2,2
Alfredo Chaves-ES	0,0020	2,6
Linhares-ES	0,0022	2,9
Nova Venécia-ES	0,0019	2,3
Presidente Kennedy-ES	0,0023	2,8
Santa Teresa-ES	0,0020	2,6
São Mateus-ES	0,0022	2,9
Vitória-ES	0,0019	2,2
Aimorés-MG	0,0022	2,5
Campos dos Goytacazes-RJ	0,0021	2,7
Caparaó-MG	0,0020	2,6
Caratinga-MG	0,0019	2,0
Mantena-MG	0,0018	2,4
Muriaé-MG	0,0018	2,2
Serra dos Aimorés-MG	0,0020	2,5
Teófilo Otoni-MG	0,0021	2,6

Fonte: o autor.

Os valores de k_1 e k_2 encontrados neste estudo aproximam-se dos valores encontrados por Vanderlinden et al. (2004) no sul da Espanha. Entretanto, tais autores encontraram um r^2 de 0,90, superior ao obtido neste estudo. O ajuste superior do CH pelos autores pode ser explicado, provavelmente, devido ao sul da Espanha possuir um clima homogêneo, diferente do Espírito Santo que contém diferentes climas, e pela semelhança do clima com a Califórnia, EUA, local onde desenvolveu-se a equação de Hargreaves e Samani (1985).

Na Tabela 3 encontram-se os modelos propostos para o CH, pelo método de Martí et al. (2015), baseado em regressão linear múltipla. Realizaram-se diversas combinações, sendo o modelo 1 depende apenas de dados de temperatura, enquanto os modelos de 2 a 8 são combinações dos dados de temperatura com informações geográficas.

O uso de coordenadas geográficas, que estão facilmente disponíveis para qualquer estação, não apresentou diferença expressiva em relação ao modelo baseado somente na temperatura. Já no leste da Espanha, uma melhoria dos modelos para estimar o CH com coordenadas geográficas foi encontrado por Martí

et al. (2015). Tais autores encontraram um ajuste superior dos modelos, em relação a este estudo, com RRMSE de até 0,037, que pode também ser explicado pela homogeneidade do clima no leste da Espanha. Para a avaliação do ajuste de Martí et al. (2015), no presente estudo, utilizou-se o modelo 7, devido a sua simplicidade de aplicação e melhor desempenho. Tais resultados são apresentados e comparados com os demais modelos mais diante.

Tabela 3 – Ajuste dos modelos propostos por Martí et al. (2015) para estimar o coeficiente de Hargreaves e Samani (CH)

Nº	Entradas	Modelos	RRMSE	r ²	MAE
1	Temperatura	$CH = 1,90 \times 10^{-3} + 4,49 \times 10^{-5} T_{med} - 1,01 \times 10^{-4} \Delta T$	0,048	0,53	0,00008
2	Temperatura, altitude	$CH = 2,12 \times 10^{-3} + 3,57 \times 10^{-5} T_{med} - 9,80 \times 10^{-5} \Delta T - 5,89 \times 10^{-8} z$	0,047	0,54	0,00007
3	Temperatura, latitude	$CH = 1,65 \times 10^{-3} + 4,54 \times 10^{-5} T_{med} - 1,01 \times 10^{-4} \Delta T - 1,25 \times 10^{-5} \tau$	0,047	0,54	0,00008
4	Temperatura, longitude	$CH = 9,91 \times 10^{-4} + 4,88 \times 10^{-5} T_{med} - 1,10 \times 10^{-4} \Delta T - 2,22 \times 10^{-5} \varphi$	0,047	0,54	0,00008
5	Temperatura, latitude, altitude	$CH = 1,85 \times 10^{-3} + 3,78 \times 10^{-5} T_{med} - 9,90 \times 10^{-5} \Delta T - 1,11 \times 10^{-5} \tau - 4,85 \times 10^{-8} z$	0,047	0,54	0,00008
6	Temperatura, latitude, longitude	$CH = 1,18 \times 10^{-3} + 4,76 \times 10^{-5} T_{med} - 1,07 \times 10^{-4} \Delta T - 9,06 \times 10^{-6} \tau - 1,33 \times 10^{-5} \varphi$	0,047	0,54	0,00008
7	Temperatura, longitude, altitude	$CH = 7,00 \times 10^{-4} + 3,46 \times 10^{-5} T_{med} - 1,13 \times 10^{-4} \Delta T - 3,91 \times 10^{-5} \varphi - 1,10 \times 10^{-7} z$	0,046	0,56	0,00007
8	Temperatura, latitude, longitude, altitude	$CH = 6,61 \times 10^{-4} + 3,43 \times 10^{-5} T_{med} - 1,13 \times 10^{-4} \Delta T + 1,40 \times 10^{-6} \tau - 4,11 \times 10^{-5} \varphi - 1,14 \times 10^{-7} z$	0,046	0,56	0,00007

CH: coeficiente de Hargreaves e Samani, T_{med} : temperatura média do ar, ΔT : amplitude térmica, z: altitude, τ : latitude, φ : longitude, RRMSE: raiz do quadrado médio do erro relativo, r²: coeficiente de determinação ajustado, MAE: erro absoluto médio.

Fonte: o autor.

Na Tabela 4 encontram-se os parâmetros ajustados das equações de regressão linear. Analisando o valor-p, todos os ajustes por regressão linear foram significativos a 1% de probabilidade pelo teste F ($p < 0,01$). No clima Cfb não existiram dados com amplitude térmica acima de 15,0°C (classe 4), não sendo possível, portanto, realizar a calibração proposta. Para calcular a evapotranspiração pelos ajustes de regressão linear propostos, no Espírito Santo, basta calcular a

evapotranspiração pelo método de Hargreaves e Samani (1985) e corrigi-la utilizando a Equação 8 ajustada, utilizando os parâmetros de regressão apresentados na Tabela 4.

Tabela 4 – Coeficientes de regressão dos ajustes avaliados, com o coeficiente de determinação e o valor-p

Método	a	b	r²	valor-p
Geral	-0,81	1,08	0,78	< 0,01
Classe 1	0,37	0,55	0,39	< 0,01
Classe 2	-0,66	1,05	0,63	< 0,01
Classe 3	-0,92	1,12	0,76	< 0,01
Classe 4	-1,31	1,10	0,88	< 0,01
Clima Cfa	-0,87	1,07	0,84	< 0,01
Clima Aw	-0,84	1,12	0,77	< 0,01
Clima Cfb	-0,71	1,10	0,82	< 0,01
Clima Am	-1,01	1,11	0,81	< 0,01
Clima Cwa	-0,99	1,05	0,83	< 0,01
Clima Cwb	-0,76	0,97	0,79	< 0,01
Período seco	-0,31	0,95	0,70	< 0,01
Período chuvoso	-1,64	1,24	0,73	< 0,01
Clima Cfa classe 1	0,44	0,46	0,45	< 0,01
Clima Aw classe 1	0,59	0,49	0,28	< 0,01
Clima Cfb classe 1	0,23	0,56	0,56	< 0,01
Clima Am classe 1	0,04	0,72	0,51	< 0,01
Clima Cwa classe 1	0,49	0,49	0,37	< 0,01
Clima Cwb classe 1	0,34	0,65	0,69	< 0,01
Clima Cfa classe 2	-0,32	0,88	0,58	< 0,01
Clima Aw classe 2	-0,74	1,10	0,65	< 0,01
Clima Cfb classe 2	-0,21	0,94	0,64	< 0,01
Clima Am classe 2	-0,97	1,10	0,68	< 0,01
Clima Cwa classe 2	-0,58	0,92	0,64	< 0,01
Clima Cwb classe 2	-0,42	0,88	0,58	< 0,01
Clima Cfa classe 3	-0,53	1,04	0,81	< 0,01
Clima Aw classe 3	-0,97	1,15	0,74	< 0,01
Clima Cfb classe 3	-0,84	1,17	0,72	< 0,01
Clima Am classe 3	-1,11	1,14	0,80	< 0,01
Clima Cwa classe 3	-1,00	1,07	0,83	< 0,01
Clima Cwb classe 3	-1,04	1,06	0,81	< 0,01

Continua...

Continuação.

