

EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA ESTIMADA PELO MÉTODO DE PENMAN-MONTEITH FAO-56 EM FUNÇÃO DAS SIMULAÇÕES DO MODELO ATMOSFÉRICO DE MESOESCALA WRF - *WEATHER RESEARCH AND FORECASTING*

JOSÉ LEONALDO DE SOUZA¹; GUSTAVO BASTOS LYRA²; VALESCA RODRIGUEZ FERNANDES¹; ROSIBERTO SALUSTIANO DA SILVA JUNIOR¹; GUILHERME BASTOS LYRA³; VINICIUS BANDA SPERLING¹; RICARDO ARAUJO FERREIRA JUNIOR³ E IÊDO TEODORO³

¹Instituto de Ciências Atmosférica (ICAT), Universidade Federal de Alagoas (UFAL), Campus A.C. Simões, Av. Lourival Melo Mota, s/n, Tabuleiro dos Martins, CEP:57072-900, Maceió - AL, jls@ccen.ufal.br/valesca.fernades@hotmail.com/rosibertojr@gmail.com/niti700@hotmail.com

²Instituto de Florestas, Dep. de Ciências Ambientais, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica - RJ, gblyra@gmail.com

³Centro de Ciências Agrárias (CECA), Universidade Federal de Alagoas (UFAL), Rio Largo - AL, gbastoslyra@gmail.com/ricardo_ceca@hotmail.com/iedoteodoro@ig.com.br

1 RESUMO

O objetivo do trabalho foi avaliar a estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o) pelo método de Penman-Monteith parametrizado no boletim FAO-56 (PM-FAO56) utilizando dados meteorológicos observados e os simulados pelo modelo atmosférico *Weather Research and Forecasting* (WRF). Na estimativa de ET_o utilizaram-se dados meteorológicos observados (extremos da temperatura e umidade do ar, radiação solar e velocidade do vento) e simulados pelo WRF no período seco (janeiro a março e de outubro a dezembro de 2008) da região de Rio Largo - AL (9°28'02" S, 35°49'44" W e 127 m). As estimativas foram avaliadas pelo coeficiente de determinação (r^2) entre ET_o obtida com os dados observados e simulados, pelo índice de concordância de Willmott (d_r) e pelo erro médio absoluto (MAE). O método PM-FAO56 apresentou maior sensibilidade ao saldo de radiação, em relação aos seus termos aerodinâmicos. As estimativas de ET_o apresentaram baixa precisão ($r^2 = 0,41$) e acurácia moderada ($d_r = 0,77$ e MAE = 0,79 mm d⁻¹). É necessário melhorar as simulações dos componentes de radiação do WRF para melhor estimar ET_o pelo método de PM-FAO56 na região de Rio Largo, AL.

Palavras Chave: Dados Meteorológicos, Modelagem Atmosférica, Penman-Monteith

DE SOUZA, J. L.; LYRA, G. B.; FERNADES, V. R.; SILVA-JUNIOR, R. S.; LYRA, G. B.; SPERLING, V. B.; FERREIRA JUNIOR, R. A.; TEODORO, I.
REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION BY PENMAN-MONTEITH METHOD FAO56 USING THE ATMOSPHERIC MESOSCALE MODEL WRF- WEATHER RESEARCH AND FORECASTING

2 ABSTRACT

The objective of this study was to assess the reference evapotranspiration (ET_o) by the Penman-Monteith method, described in FAO paper No 56 (PM-FAO56) using observed meteorological data and those simulated by the atmospheric model Weather Research and Forecasting (WRF). For ET_o estimate, meteorological data were collected (extreme air temperature, relative humidity, solar radiation and wind speed) and data were simulated by the WRF in the dry period (January to March and October to December 2008) in Rio Largo region, AL (9°28'02'' S, 35°49'44'' W and 127 m). The estimates were evaluated using the determination coefficient (r²) between ET_o from observed and simulated data, by the Willmott concordance index (dr) and mean absolute error (MAE). The PM-FAO56 method showed higher sensitivity to net radiation in relation to the aerodynamic terms. Estimates of ET_o were of low precision (r² = 0.41) and moderate accuracy (dr = 0.77 and MAE = 0.79 mm d⁻¹). Simulations of the radiation components of the WRF model have to be improved in order to better estimate ET_o by the PM-FAO56 method for the Rio Largo region, AL.

Keywords: Meteorological data, atmospheric modeling, Penman-Monteith.