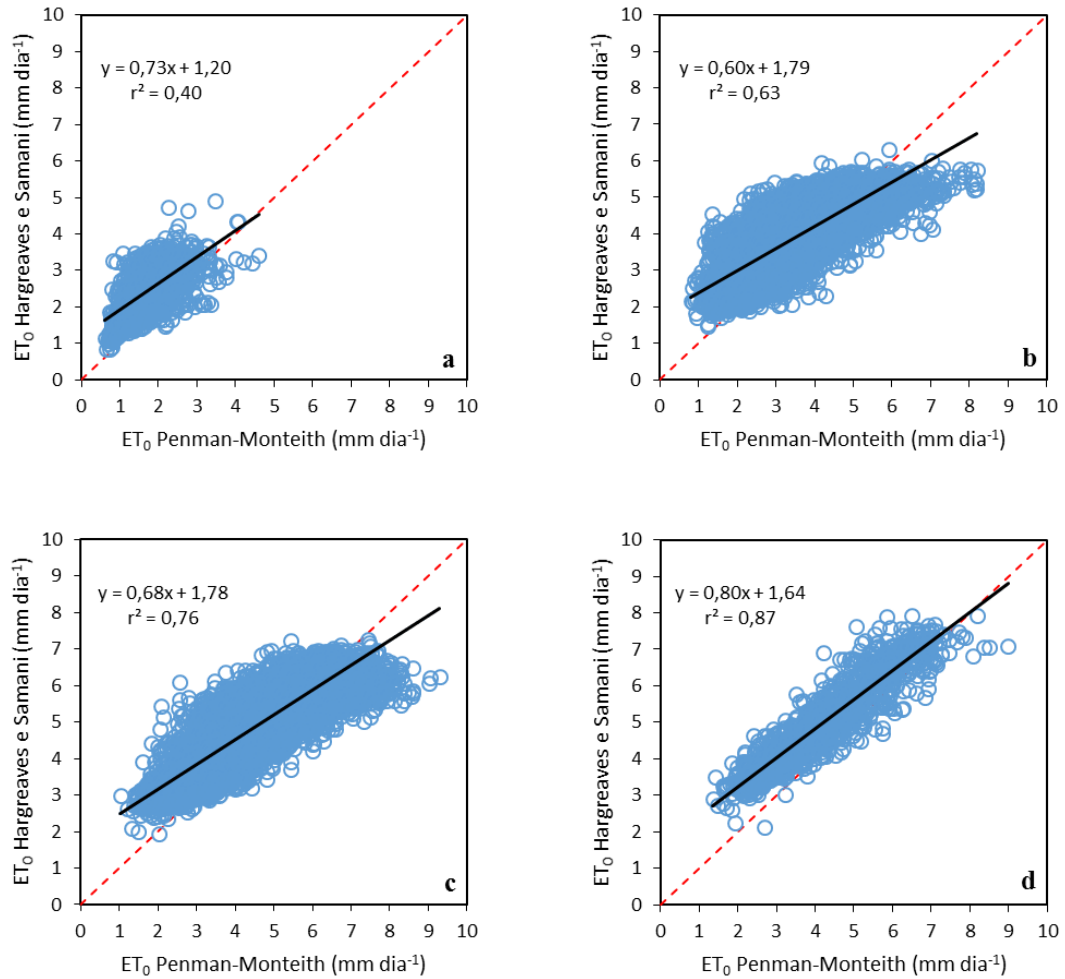
Método	a	b	r²	valor-p
Clima Cfa classe 4	-0,78	1,02	0,92	< 0,01
Clima Aw classe 4	-1,20	1,12	0,80	< 0,01
Clima Cfb classe 4	-	-	-	-
Clima Am classe 4	-1,12	1,09	0,88	< 0,01
Clima Cwa classe 4	-1,11	1,05	0,89	< 0,01
Clima Cwb classe 4	-1,26	1,02	0,91	< 0,01

Fonte: o autor.

Encontram-se na Figura 7 os gráficos de dispersão da ET_0 estimada usando os métodos de Penman-Monteith e Hargreaves e Samani (1985), separados em classes de amplitude térmica. Já na Figura 8, encontram-se os gráficos de dispersão da ET_0 estimada usando os métodos de Penman-Monteith e o ajuste por classes de amplitude térmica. Percebe-se nas figuras 7 e 8, que a qualidade do ajuste melhorou com o aumento da amplitude térmica diária. Observa-se, também, que não ocorreram grandes dispersões dos dados ao redor da linha de tendência na classe 4, e que esta apresentou melhor concordância com a reta 1:1. Isso demonstra que os valores obtidos por essa classe estão mais correlacionados com os do método de Penman-Monteith. Esta melhoria deve-se à homogeneidade do clima nas classes de maiores amplitudes e à semelhança com o clima Mediterrâneo na Califórnia, EUA, caracterizado por ser seco. Assim, o ajuste por classes proporciona melhores estimativas da ET_0 em dias secos, nos quais necessita-se de melhores estimativas para o manejo de irrigação na agricultura.

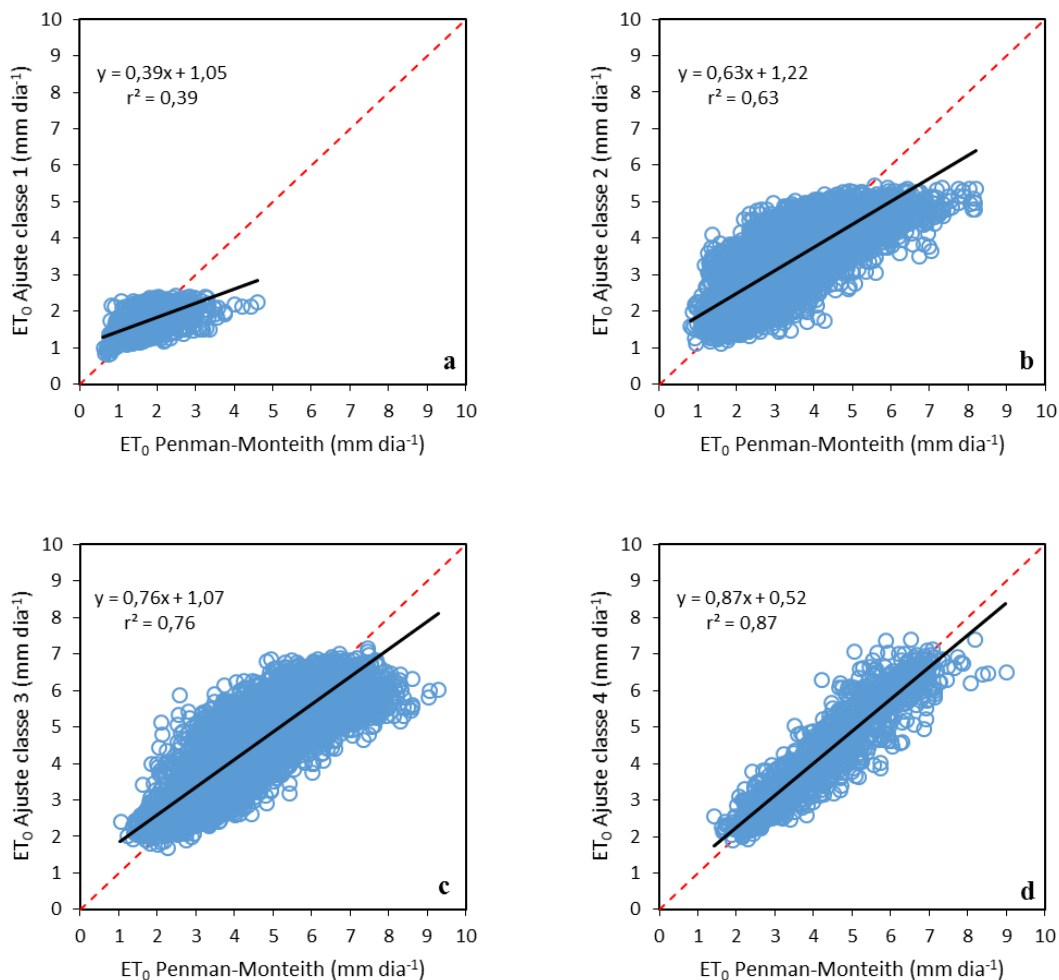
Embora não se observe uma melhora visual dos gráficos, na Tabela 5 percebe-se uma melhoria nas estimativas da ET_0 no ajuste por classes. O ajuste por regressão linear corrige a ET_0 sem alterar o valor do r^2 , porém uma melhora entre os valores estimados e observados é perceptível pelos indicadores estatísticos. Os menores valores do erro absoluto médio (MAE) foram encontrados no ajuste das classes 1 e 4, com os valores de 0,30 e 0,36 mm dia⁻¹, respectivamente. Para estas classes, o ajuste proporcionou uma melhoria nas estimativas de até 60%.

Figura 7 – Dispersão dos valores estimados diários da ET_0 (mm) pelos métodos de Penman-Monteith e Hargreaves e Samani (1985), em classes de amplitude térmica. Classe 1 (0,0 – 5,0 °C) (a), classe 2 (5,1 – 10,0 °C) (b), classe 3 (10,1 – 15,0 °C) (c), classe 4 (> 15,0 °C) (d).



Fonte: o autor.

Figura 8 – Dispersão dos valores diários da ET_0 (mm) estimado entre os métodos de Penman-Monteith e o ajuste por classes de amplitude térmica. Ajuste classe 1 (0,0 – 5,0 °C) (a), ajuste classe 2 (5,1 – 10,0 °C) (b), ajuste classe 3 (10,1 – 15,0 °C) (c), ajuste classe 4 (> 15,0 °C) (d).



Fonte: o autor.

Tabela 5 – Desempenhos do método de Hargreaves e Samani (1985) em classes de amplitude térmica, e dos ajustes por classes para as localidades estudadas, no período de 2009 a 2013

Método	MAE (mm dia ⁻¹)	MBE (mm dia ⁻¹)	RMSE (mm dia ⁻¹)	RRMSE (-)	r ²
Classe 1	0,77	-0,73	0,88	0,36	0,40
Classe 2	0,70	-0,48	0,86	0,23	0,63
Classe 3	0,63	-0,37	0,78	0,16	0,76
Classe 4	0,85	-0,80	0,95	0,19	0,88

Continua...

Continuação.

Método	MAE (mm dia⁻¹)	MBE (mm dia⁻¹)	RMSE (mm dia⁻¹)	RRMSE (-)	r²
Ajuste classe 1	0,30	0,00	0,40	0,23	0,39
Ajuste classe 2	0,55	0,00	0,71	0,21	0,63
Ajuste classe 3	0,52	0,00	0,67	0,15	0,76
Ajuste classe 4	0,36	0,00	0,50	0,12	0,88

Fonte: o autor.

Na Figura 9 encontram-se os gráficos de dispersão demonstrando a qualidade do ajuste dos métodos avaliados neste estudo, em relação ao método de Penman-Monteith, aplicados simultaneamente a todas as estações. O desempenho geral dos modelos avaliados neste estudo, pelos índices estatísticos, encontra-se na Tabela 6. Em geral, no Espírito Santo, o método de HS superestimou a ET_0 em 0,47 mm dia⁻¹ (MBE). Resultados semelhantes foram encontrados por Reis et al. (2007) e Carvalho et al. (2015), no estado.

Os métodos de Martí et al. (2015) e Vanderlinden et al. (2004) obtiveram coeficientes de determinação (r^2) de 0,54, sendo o menor valor encontrado entre os métodos testados. Em seu melhor modelo para estimar o CH na Espanha, Martí et al. (2015) encontrou o RRMSE de 0,19 e um r^2 de 0,87, que foi superior ao encontrado neste estudo pelo mesmo método.

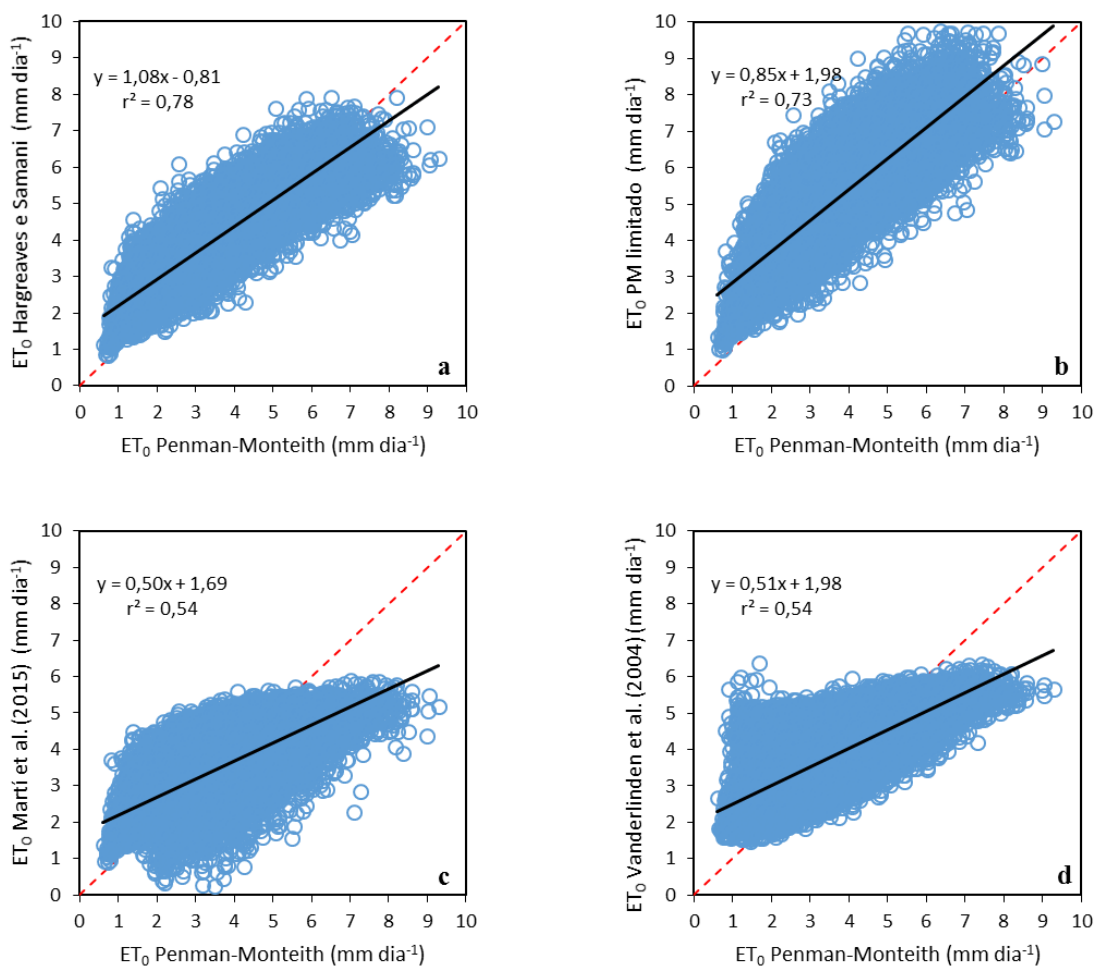
O método de PML apresentou o pior desempenho entre os métodos, diferindo em média 1,46 mm dia⁻¹ do método de PM. Martinez e Thepadia (2010), utilizando 72 estações meteorológicas na Flórida, obtiveram desempenho semelhante para os métodos de PML e HS, no qual o método de HS proporcionou melhores estimativas da ET_0 que o método de PML.

Em geral, os ajustes por regressão linear obtiveram desempenho superior aos ajustes do CH, os quais melhoraram a estimativa da ET_0 em até 30%, em relação ao método de HS original. Deve-se ressaltar, ainda, que utilizaram-se neste estudo estações independentes para testar os modelos de ajustes por regressão linear, diferente dos métodos de ajustes do CH. Observa-se, pelos indicadores estatísticos, que o ajuste por clima e classes teve o melhor desempenho entre os métodos avaliados. Os ajustes por classes, por clima e por período, apresentaram desempenhos semelhantes. O ajuste geral também obteve bom desempenho,

apresentando pouca diferença em relação aos outros métodos de ajuste por regressão linear.