3 INTRODUÇÃO

No projeto e manejo de diversos sistemas agrícolas é necessária a determinação dos componentes do balanço de água (BA) no sistema solo-planta-atmosfera (LYRA et al., 2010). Entre os componentes do BA, destacam-se a chuva e a evapotranspiração (ET). No estado de Alagoas, o período chuvoso concentra-se entre abril a agosto (SOUZA et al., 2004), enquanto o período seco da região coincide com o de maior disponibilidade de radiação solar (verão) para os cultivos (SANTOS et al., 2009). Nessas condições, o conhecimento da ET e das chuvas possíveis de ocorrer no período seco da região torna-se imprescindível para as práticas de irrigação e a análise de risco climático.

Medidas de ET são difíceis de conduzir, ou não são obtidas adequadamente em cultivos comerciais (ZOLNIER et al., 2004). Contudo, numa superfície vegetada sem estresse (de água, salino, nutricional ou fitossanitário), ET pode ser estimada pelo produto do coeficiente da cultura (k_c) pela evapotranspiração de referência (ET_o), que se denomina ET da cultura (ET_c). A ET_o representa a perda de água por uma cultura hipotética e varia com as condições climáticas, enquanto k_c representa as diferenças (albedo, altura, índice de área foliar e resistência da cultura) entre a cultura estudada e a cultura hipotética (ALLEN et al., 1998). O boletim No 56 de Irrigação e Drenagem da FAO (*Food and Agriculture Organization*) propõem para a estimativa de ET_o o modelo de Penman-Monteith (MONTEITH, 1965) parametrizado para uma cultura hipotética (PM-FAO56) (ALLEN et al., 1998). O método de PM-FAO56 requer observações de radiação solar, temperatura e umidade do ar e velocidade do vento, que normalmente são obtidas em estações meteorológicas de superfície. Contudo, devido à extensão continental do Brasil, a baixa densidade de estações meteorológicas em diversas regiões e as falhas nas séries de observações, muitas vezes não é possível aplicar o método de PM-FAO56 em diversos ambientes.

Diante das restrições supracitadas, os modelos atmosféricos numéricos apresentam-se como importante ferramenta em análises temporais e espaciais de diversos elementos e fenômenos atmosféricos e oceânicos, e suas simulações podem ser usadas na estimativa de ET_o (DUCE, SNYDER e SPANO, 2000; ARCA et al., 2005; OLIVEIRA-FILHO, 2007; ISHAK et

al., 2010). Entre os modelos atmosféricos, destacam-se os modelos de mesoescala, que podem ser empregados como ferramenta para gerenciamento de sistemas agrícolas e previsões de ET_0 mais acuradas e precisas do que modelos estatísticos (probabilísticos) (DUCE, SNYDER e SPANO, 2000; ARCA et al., 2005; ISHAK et al., 2010). Além disso, as simulações desses modelos são alternativas para a obtenção de dados meteorológicos onde não existem estações meteorológicas de superfície. Diversos estudos conduzidos com o modelo de mesoescala *Weather Research and Forecasting* (WRF) para o prognóstico das variáveis meteorológicas temperatura e umidade relativa do ar, velocidade do vento e irradiação solar global, mostraram que as simulações desses elementos à superfície apresentam potencial para serem usados na estimativa de ET_0 (KUSAKA; HAYAMI, 2006; MÖLDERS, 2008; SHEM; SHEPHERD, 2009; CARVALHO et al., 2012; LARA-FANEGO et al., 2012). O modelo WRF foi concebido para a pesquisa, previsão do tempo, modelagem da qualidade do ar, modelagens climáticas em escala regional, pesquisa de parametrizações, acoplamento com modelos de previsão oceânicas e de dispersão de poluentes, simulações idealizadas e extrapolação espacial e temporal de dados (SKAMAROCK et al., 2008). O WRF se baseia na conservação da massa, que expressa às variações de energia, momentum e umidade do ar, ou seja, fundamenta-se nos processos termodinâmicos da atmosfera terrestre. O objetivo do trabalho é avaliar o desempenho do modelo de mesoescala WRF na simulação dos elementos meteorológicos e na estimativa de ET_0 , utilizando-se dos elementos meteorológicos simulados, no período seco de Rio Largo, Alagoas.

4 MATERIAL E MÉTODOS

A área de estudo localiza-se no município de Rio Largo ($9^{\circ}28'02''$ S, $35^{\circ}49'44''$ W e 127 m de altitude), estado de Alagoas, região Nordeste do Brasil - NEB (Figura 1). O clima da região, pela classificação de Thornthwaite, é o megatérmico úmido, com déficit de água moderado no verão e elevada disponibilidade hídrica no inverno. A média anual da precipitação e temperatura do ar no período de 1972-2010 foi 1789,5 mm e de $25,4^{\circ}\text{C}$, respectivamente. As séries dos elementos meteorológicos observados para os períodos de 01/01 a 31/03/2008 e de 01/10 a 31/12/2008, que coincidem com o período seco da região (SOUZA et al., 2004), foram obtidas na Estação Agrometeorológica Automática (EAA) do Centro de Ciências Agrárias (CECA) da Universidade Federal de Alagoas (UFAL).

Os elementos meteorológicos obtidos pela EAA foram os extremos (mínima e máxima) de temperatura e da umidade relativa do ar (HMP45C, *Campbell Scientific*, Utah, USA), a irradiância solar global (CM5, *Kipp and Zonen*, Delft, The Netherlands) e a velocidade do vento (Modelo RM, *Young Company*, Michigan, USA) medida a 2 metros de altura. Os sensores estavam conectados a um sistema automático de aquisição de dados - datalogger (CR10, *Campbell Scientific*, Utah, USA), programado para realizar medidas a cada 10 s e armazenar as médias a cada 10 min. Posteriormente foram obtidas as médias (velocidade do vento) e extremos diários (temperatura e umidade relativa do ar) e o total diário da irradiação solar global.

Figura 1. Configuração dos domínios utilizados para simulação da evapotranspiração de referência (ET_0), sendo o domínio d03 que abrange todo o estado de Alagoas e centralizado no município de Rio Largo/AL.



Utilizou-se para as simulações dos campos meteorológicos o modelo atmosférico de mesoescala WRF versão 3.3 (abril de 2011) com 28 níveis na vertical e cinco níveis no perfil do solo. O WRF é usado em escalas espaciais horizontais de metros até milhares de quilômetros. A estrutura do modelo definida para o WRF é composta por um sistema dinâmico, que contém o ARW (pesquisa avançada do WRF) e o NMM (modelo de mesoescala não-hidrostático) (<http://www.mmm.ucar.edu/wrf/>). O WRF no presente estudo foi configurado para três domínios, sendo o domínio 1 definido para a área que abrange parte da América do Sul e Oceano Atlântico, com resolução espacial de 80 km. Para o domínio 2, a área inclui o NEB e o oeste do Oceano Atlântico, com resolução de 20 km, enquanto o domínio 3, abrange o estado de Alagoas e possui resolução espacial de 5 km. O domínio utilizado para a obtenção dos dados do modelo foi o domínio 3, com 81 x 81 pontos de grade. Quando se trata de inicialização do modelo para o domínio da América do Sul definiram-se as condições iniciais e de contorno com dados de um modelo meteorológico de escala global como o GFS e os dados do *Final Analysis* (FNL) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP). A resolução espacial do modelo global, em cada ponto de grade, foi de $1,0^\circ \times 1,0^\circ$, aproximadamente 111 Km, em um intervalo temporal de 6 horas. As parametrizações físicas consideradas nas simulações do WRF no presente trabalho estão descritas na Tabela 1.

Tabela 1. Parametrizações físicas consideradas pelo modelo WRF

Parametrização	Esquema	Referências
Microfísica	Purdue Lin	Lin, Farley e Orville (1983)
Cumulus	Grell-Devenyi	Grell e Devenyi (2002)
Camada Limite Atmosférica	ACM2	Pleim (2007)
Camada Limite Superficial	TSMO	Monin e Obukhov (1954)
Superfície da Terra	Noah LSM	Chen e Dudhia (2001)
Radiação Atmosférica	RRTM	Mlawer et al. (1997)

A ET_0 diária (mm d^{-1}) foi estimada pelo modelo de Penman-Monteith parametrizado no boletim FAO No 56 (ALLEN et al., 1998; LYRA et al., 2004). Esse método apresenta estimativas precisas e acuradas de ET_0 em diversas condições climáticas (LYRA et al., 2004;