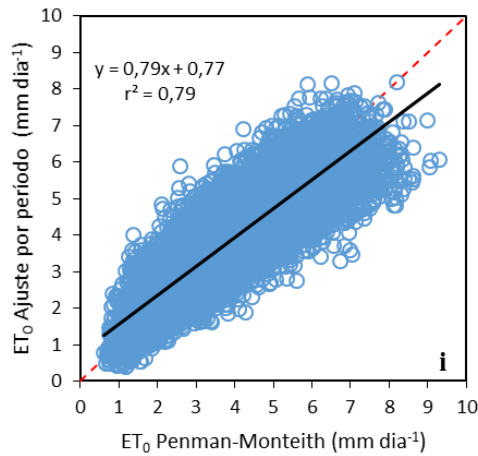
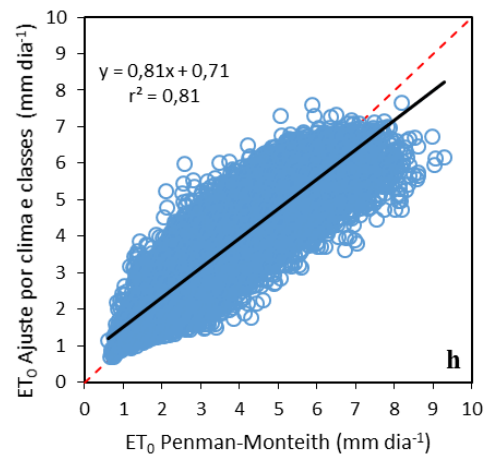
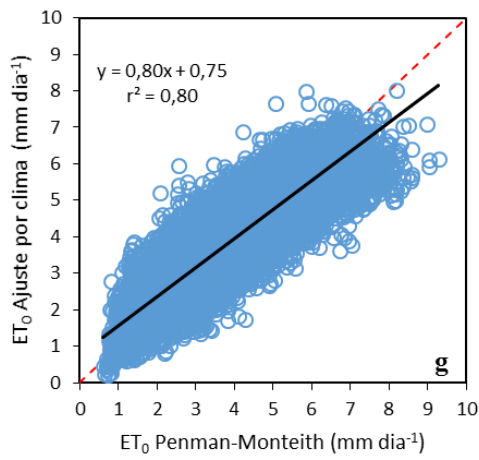
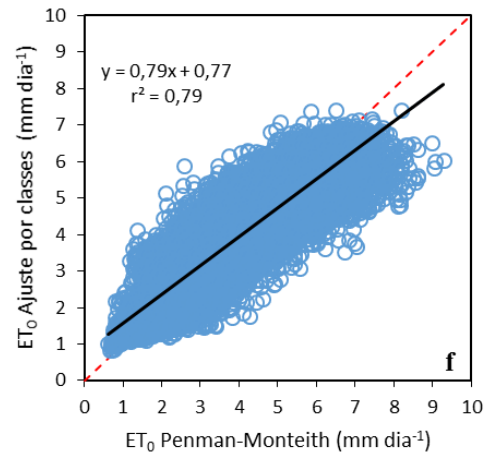
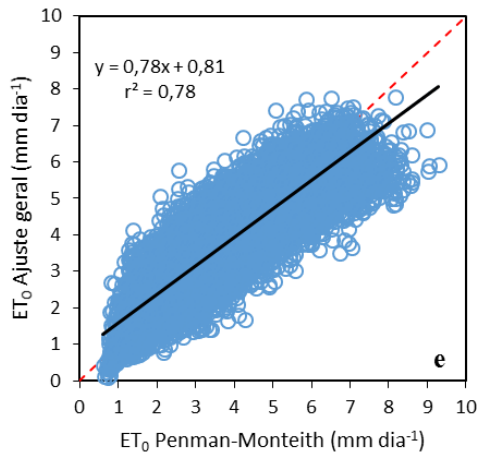
Tais afirmações acima podem ser corroboradas pelo desempenho dos ajustes em Afonso Cláudio-ES (Tabela 7), no qual os dados foram utilizados apenas para teste.

Figura 9 – Dispersão dos valores diários da ET_0 (mm) estimados pelos métodos de Hargreaves e Samani (a), PML (b), Martí et al. (2015) (c), Vanderlinden et al. (2004) (d), ajuste geral (e), ajuste por classes (f), ajuste por clima (g), ajuste por clima e classes (h), ajuste por período (i), no período de 2009 a 2013, em relação ao método de Penman-Monteith.



Continua...

Continuação.



Fonte: o autor.

Tabela 6 – Desempenho geral dos modelos avaliados para as localidades estudadas, no período de 2009 a 2013

Método	MAE (mm dia ⁻¹)	MBE (mm dia ⁻¹)	RMSE (mm dia ⁻¹)	RRMSE (-)	r ²
Hargreaves e Samani (1985)	0,68	0,47	0,83	0,22	0,78
PML	1,46	1,43	1,63	0,44	0,73
Martí et al. (2015)	0,81	-0,18	1,01	0,27	0,54
Vanderlinden et al. (2004)	0,77	0,17	1,00	0,27	0,54
Ajuste geral	0,53	0,00	0,68	0,18	0,78
Ajuste por classes	0,51	0,00	0,67	0,18	0,79
Ajuste por clima	0,51	0,00	0,66	0,18	0,80
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,51	0,00	0,66	0,18	0,79
Ajuste por clima e classes	0,49	0,00	0,64	0,17	0,81
Ajuste período seco	0,41	0,00	0,52	0,18	0,70
Ajuste período chuvoso	0,61	0,00	0,78	0,18	0,73

Fonte: o autor.

Tabela 7 – Desempenho dos modelos avaliados em Afonso Cláudio-ES, no período de 2012 a 2013

Método	MAE (mm dia ⁻¹)	MBE (mm dia ⁻¹)	RMSE (mm dia ⁻¹)	RRMSE (-)	r ²
Hargreaves e Samani (1985)	0,83	0,73	1,11	0,29	0,73
PML	1,88	1,87	2,25	0,59	0,66
Martí et al. (2015)	1,04	-0,56	1,47	0,39	0,18
Vanderlinden et al. (2004)	0,72	0,07	0,95	0,25	0,57
Ajuste geral	0,62	0,29	0,95	0,25	0,73
Ajuste por classes	0,58	0,24	0,88	0,23	0,75
Ajuste por clima	0,61	0,17	0,91	0,24	0,73
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,63	0,33	1,03	0,27	0,72
Ajuste por clima e classes	0,57	0,17	0,86	0,23	0,74
Ajuste período seco	0,35	0,05	0,52	0,17	0,69
Ajuste período chuvoso	0,92	0,61	1,36	0,30	0,60

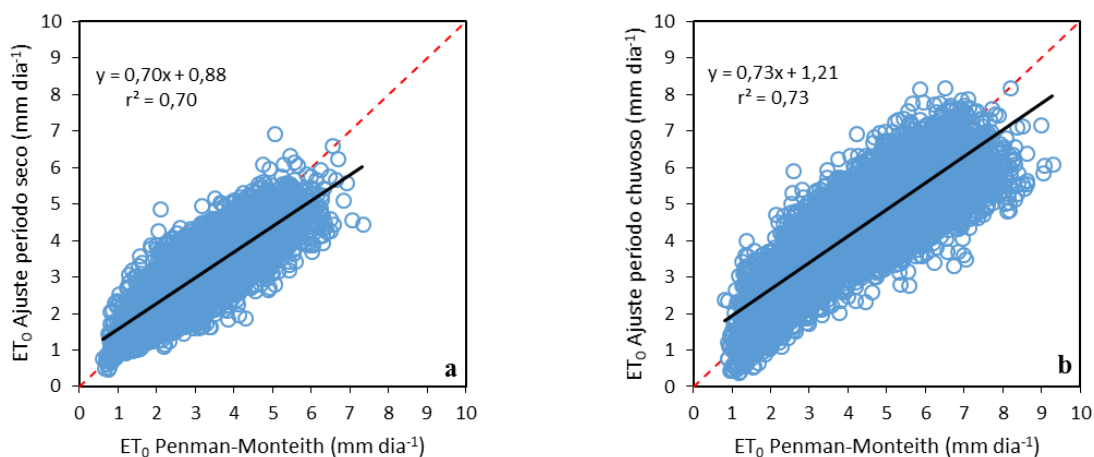
Fonte: o autor.

Na Figura 10 são apresentados os gráficos de dispersão dos ajustes para os períodos seco e chuvoso, separadamente. O ajuste no período seco apresentou o melhor desempenho para o estado, com MAE de 0,41 mm dia⁻¹ (Tabela 6), isto deve-se à semelhança do clima no período avaliado com o clima do local onde desenvolveu-se o método de HS. O alto desempenho deste ajuste é relevante, pois

coincide com o período em que se necessita de melhores estimativas para o manejo de irrigação no Espírito Santo.

O ajuste por período poderia ser melhor se não ocorressem períodos secos em épocas chuvosas (veranicos) e vice-versa, sendo esta uma limitação deste método. Neste caso, um ajuste mensal, ou no mínimo sazonal, conforme sugerido por Martí et al. (2015), poderia melhorar os resultados.

Figura 10 – Dispersão dos valores estimados diários da ET_0 (mm) entre o método de Penman-Monteith e os métodos de ajuste período seco (a) e ajuste período chuvoso (b), no período de 2009 a 2013.



Fonte: o autor.

Nas tabelas 8 e 9 são apresentados os desempenhos dos ajustes nas localidades onde apresentaram seus melhores e piores resultados. Conforme esperado, o método de Hargreaves e Samani (1985) apresentou melhores estimativas da ET_0 em locais com clima mais seco, como exemplo em Linhares-ES (clima Aw), e piores estimativas em locais com clima úmido, como em Caparaó-MG (clima Cwb) (Tabela 1). Este fato comprova a necessidade da calibração local da equação de HS para melhorar as estimativas da ET_0 em diferentes condições climáticas (ALENCAR; SEDIYAMA; MANTOVANI, 2015; ALLEN et al., 1998; FERNANDES et al., 2012; SHIRI et al., 2015). O desempenho dos ajustes individuais avaliados em cada localidade estudada encontra-se no Apêndice A.