VESCOVE; TURCO, 2005). O método de Penman-Monteith FAO56 (PM-FAO56) é expresso da seguinte forma:

$$ET_o = \frac{0,408 s(R_n - G) + \gamma \frac{900}{t_{méd} + 273} u_2 DPV}{s + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (1)$$

em que, R_n ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$) é o saldo de radiação total diário; G ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$) é o fluxo de calor no solo; $t_{méd}$ ($^{\circ}\text{C}$) é a temperatura do ar média diária a 2 m de altura; γ ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$) é o coeficiente psicrométrico; u_2 (m s^{-1}) é a média diária da velocidade do vento a 2 m de altura; s ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$) é a derivada da curva de pressão de saturação do vapor d'água do ar no ponto de $t_{méd}$; $DPV (= e_s - e_a)$ é o déficit de pressão de saturação do vapor d'água do ar; e_s e e_a (kPa) são as médias diárias das pressões de saturação e parcial de vapor d'água do ar, respectivamente. O saldo de radiação foi estimado pela irradiação solar global conforme Ferreira Junior et al. (2014).

Avaliaram-se os dados meteorológicos observados (O) na EAA e os simulados (P) pelo modelo WRF no período de outubro a março de 2008, inserido no período seco da região (SOUZA et al., 2004), assim como as estimativas de ET_o determinado em função dos dados meteorológicos observados e os simulados pelo WRF. Nas avaliações utilizou-se a análise de regressão linear simples forçada a passar pela origem ($Y = \beta_1 X$) entre os dados observados (X) e simulados (Y), índices estatísticos e medidas de erros para avaliar o desempenho do modelo nas estimadas de ET_o . As hipóteses testadas na regressão foram as seguintes: $H_0: \beta_1 = 1$ e $H_1: \beta_1 \neq 1$, para $Y = X$ a $p < 0,05$. Os índices utilizados foram o índice de concordância refinado (d_r) (WILLMOTT, ROBESON e MATSUURA., 2011), calculado conforme equações abaixo, coeficiente de determinação (r^2) da regressão linear, médias, desvio padrão e o erro médio absoluto (MAE).

$$d_r = 1 - \left[\frac{\left(\sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \right)}{\left(c \cdot \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}| \right)} \right] \quad \text{para } \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \leq c \cdot \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}| \quad (2)$$

$$d_r = \left[\frac{\left(c \cdot \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}| \right)}{\left(\sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \right)} \right] - 1 \quad \text{para } \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| > c \cdot \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}| \quad (3)$$

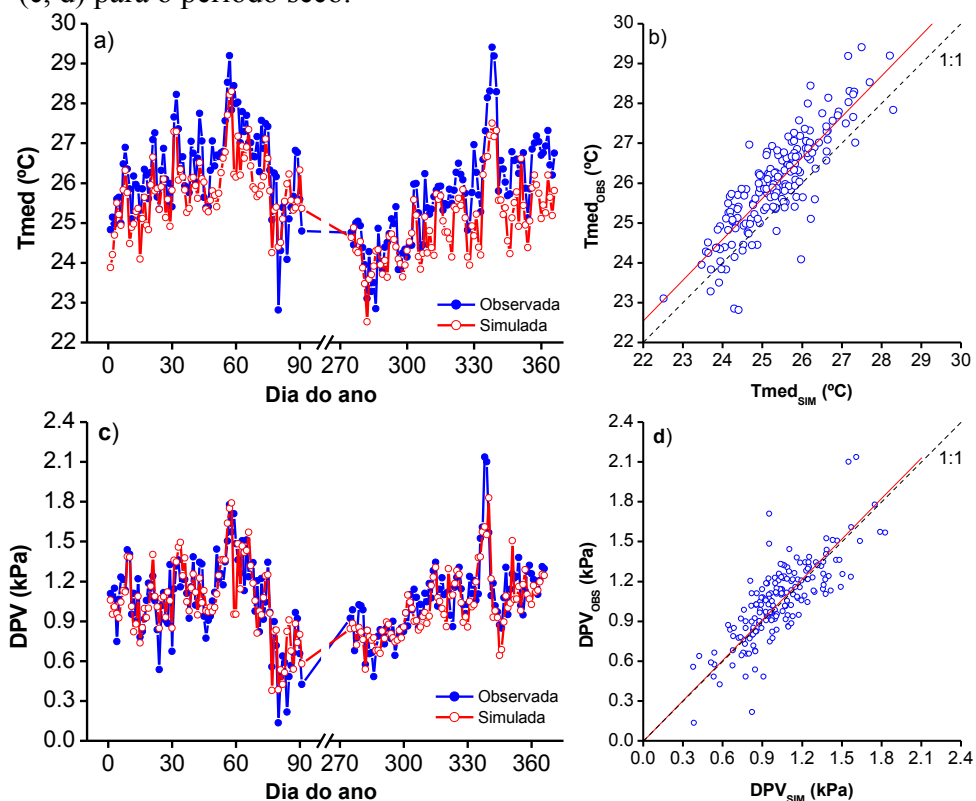
em que, c é uma constante igual a 2, P_i são os valores simulados; O_i representa os valores observados; \bar{O} é o valor médio observado e n é o número de observações.