Os valores de RMSE do método de PML, no Espírito Santo, variaram entre 1,07 e 2,08 mm por dia. Estes valores foram maiores que os encontrados para as estimativas diárias na Bulgária, Tunísia e no Mediterrâneo, por Popova, Kercheva e Pereira (2006) (0,52–0,58 mm dia⁻¹), Jabloun e Sahli (2008) (0,41–0,80 mm dia⁻¹) e Todorovic, Karic e Pereira (2013) (0,60–0,65 mm dia⁻¹), respectivamente. No Sudeste do Brasil, Carvalho et al. (2015) encontraram valores entre 0,05 e 0,85 mm dia⁻¹. Tal fato pode ter ocorrido, provavelmente, devido a tais autores utilizarem uma série de dados meteorológicos menor e diferente deste trabalho (2008–2011).

Os métodos de ajuste por regressão linear apresentaram o melhor desempenho em Serra dos Aimorés-MG, e o pior desempenho em Presidente Kennedy-ES. No local do seu pior desempenho, os métodos de ajuste por regressão subestimaram a ET₀, apresentando MAE de até 0,78 mm dia⁻¹.

Tabela 8 – Localidades com melhor desempenho dos métodos avaliados, no período de 2009 a 2013

Método	MAE (mm dia ⁻¹)	MBE (mm dia ⁻¹)	RMSE (mm dia ⁻¹)	RRMSE (-)	r ²	Localidade
Hargreaves e Samani (1985)	0,48	0,13	0,61	0,15	0,80	Linhares-ES
PML	0,96	0,95	1,07	0,37	0,85	Santa Teresa-ES
Martí et al. (2015)	0,66	-0,13	0,81	0,21	0,65	São Mateus-ES
Vanderlinden et al. (2004)	0,61	0,19	0,79	0,25	0,59	Caparaó-MG
Ajuste geral	0,42	0,03	0,54	0,14	0,88	Serra dos Aimorés-MG
Ajuste por classes	0,42	0,05	0,54	0,14	0,88	Serra dos Aimorés-MG
Ajuste por clima	0,43	0,17	0,56	0,14	0,88	Serra dos Aimorés-MG
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,40	0,04	0,52	0,13	0,89	Serra dos Aimorés-MG
Ajuste por clima e classes	0,44	0,17	0,56	0,14	0,88	Serra dos Aimorés-MG
Ajuste período seco	0,30	0,08	0,39	0,13	0,85	Alegre-ES
Ajuste período chuvoso	0,47	0,04	0,60	0,13	0,84	Serra dos Aimorés-MG

Fonte: o autor.

Tabela 9 – Localidades com pior desempenho dos métodos avaliados, no período de 2009 a 2013

Método	MAE (mm dia⁻¹)	MBE (mm dia⁻¹)	RMSE (mm dia⁻¹)	RRMSE (-)	r²	Localidade
Hargreaves e Samani (1985)	0,91	0,87	1,03	0,32	0,79	Caparaó-MG
PML	1,91	1,90	2,08	0,65	0,61	Caparaó-MG
Vanderlinden et al. (2004)	1,00	-0,13	1,24	0,31	0,49	Presidente Kennedy-ES
Martí et al. (2015)	1,04	-0,53	1,29	0,30	0,50	Aimorés-MG
Ajuste geral	0,78	-0,60	1,01	0,25	0,80	Presidente Kennedy-ES
Ajuste por classes	0,76	-0,59	0,99	0,24	0,81	Presidente Kennedy-ES
Ajuste por clima	0,73	-0,51	0,95	0,23	0,80	Presidente Kennedy-ES
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,74	-0,59	0,99	0,24	0,81	Presidente Kennedy-ES
Ajuste por clima e classes	0,71	-0,50	0,94	0,23	0,81	Presidente Kennedy-ES
Ajuste período seco	0,63	-0,24	0,77	0,22	0,60	Aimorés-MG
Ajuste período chuvoso	0,95	-0,71	1,22	0,25	0,74	Presidente Kennedy-ES

Fonte: o autor.

Mesmo utilizando uma série de dados meteorológicos com 5 anos, os ajustes por regressão linear proporcionaram boas estimativas da ET_0 . Entretanto, novos estudos para calibrar a equação de Hargreaves e Samani (1985) pelo método de Martí et al. (2015), Vanderlinden et al. (2004) e por regressão linear devem ser realizados em outras regiões do Brasil, com uma série maior de dados meteorológicos, para proporcionar melhores estimativas da ET_0 .

Em regiões que não ocorrem períodos secos e chuvosos bem definidos, o ajuste por classes de amplitude térmica representa uma alternativa promissora para a calibração da ET_0 , uma vez que torna-se difícil fazer por período.

6. CONCLUSÕES

1. Os ajustes por regressão linear obtiveram desempenho superior aos ajustes do CH pelos métodos de Vanderlinden et al. (2004) e de Martí et al. (2015);
2. Os ajustes da ET_0 por clima e por classes de amplitude térmica proporcionaram melhorias nas estimativas da ET_0 no estado do Espírito Santo;
3. Considera-se o método do ajuste geral o mais recomendado dentre os métodos testados, devido a sua simplicidade de aplicação, e por não ter apresentado diferença expressiva em relação aos melhores métodos testados;
4. Entre os meses de abril e setembro no estado, recomenda-se o método do ajuste no período seco para estimar a ET_0 ;
5. Com limitação de dados meteorológicos, tendo-se disponibilidade apenas de dados medidos da temperatura do ar, o uso do método de PML não é recomendado para estimar a evapotranspiração diária;
6. Em ordem crescente de eficiência dos métodos para estimar a evapotranspiração com limitação de dados meteorológicos, temos: PML, Martí et al. (2015), Vanderlinden et al. (2004), Hargreaves e Samani (1985), ajuste geral, ajuste por classes, ajuste por clima, ajuste por período, ajuste por clima e classes.

7. REFERÊNCIAS

- AGUILAR, C.; POLO, M. J. Generating reference evapotranspiration surfaces from the Hargreaves equation at watershed scale. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 8, p. 2495–2508, 2011.
- ALENCAR, L. P. DE; SEDIYAMA, G. C.; MANTOVANI, E. C. Estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o padrão FAO), para Minas Gerais, na ausência de alguns dados climáticos. **Engenharia Agrícola**, v. 35, n. 1, p. 39–50, 2015.
- ALLEN, R. G. et al. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. **FAO Irrigation and Drainage Paper 56**, p. 300, 1998.
- ALVARES, C. A. et al. Koppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711–728, 2013.
- BARROS, V. R. et al. Avaliação da evapotranspiração de referência na região de Seropédica- RJ, utilizando lisímetro de pesagem e modelos matemáticos. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, v. 4, n. 2, p. 198–203, 2009.
- BASTIAANSEN, W. G. M. et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). **Journal of Hydrology**, v. 212-213, n. 1-4, p. 198–212, 1998.
- 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. **Atmosfera**, v. 22, n. 4, p. 331–348, 2009.
- BERTI, A. et al. Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in north-eastern Italy. **Agricultural Water Management**, v. 140, p. 20–25, 2014.
- BEZERRA, J. M. et al. Estimativa da evapotranspiração de referência diária para Mossoró (RN, Brasil). **Revista Caatinga**, v. 27, n. 3, p. 211–220, 2014.
- BORGES JÚNIOR, J. C. F. et al. Métodos de estimativa da evapotranspiração de referência diária para a microrregião de Garanhuns, PE. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 16, n. 4, p. 380–390, 2012.
- 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**, v. 11, n. 3, p. 293–300, 2007.
- BUTTAFUOCO, G.; CALOIERO, T.; COSCARELLI, R. Spatial uncertainty assessment in modelling reference evapotranspiration at regional scale. **Earth Syst. Sci**, v. 145194, n. 10, p. 2319–2327, 2010.

CARVALHO, D. F. et al. Estimativa da evapotranspiração de referência a partir de dados meteorológicos limitados. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 50, n. 1, p. 1–11, 2015.

CARVALHO, D. F. et al. Instalação, calibração e funcionamento de um lisímetro de pesagem. **Engenharia Agrícola**, v. 27, n. 2, p. 363–372, 2007.

CONCEIÇÃO, M. A. F. Ajuste do modelo de Hargreaves para estimativa da evapotranspiração de referência no noroeste paulista. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada**, v. 7, n. 5, p. 306 – 316, 2013.

CÓRDOVA, M. et al. Evaluation of the Penman-Monteith (FAO 56 PM) Method for Calculating Reference Evapotranspiration Using Limited Data. **Mountain Research and Development**, v. 35, n. 3, p. 230–239, 2015.