Analizou-se também a influência das variáveis meteorológicas utilizadas no método de PM-FAO56 para determinar a sensibilidade da estimativa de ET_o em função das variáveis de entrada usando dados simulados. O efeito de uma simulação melhorada para cada variável meteorológica para estimativa de ET_o foi testada substituindo as variáveis simuladas, uma de cada vez, com valores observados na EAA, enquanto as outras variáveis utilizadas no método de PM-FAO56 eram simuladas. Posteriormente, calculou-se novamente a ET_o diária, sendo os resultados comparados com as estimativas de ET_o obtida com todos os dados observados, e outra vez calculada a estatística de regressão linear entre ET_o estimada com dados observados e os simulados (ARCA, et al. 2005; DUCE, SNYDER e SPANO, 2000). Com a substituição, obteve-se que o maior r^2 identificou a variável que precisa ser melhorada na previsão do modelo para a obtenção de uma aproximação da ET_o estimada com dados observados, e assim, pode-se ajustar e melhorar a simulação do modelo WRF.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A variação da temperatura do ar média diária na maior parte do período analisado mostrou valores observados superiores aos simulados pelo WRF (Figuras 2a e 2b). As exceções a essa tendência ocorreram em março, com a temperatura do ar observada menor que a simulada. Este resultado estaria relacionado à maior nebulosidade e ao aumento na umidade relativa do ar em março, que é um mês de transição entre os períodos seco e chuvoso da região (SOUZA et al., 2004). Nesse período, o modelo WRF não conseguiu representar satisfatoriamente a amplitude térmica, que foi de 1,9 °C para os dados observados e 4,1 °C para os simulados.

Figura 2. Variação diária e dispersão da temperatura do ar simulada e observada ($t_{\text{méd_Obs}}$) (a, b) e do déficit de pressão de vapor d'água simulado (DPV_{Sim}) e observado (DPV_{Obs}) (c, d) para o período seco.



A regressão linear entre os dados simulados e observados apresentou coeficiente de determinação (r^2) de 0,72 (Tabela 2), com tendência de subestimativa das simulações em apenas 3 % ($\beta_1 = 1,03$). Esse índice (r^2) foi superior ao coeficiente de concordância ($d_r = 0,59$), o que indicou que a precisão do modelo foi superior à sua acurácia, como também observado pelo afastamento dos valores simulados em relação a linha 1:1. O MAE foi de 0,76 °C e representou menos de 3 % do valor da temperatura do ar média ($25,4 \pm 0,9$ °C) das simulações (Figura 2b). O coeficiente de variação foi de apenas 4,7 % para as temperaturas do ar observadas e 3,5 % para as simuladas, o que está relacionado a baixa amplitude de variação da temperatura do ar no período seco da região.

Shem e Shepherd (2009) analisaram o impacto da urbanização sobre tempestades de verão no nordeste de Atlanta/EUA, e analisaram a temperatura do ar simulada pelo modelo

WRF e as observadas numa estação meteorológica urbana. O modelo superestimou cerca de 2 °C a temperatura do ar observada, sendo o r^2 (0,40) entre as observações e as simulações inferior ao do presente trabalho. Resultados similares ao do presente trabalho foram obtidos por Kusaka e Hayami (2006), que utilizaram simulações do modelo WRF para condições de clima urbano de Tokyo, e observaram que o modelo representou com precisão a variação da temperatura do ar, e por Mölders (2008), em que o modelo WRF representou a distribuição temporal da temperatura do ar média diária, com r^2 de 0,86.