DROOGERS, P.; ALLEN, R. G. Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 16, n. 1, p. 33–45, 2002.

FALAMARZI, Y. et al. Estimating evapotranspiration from temperature and wind speed data using artificial and wavelet neural networks (WNNs). **Agricultural Water Management**, v. 140, p. 26–36, 2014.

FANAYA JÚNIOR, E. D. et al. Métodos empíricos para estimativa da evapotranspiração de referência para Aquidauana, MS. **Irriga**, v. 17, n. 4, p. 418–434, 2012.

FERNANDES, D. S. et al. Calibração regional e local da equação de Hargreaves para estimativa da evapotranspiração de referência. **Revista Ciencia Agrônômica**, v. 43, n. 2, p. 246–255, 2012.

FOOLADMAND, H. R.; HAGHIGHAT, M. Spatial and temporal calibration of Hargreaves equation for calculating monthly ETo based on Penman-Monteith method. **Irrigation and Drainage**, v. 56, n. 4, p. 439–449, 2007.

GARCIA, M. et al. Dynamics of reference evapotranspiration in the Bolivian highlands (Altiplano). **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 125, n. 1-2, p. 67–82, 2004.

GAVILÁN, P. et al. Regional calibration of Hargreaves equation for estimating reference et in a semiarid environment. **Agricultural Water Management**, v. 81, n. 3, p. 257–281, 2006.

GHAMARNIA, H. et al. Time and Place Calibration of the Hargreaves Equation for Estimating Monthly Reference Evapotranspiration under Different Climatic Conditions. **Journal of Agricultural Science**, v. 4, n. 3, p. 111–122, 2011.

GOCIC, M.; TRAJKOVIC, S. Software for estimating reference evapotranspiration using limited weather data. **Computers and Electronics in Agriculture**, v. 71, n. 2, p. 158–162, 2010.

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 evapotranspirations from ambient air temperature. **Applied Engineering in Agriculture**, v. 1, n. 2, p. 96–99, 1985.

JABLOUN, M.; SAHLI, A. Evaluation of FAO-56 methodology for estimating reference evapotranspiration using limited climatic data Application to Tunisia. **Agricultural Water Management**, v. 95, n. 6, p. 707–715, 2008.

KHOOB, A. R. Comparative study of Hargreaves's and artificial neural network's methodologies in estimating reference evapotranspiration in a semiarid environment. **Irrigation Science**, v. 26, n. 3, p. 253–259, 2008.

KISI, O. Comparison of Different Empirical Methods for Estimating Daily Reference Evapotranspiration in Mediterranean Climate. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 140, n. 1, p. 04013002, 2014.

KLOCKE, N. L. et al. **Evapotranspiration (ET) or Crop Water Use What**. Historical Materials from University of Nebraska-Lincoln Extension. Paper 1197, 1990.

LACERDA, Z. C. DE. **Método de estimativa da evapotranspiração de referência para Mesorregião do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba – MG**. 2012. 69 f. Tese (Doutorado em Agronomia) - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias, 2012.

LEE, K. H. Relative Comparison of the Local Recalibration of the Temperature-Based Evapotranspiration Equation for the Korea Peninsula. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 136, n. 9, p. 585–594, 2010.

LIMA, J. R. S. et al. Calibration of Hargreaves-Samani Equation for Estimating Reference Evapotranspiration in Sub-Humid Region of Brazil. **Journal of Water Resources and Protection**, v. 5, n. 12A, p. 1, 2013.

LÓPEZ-MORENO, J. I.; HESS, T. M.; WHITE, A. S. M. Estimation of reference evapotranspiration in a mountainous Mediterranean site using the Penman-Monteith equation with limited meteorological data. **Pirineos**, v. 164, p. 7–31, 2009.

LÓPEZ-URREA, R. et al. Testing evapotranspiration equations using lysimeter

observations in a semiarid climate. **Agricultural Water Management**, v. 85, n. 1-2, p. 15–26, 2006.

MAESTRE-VALERO, J. F.; MARTÍNEZ-ÁLVAREZ, V.; GONZÁLEZ-REAL, M. M. Regionalization of the Hargreaves coefficient to estimate long-term reference evapotranspiration series in SE Spain. **Spanish Journal of Agricultural Research**, v. 11, n. 4, p. 1137–1152, 2013.

MARTÍ, P. et al. Parametric expressions for the adjusted Hargreaves coefficient in Eastern Spain. **Journal of Hydrology**, v. 529, n. 529, p. 1713–1724, 2015.

MARTÍ, P.; MANZANO, J.; ROYUELA, Á. Assessment of a 4-input artificial neural network for ETo estimation through data set scanning procedures. **Irrigation Science**, v. 29, n. 3, p. 181–195, 2011.

MARTINEZ, C. J.; THEPADIA, M. Estimating Reference Evapotranspiration with Minimum Data in Florida. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 136, n. 7, p. 494–501, 2010.

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

MENDICINO, G.; SENATORE, A. Regionalization of the Hargreaves Coefficient for the Assessment of Distributed Reference Evapotranspiration in Southern Italy. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 139, n. 5, p. 349–362, 2013.

MENDONÇA, J. C. et al. Comparação entre métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ETo) na região Norte Fluminense, RJ. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 7, n. 2, p. 275–279, 2003.

ORTEGA-FARIAS, S.; IRMAK, S.; CUENCA, R. H. Special issue on evapotranspiration measurement and modeling. **Irrigation Science**, v. 28, n. 1, p. 1–3, 2009.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba: Agropecuária, 2002. 478 p.

PEREIRA, D. DOS R. et al. Desempenho de métodos de estimativa da evapotranspiração de referência para a região da Serra da Mantiqueira, MG. **Ciência Rural**, v. 39, n. 9, p. 2488–2493, 2009.

PEREIRA, L. S. et al. Crop evapotranspiration estimation with FAO56: Past and future. **Agricultural Water Management**, v. 147, p. 4–20, 2015.

POPOVA, Z.; KERCHEVA, M.; PEREIRA, L. S. Validation of the FAO methodology

for computing ETo with limited data. Application to south Bulgaria. **Irrigation and Drainage**, v. 55, n. 2, p. 201–215, 2006.

RAVAZZANI, G. et al. Modified Hargreaves-Samani Equation for the Assessment of Reference Evapotranspiration in Alpine River Basins. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, 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**, v. 121, p. 1–18, 2013.

REIS, E. F. DOS et al. Estudo comparativo da estimativa da evapotranspiração de referência para três localidades do estado do Espírito Santo no período seco. **IDESIA**, v. 25, n. 3, p. 75–84, 2007.

SENTELHAS, P. C.; GILLESPIE, T. J.; SANTOS, E. A. Evaluation of FAO Penman-Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. **Agricultural Water Management**, v. 97, n. 5, p. 635–644, 2010.

SHAHIDIAN, S. et al. Parametric calibration of the Hargreaves-Samani equation for use at new locations. **Hydrological Processes**, v. 27, n. 4, p. 605–616, 2013.

SHIRI, J. et al. Comparison of heuristic and empirical approaches for estimating reference evapotranspiration from limited inputs in Iran. **Computers and Electronics in Agriculture**, v. 108, p. 230–241, 2014.

SHIRI, J. et al. Independent testing for assessing the calibration of the Hargreaves-Samani equation: New heuristic alternatives for Iran. **Computers and Electronics in Agriculture**, v. 117, p. 70–80, 2015.

SOUZA, A. P. DE et al. Estimativas da evapotranspiração de referência em diferentes condições de nebulosidade. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 46, n. 3, p. 219–228, 2011.

SPERNA WEILAND, F. C. et al. Selecting the optimal method to calculate daily global reference potential evaporation from CFSR reanalysis data for application in a hydrological model study. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, p. 983–1000, 2012.

STOCKLE, C. O.; KJELGAARD, J.; BELLOCCHI, G. Evaluation of estimated weather data for calculating Penman-Monteith reference crop evapotranspiration. **Irrigation Science**, v. 23, n. 1, p. 39–46, 2004.

TAGLIAFERRE, C. et al. Estudo Comparativo de diferentes metodologias para determinação da evapotranspiração de referência em Eunápolis- BA. **Revista Caatinga**, v. 23, n. 1, p. 103–111, 2010.

THEPADIA, M.; MARTINEZ, C. J. Regional Calibration of Solar Radiation and Reference Evapotranspiration Estimates with Minimal Data in Florida. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 138, n. 2, p. 111–119, 2012.

THORNTHWAITE, C. W. An Approach toward a Rational Classification of Climate. **Geographical Review**, v. 38, n. 1, p. 55–94, 1948.