Tabela 2. Parâmetros estatísticos (média - \bar{X} , desvio padrão - s , coeficiente de determinação - r^2 , coeficiente angular - β_1 , índice de concordância refinado - d_r e o erro absoluto médio - MAE) das análises entre os dados observados (obs) e simulados (sim) de temperatura do ar média diária (t_{med}), déficit de pressão de vapor d'água do ar (DPV), velocidade do vento (u) e saldo de radiação (R_n)

	\bar{X}_{sim}	\bar{X}_{obs}	s_{sim}	s_{obs}	MAE	r^2	β_1	d_r
DPV (kPa)	1,01	1,08	0,26	0,29	0,14	0,62	1,01	0,84
t_{med} (°C)	25,4	26,0	0,9	1,21	0,76	0,72	1,03	0,59
R_n (MJ m ⁻² d ⁻¹)	14,72	13,90	2,87	2,64	2,38	0,19	0,91	0,71
u (m/s)	2,58	1,93	0,46	0,43	0,67	0,61	0,74	0,17

No dia 20 de março (dia de ordem do ano - DOA = 80) observou-se uma chuva acumulada de 53 mm, e temperatura do ar máxima de 23,8 °C e mínima de 21,9 °C (amplitude de 1,9 °C), já a simulação previu valor máximo de 26,4 °C e mínima de 22,3 °C (amplitude 4,1 °C). Resultados similares em relação à superestimativa das temperaturas do ar máxima e mínima pelo modelo WRF foram reportados por Bender et al. (2011) para a região de São Paulo, sendo esses desvios atribuídos ao erro médio do modelo.

A concordância entre as simulações e observações de DPV no período seco da região foi maior que a observada para a temperatura do ar, com $d_r = 0,84$, como confirmado pela análise visual das Figuras 2c e 2d. As simulações apresentaram subestimativa de apenas 1 % em relação aos valores observados. O MAE foi igual 0,14 kPa, que relativo à média do DPV ($1,01 \pm 0,26$ kPa) representou 13,4 %. A precisão do DPV simulado apresentou resultado inferior ao da temperatura do ar ($r^2 = 0,62$). O CV para os DPV observados foi de 26,8 % e de 25,7 % para os simulados.

Em dezembro, observou-se aumento no DPV (Figura 2c), com máximos para os DOA 338 (04/12) e 339 (05/12). Os valores destes dias foram: DOA 338 - 2,13 kPa (observado) e 1,61 kPa (simulado) e DOA 339 - 2,10 kPa (observado) e 1,55 kPa (simulado). Estas diferenças podem ser devido à temperatura do ar média observada maior que a simulada. A temperatura do ar média observada no DOA 338 foi de 29,4 °C e a simulada foi de 27,5 °C, enquanto no DOA 339, os valores foram 29,2 °C a 27,2 °C para dados observados e simulados, respectivamente, o que resulta em superestimativa da pressão de saturação do vapor d'água do ar determinado com os dados simulados e, dessa forma, superestimativa do DPV.

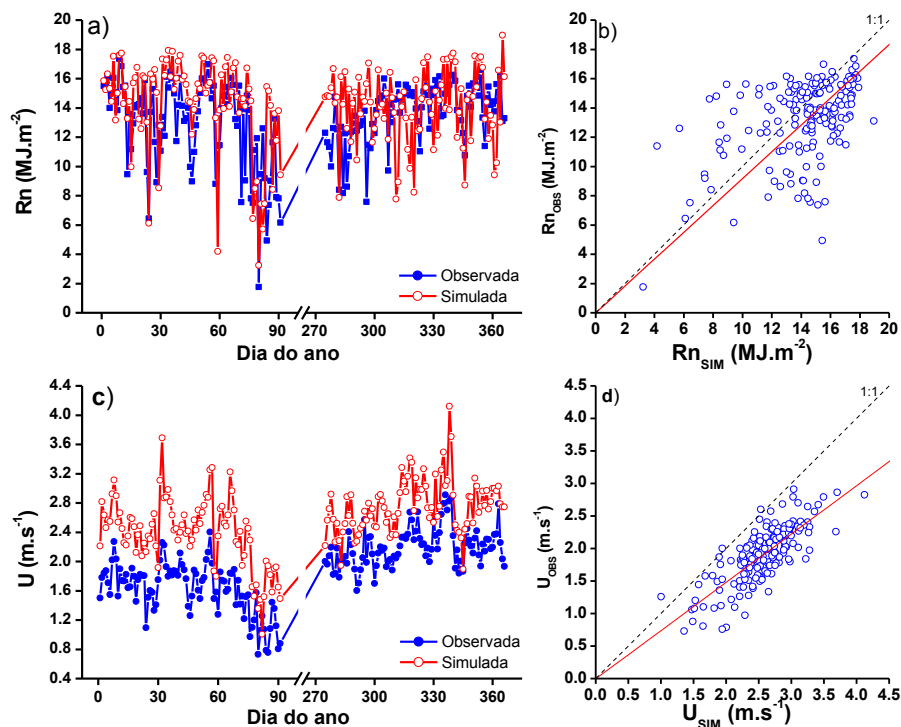
De forma geral, as simulações de R_n pelo WRF foram superestimadas em média 9 % ($\beta_1 = 0,91$), em relação aos observados na estação agrometeorológica (Figura 3b). As exceções foram nos DOA 78 (18/03) e 79 (19/03), que apresentaram R_n simulados menores (respectivamente, 8,5 e 9,0 MJ m⁻² d⁻¹) que os observados (respectivamente, 11,1 e 11,9 MJ m⁻² d⁻¹) (Figura 3a). No DOA 80 (20/03) observou-se o menor R_n no período estudado, com valores observados e simulados de 1,8 e 3,2 MJ m⁻² d⁻¹, respectivamente. Estes valores foram