TODOROVIC, M.; KARIC, B.; PEREIRA, L. S. Reference evapotranspiration estimate with limited weather data across a range of Mediterranean climates. **Journal of Hydrology**, v. 481, p. 166–176, 2013.

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

TRAJKOVIC, S.; KOLAKOVIC, S. Estimating Reference Evapotranspiration Using Limited Weather Data. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 135, n. 4, p. 443–449, 2009.

VANDERLINDEN, K.; GIRÁLDEZ, J. V.; MEIRVENNE, M. V. Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in southern Spain. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 130, n. 3, p. 184–191, 2004.

VANDERLINDEN, K.; GIRÁLDEZ, J. V.; VAN MEIRVENNE, M. Assessing Reference Evapotranspiration by the Hargreaves Method in Southern Spain. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 130, n. 3, p. 184–191, 2004.

WILLMOTT, C. Some comments on the evaluation of model performance. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 1982. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/15200477\(1982\)063<1309:SCOTEO>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/15200477(1982)063<1309:SCOTEO>2.0.CO;2)>.

XAVIER, A. C.; KING, C. W.; SCANLON, B. R. Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980-2013). **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 6, p. 2644–2659, 2015.

XU, C. Y.; SINGH, V. P. Cross comparison of empirical equations for calculating potential evapotranspiration with data from Switzerland. **Water Resources Management**, v. 16, n. 3, p. 197–219, 2002.

ZANETTI, S. S. et al. Estimating evapotranspiration using artificial neural network and minimum climatological data. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 133, n. 2, p. 83–89, 2007.

APÊNDICE A – Desempenho dos modelos avaliados para cada localidade estudada,
no período de 2009 a 2013

Alegre-ES

Método	MAE (mm dia⁻¹)	MBE (mm dia⁻¹)	RMSE (mm dia⁻¹)	RRMSE (-)	r²
Hargreaves e Samani (1985)	0,68	0,64	0,83	0,21	0,88
PML	1,74	1,74	1,87	0,48	0,84
Martí et al. (2015)	0,93	-0,25	1,12	0,29	0,49
Vanderlinden et al. (2004)	0,77	0,16	1,01	0,26	0,58
Ajuste geral	0,43	0,21	0,57	0,15	0,88
Ajuste por classes	0,41	0,17	0,56	0,14	0,88
Ajuste por clima	0,43	0,17	0,57	0,15	0,88
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,43	0,24	0,57	0,15	0,89
Ajuste por clima e classes	0,43	0,18	0,57	0,15	0,88
Ajuste período seco	0,30	0,08	0,39	0,13	0,85
Ajuste período chuvoso	0,56	0,40	0,72	0,15	0,85

Alfredo Chaves-ES

Método	MAE (mm dia⁻¹)	MBE (mm dia⁻¹)	RMSE (mm dia⁻¹)	RRMSE (-)	r²
Hargreaves e Samani (1985)	0,70	0,51	0,88	0,24	0,81
PML	1,42	1,40	1,55	0,42	0,84
Martí et al. (2015)	0,95	-0,03	1,13	0,31	0,53
Vanderlinden et al. (2004)	0,96	0,31	1,22	0,33	0,48
Ajuste geral	0,54	0,04	0,71	0,19	0,81
Ajuste por classes	0,53	0,06	0,70	0,19	0,82
Ajuste por clima	0,57	-0,14	0,73	0,20	0,81
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,52	0,06	0,68	0,18	0,83
Ajuste por clima e classes	0,51	-0,14	0,69	0,18	0,84
Ajuste período seco	0,38	-0,09	0,51	0,17	0,81
Ajuste período chuvoso	0,65	0,21	0,81	0,18	0,81

Linhares-ES

Método	MAE (mm dia⁻¹)	MBE (mm dia⁻¹)	RMSE (mm dia⁻¹)	RRMSE (-)	r²
Hargreaves e Samani (1985)	0,48	0,13	0,61	0,15	0,80
PML	0,94	0,89	1,07	0,27	0,79
Martí et al. (2015)	0,66	-0,18	0,83	0,21	0,63
Vanderlinden et al. (2004)	0,69	0,13	0,93	0,24	0,51
Ajuste geral	0,56	-0,37	0,69	0,18	0,80
Ajuste por classes	0,54	-0,36	0,67	0,17	0,81
Ajuste por clima	0,52	-0,26	0,64	0,16	0,80
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,53	-0,37	0,66	0,17	0,83
Ajuste por clima e classes	0,50	-0,26	0,63	0,16	0,81
Ajuste período seco	0,49	-0,40	0,62	0,19	0,68
Ajuste período chuvoso	0,57	-0,33	0,70	0,15	0,80

Nova Venécia-ES

Método	MAE (mm dia⁻¹)	MBE (mm dia⁻¹)	RMSE (mm dia⁻¹)	RRMSE (-)	r²
Hargreaves e Samani (1985)	0,80	0,78	0,92	0,24	0,85
PML	1,84	1,83	1,95	0,51	0,78
Martí et al. (2015)	0,72	-0,10	0,89	0,24	0,50
Vanderlinden et al. (2004)	0,65	0,31	0,89	0,24	0,56
Ajuste geral	0,49	0,37	0,62	0,16	0,85
Ajuste por classes	0,50	0,37	0,63	0,17	0,85
Ajuste por clima	0,62	0,54	0,74	0,20	0,85
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,49	0,37	0,62	0,16	0,86
Ajuste por clima e classes	0,60	0,53	0,74	0,19	0,85
Ajuste período seco	0,39	0,26	0,50	0,16	0,71
Ajuste período chuvoso	0,58	0,48	0,71	0,16	0,83

Presidente Kennedy-ES

Método	MAE (mm dia⁻¹)	MBE (mm dia⁻¹)	RMSE (mm dia⁻¹)	RRMSE (-)	r²
Hargreaves e Samani (1985)	0,65	-0,07	0,85	0,21	0,80
PML	1,21	1,12	1,37	0,34	0,79
Martí et al. (2015)	0,97	-0,41	1,21	0,30	0,59
Vanderlinden et al. (2004)	1,00	-0,13	1,24	0,31	0,49
Ajuste geral	0,78	-0,60	1,01	0,25	0,80
Ajuste por classes	0,76	-0,59	0,99	0,24	0,81
Ajuste por clima	0,73	-0,51	0,95	0,23	0,80
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,74	-0,59	0,99	0,24	0,81
Ajuste por clima e classes	0,71	-0,50	0,94	0,23	0,81
Ajuste período seco	0,55	-0,48	0,72	0,22	0,80
Ajuste período chuvoso	0,95	-0,71	1,22	0,25	0,74

Santa Teresa-ES

Método	MAE (mm dia⁻¹)	MBE (mm dia⁻¹)	RMSE (mm dia⁻¹)	RRMSE (-)	r²
Hargreaves e Samani (1985)	0,55	0,39	0,69	0,24	0,82
PML	0,96	0,95	1,07	0,37	0,85
Martí et al. (2015)	0,69	-0,12	0,86	0,30	0,61
Vanderlinden et al. (2004)	0,74	0,21	0,94	0,33	0,50
Ajuste geral	0,47	-0,17	0,58	0,20	0,82
Ajuste por classes	0,45	-0,12	0,56	0,20	0,82
Ajuste por clima	-	-	-	-	-
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,42	-0,19	0,55	0,19	0,85
Ajuste por clima e classes	-	-	-	-	-
Ajuste período seco	0,34	-0,16	0,44	0,20	0,76
Ajuste período chuvoso	0,50	-0,23	0,63	0,18	0,83

São Mateus-ES

Método	MAE (mm dia⁻¹)	MBE (mm dia⁻¹)	RMSE (mm dia⁻¹)	RRMSE (-)	r²
Hargreaves e Samani (1985)	0,53	0,17	0,65	0,17	0,81
PML	0,96	0,89	1,12	0,29	0,74
Martí et al. (2015)	0,66	-0,13	0,81	0,21	0,65
Vanderlinden et al. (2004)	0,70	0,19	0,95	0,25	0,50
Ajuste geral	0,54	-0,34	0,69	0,18	0,81
Ajuste por classes	0,54	-0,34	0,69	0,18	0,81
Ajuste por clima	0,50	-0,23	0,63	0,17	0,81
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,54	-0,36	0,69	0,18	0,83
Ajuste por clima e classes	0,49	-0,24	0,63	0,17	0,82
Ajuste período seco	0,33	-0,17	0,42	0,14	0,75
Ajuste período chuvoso	0,74	-0,53	0,87	0,19	0,74

Vitória-ES

Método	MAE (mm dia⁻¹)	MBE (mm dia⁻¹)	RMSE (mm dia⁻¹)	RRMSE (-)	r²
Hargreaves e Samani (1985)	0,68	0,56	0,79	0,23	0,81
PML	1,79	1,79	1,93	0,57	0,72
Martí et al. (2015)	0,81	-0,27	1,02	0,30	0,37
Vanderlinden et al. (2004)	0,71	0,06	0,90	0,26	0,47
Ajuste geral	0,43	0,08	0,55	0,16	0,81
Ajuste por classes	0,41	0,05	0,54	0,16	0,81
Ajuste por clima	-	-	-	-	-
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,42	0,03	0,54	0,16	0,81
Ajuste por clima e classes	-	-	-	-	-
Ajuste período seco	0,34	0,16	0,42	0,15	0,77
Ajuste período chuvoso	0,48	-0,07	0,62	0,16	0,76

Aimorés-MG

Método	MAE (mm dia ⁻¹)	MBE (mm dia ⁻¹)	RMSE (mm dia ⁻¹)	RRMSE (-)	r ²
Hargreaves e Samani (1985)	0,70	0,18	0,87	0,20	0,75
PML	1,19	1,12	1,42	0,33	0,71
Martí et al. (2015)	1,04	-0,53	1,29	0,30	0,50
Vanderlinden et al. (2004)	0,95	-0,14	1,18	0,27	0,48
Ajuste geral	0,72	-0,28	0,88	0,20	0,75
Ajuste por classes	0,70	-0,26	0,86	0,20	0,75
Ajuste por clima	0,68	-0,16	0,84	0,19	0,75
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,69	-0,29	0,86	0,20	0,76
Ajuste por clima e classes	0,67	-0,16	0,84	0,19	0,75
Ajuste período seco	0,63	-0,24	0,77	0,22	0,60
Ajuste período chuvoso	0,74	-0,32	0,92	0,18	0,73

Campos dos Goytacazes-RJ

Método	MAE (mm dia ⁻¹)	MBE (mm dia ⁻¹)	RMSE (mm dia ⁻¹)	RRMSE (-)	r ²
Hargreaves e Samani (1985)	0,55	0,20	0,70	0,18	0,83
PML	1,47	1,45	1,61	0,42	0,81
Martí et al. (2015)	0,83	-0,20	1,03	0,27	0,59
Vanderlinden et al. (2004)	0,85	0,07	1,10	0,29	0,51
Ajuste geral	0,56	-0,30	0,72	0,19	0,83
Ajuste por classes	0,54	-0,31	0,71	0,18	0,84
Ajuste por clima	0,52	-0,20	0,67	0,18	0,83
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,53	-0,30	0,70	0,18	0,84
Ajuste por clima e classes	0,51	-0,21	0,67	0,17	0,84
Ajuste período seco	0,39	-0,26	0,52	0,17	0,81
Ajuste período chuvoso	0,68	-0,34	0,85	0,18	0,78

Caparaó-MG

Método	MAE (mm dia ⁻¹)	MBE (mm dia ⁻¹)	RMSE (mm dia ⁻¹)	RRMSE (-)	r ²
Hargreaves e Samani (1985)	0,91	0,87	1,03	0,32	0,79
PML	1,91	1,90	2,08	0,65	0,61
Martí et al. (2015)	0,83	-0,29	1,01	0,31	0,39
Vanderlinden et al. (2004)	0,61	0,19	0,79	0,25	0,59
Ajuste geral	0,57	0,41	0,70	0,22	0,79
Ajuste por classes	0,53	0,36	0,66	0,20	0,80
Ajuste por clima	-	-	-	-	-
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,58	0,40	0,70	0,22	0,79
Ajuste por clima e classes	-	-	-	-	-
Ajuste período seco	0,54	0,44	0,64	0,25	0,66
Ajuste período chuvoso	0,61	0,35	0,75	0,19	0,73

Caratinga-MG

Método	MAE (mm dia ⁻¹)	MBE (mm dia ⁻¹)	RMSE (mm dia ⁻¹)	RRMSE (-)	r ²
Hargreaves e Samani (1985)	0,78	0,67	0,90	0,25	0,82
PML	1,75	1,75	1,90	0,52	0,69
Martí et al. (2015)	0,94	-0,38	1,16	0,32	0,35
Vanderlinden et al. (2004)	0,73	0,03	0,91	0,25	0,54
Ajuste geral	0,50	0,22	0,62	0,17	0,82
Ajuste por classes	0,49	0,18	0,62	0,17	0,81
Ajuste por clima	0,48	-0,18	0,63	0,17	0,82
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,50	0,21	0,61	0,17	0,82
Ajuste por clima e classes	0,47	-0,21	0,63	0,17	0,82
Ajuste período seco	0,44	0,26	0,52	0,18	0,78
Ajuste período chuvoso	0,56	0,15	0,69	0,16	0,75

Mantena-MG

Método	MAE (mm dia ⁻¹)	MBE (mm dia ⁻¹)	RMSE (mm dia ⁻¹)	RRMSE (-)	r ²
Hargreaves e Samani (1985)	0,93	0,91	1,03	0,29	0,84
PML	1,87	1,87	1,96	0,56	0,78
Martí et al. (2015)	0,65	0,24	0,82	0,23	0,56
Vanderlinden et al. (2004)	0,70	0,56	0,96	0,27	0,58
Ajuste geral	0,56	0,50	0,69	0,20	0,84
Ajuste por classes	0,56	0,51	0,69	0,20	0,85
Ajuste por clima	0,70	0,66	0,83	0,24	0,84
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,56	0,50	0,68	0,19	0,86
Ajuste por clima e classes	0,69	0,66	0,82	0,23	0,85
Ajuste período seco	0,45	0,41	0,54	0,19	0,80
Ajuste período chuvoso	0,67	0,58	0,80	0,19	0,78

Muriaé-MG

Método	MAE (mm dia ⁻¹)	MBE (mm dia ⁻¹)	RMSE (mm dia ⁻¹)	RRMSE (-)	r ²
Hargreaves e Samani (1985)	0,88	0,86	1,01	0,29	0,86
PML	1,91	1,91	2,05	0,58	0,78
Martí et al. (2015)	0,78	0,05	0,97	0,28	0,52
Vanderlinden et al. (2004)	0,70	0,37	0,97	0,28	0,59
Ajuste geral	0,55	0,43	0,69	0,20	0,86
Ajuste por classes	0,51	0,41	0,67	0,19	0,87
Ajuste por clima	0,47	0,20	0,61	0,17	0,86
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,56	0,45	0,70	0,20	0,87
Ajuste por clima e classes	0,46	0,22	0,60	0,17	0,87
Ajuste período seco	0,44	0,34	0,53	0,19	0,81
Ajuste período chuvoso	0,67	0,56	0,83	0,19	0,83

Serra dos Aimorés-MG

Método	MAE (mm dia ⁻¹)	MBE (mm dia ⁻¹)	RMSE (mm dia ⁻¹)	RRMSE (-)	r ²
Hargreaves e Samani (1985)	0,61	0,48	0,74	0,19	0,88
PML	1,41	1,41	1,52	0,38	0,86
Martí et al. (2015)	0,83	-0,27	1,05	0,26	0,58
Vanderlinden et al. (2004)	0,76	0,11	0,97	0,24	0,62
Ajuste geral	0,42	0,03	0,54	0,14	0,88
Ajuste por classes	0,42	0,05	0,54	0,14	0,88
Ajuste por clima	0,43	0,17	0,56	0,14	0,88
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,40	0,04	0,52	0,13	0,89
Ajuste por clima e classes	0,44	0,17	0,56	0,14	0,88
Ajuste período seco	0,33	0,04	0,40	0,13	0,85
Ajuste período chuvoso	0,47	0,04	0,60	0,13	0,84

Teófilo Otoni-MG

Método	MAE (mm dia ⁻¹)	MBE (mm dia ⁻¹)	RMSE (mm dia ⁻¹)	RRMSE (-)	r ²
Hargreaves e Samani (1985)	0,57	0,36	0,69	0,19	0,82
PML	1,16	1,15	1,32	0,36	0,77
Martí et al. (2015)	0,71	-0,13	0,87	0,24	0,62
Vanderlinden et al. (2004)	0,70	0,15	0,90	0,24	0,58
Ajuste geral	0,47	-0,13	0,59	0,16	0,82
Ajuste por classes	0,45	-0,12	0,58	0,16	0,83
Ajuste por clima	0,45	-0,01	0,57	0,16	0,82
Ajuste por período (seco e chuvoso)	0,45	-0,14	0,58	0,16	0,84
Ajuste por clima e classes	0,43	0,00	0,56	0,15	0,83
Ajuste período seco	0,32	-0,05	0,42	0,14	0,77
Ajuste período chuvoso	0,57	-0,22	0,70	0,16	0,76