induzidos pela nebulosidade, relacionada ao elevado acumulado de chuvas observado na estação agrometeorológica e comentado anteriormente.

Na média, R_n observado foi $13,9 (\pm 2,6)$ MJ $m^{-2} d^{-1}$, enquanto a média das simulações foi de $14,7 (\pm 2,9)$ MJ $m^{-2} d^{-1}$ (Figura 3a). O MAE foi de $2,38$ MJ $m^{-2} d^{-1}$, o que representou 17,1 % da R_n média do período e o d_r foi de 0,71. Esses parâmetros estatísticos indicaram que a acurácia das estimativas de R_n foi superior à sua dispersão ($r^2 = 0,19$). Essa elevada dispersão pode estar associada a erros aleatórios (WILLMOTT, 1981). Como o R_n é variável essencial na determinação de ET_o pelo método PM-FAO56, suas simulações pelo WFR devem ser revistas.

Similar aos resultados observados no presente trabalho, Arca et al. (2005) também observaram menores dispersões das simulações para a temperatura do ar ($r^2 = 0,84$), enquanto para a irradiação solar ($r^2 = 0,41$) e velocidade do vento ($r^2 = 0,20$) os resultados mostraram maior dispersão. Nesse estudo, os autores utilizaram-se do modelo de previsão do tempo BOLAM2000 para a simulação das variáveis meteorológicas. Ishak et al. (2010), ao analisarem os mesmos elementos meteorológicos, observaram estimativas da temperatura do ar com baixa precisão ($r^2 < 0,1$), enquanto a irradiação solar teve erro entre 10 e 20 %. Para esse estudo, os autores utilizaram o modelo *Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model* (MM5), que adota a mesma formulação física do modelo WRF, porém diferenciam-se nas parametrizações utilizadas.

Figura 3. Variação diária e dispersão do saldo de radiação simulado (R_{n_Sim}) e observado (R_{n_Obs}) no período seco (a, b) e da velocidade do vento simulada (u_{Sim}) e observada (u_{obs}) no período seco (c, d).

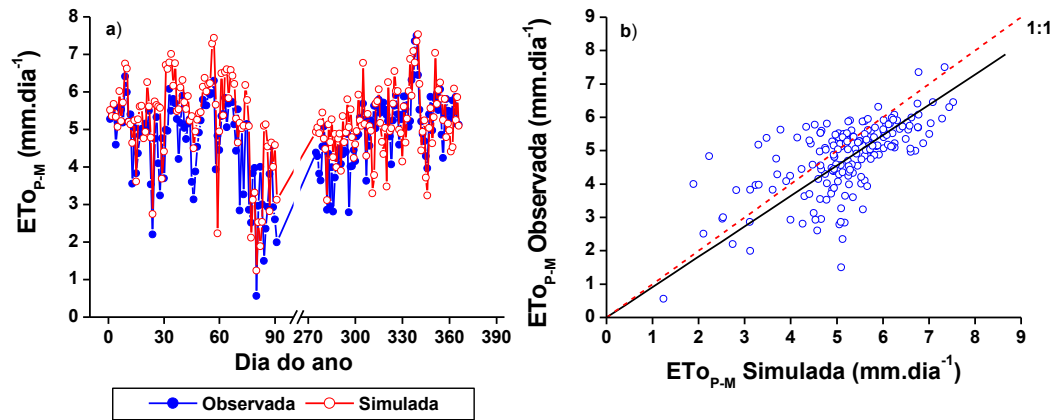


As estimativas da velocidade do vento pelo WRF apresentaram r^2 entre os valores observados e simulados de 0,61. Contudo, a concordância das estimativas, indicada pelo d_r foi de apenas 0,17 e o MAE de $0,67$ m s^{-1} , que representou 33 % da média da velocidade do vento observada. De forma geral, a velocidade do vento simulada foi superior a observada (Figura 3d) em torno de 26 %. A diferença entre a velocidade do vento simulada e estimada foi devido à deficiência do modelo de mesoescala WRF representar o terreno. A região de estudo está

localizada nos Tabuleiros Costeiros de Alagoas, com baixa complexidade do terreno. Essa característica foi um dos fatores que contribuíram para a superestimativa da velocidade do vento pelo WRF. Resultados similares foram obtidos por Carvalho et al. (2012), que avaliaram o modelo WRF para Portugal no contexto de previsão e geração de energia eólica. Os autores observaram que a grande limitação do modelo WRF consiste na subestimativa da velocidade do vento, atribuída à suavização do terreno, devido à discretização do terreno. Em condições de maior complexidade do terreno a simulação do vento foi subestimada. Os autores afirmaram que quanto maior a complexidade do terreno maior foi a diferença entre as simulações e observações. A média da velocidade do vento simulada foi de $2,58 (\pm 0,46) \text{ m s}^{-1}$, enquanto a média das observações foi $1,93 (\pm 0,43) \text{ m s}^{-1}$. O CV para a velocidade do vento observado (22,3 %) e simulado (17,8 %) foram superiores aos apresentados pela temperatura do ar, contudo inferiores aos do DPV. Na estação seca, os valores máximos e mínimos observados variaram entre $0,73$ e $2,91 \text{ m s}^{-1}$ e os simulados de $1,00$ a $4,12 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 3c). A diferença da velocidade do vento máxima entre os valores simulados e observados foi de $1,21 \text{ m s}^{-1}$. Esta é inferior as diferenças das simulações da velocidade do vento pelo WRF reportada por Carvalho et al. (2012), no qual a Raiz do Quadrado Médio do Erro (RQME) ficaram entre $3,1$ a $3,7 \text{ ms}^{-1}$.

A média de ET_o estimada com os dados simulados pelo WRF ($ET_{o,WRF}$) ($5,24 \text{ mm d}^{-1}$) foi superior a ET_o determinada com os elementos meteorológicos observados ($ET_{o,obs}$) ($5,08 \text{ mm d}^{-1}$). A $ET_{o,WRF}$ e a $ET_{o,obs}$ apresentaram o mesmo valor do coeficiente de variação ($cv = 21 \%$). As maiores ET_o no período seco ocorreram nos DOA 271 ($5,15 \text{ mm d}^{-1}$) e 269 ($5,89 \text{ mm d}^{-1}$). De forma geral, ET_o estimada pelo modelo de Penman-Monteith com os elementos meteorológicos simulados pelo WRF ($ET_{o,WRF}$) apresentou superestimativa de 9% ($\beta_1 = 0,91$) em relação as estimativas com os elementos meteorológicos observados ($ET_{o,obs}$) no período seco da região (Figura 4). Destacam-se as diferenças entre $ET_{o,obs}$ e $ET_{o,WRF}$ em fevereiro, nos DOA 45 ($3,6$ e $5,4 \text{ mm d}^{-1}$, respectivamente), 46 ($3,13$ e $4,5 \text{ mm d}^{-1}$, respectivamente) e 47 ($3,9$ e $5,0 \text{ mm d}^{-1}$, respectivamente), sendo estas superiores a 20% . A maiores diferenças entre $ET_{o,obs}$ e $ET_{o,WRF}$ foram observadas no DOA 71 ($2,84$ e $5,17 \text{ mm d}^{-1}$, respectivamente) e 84 ($1,50 \text{ mm d}^{-1}$ e $5,10 \text{ mm d}^{-1}$, respectivamente). As diferenças no DOA 84 foi condicionada pela chuva ocorrida neste dia ($25,4 \text{ mm}$). Esse resultado indicou que a presença de nebulosidade influencia significativamente as simulações do modelo WRF. As diferenças elevadas observadas são atribuídas, principalmente, à superestimativa do R_n e do DPV pelo WRF nesses dias (dados não apresentados), visto que essas são as variáveis que mais influenciam na determinação de ET_o pelo método de Penman-Monteith. A relação entre estimativas de $ET_{o,WRF}$ e $ET_{o,obs}$ apresentou r^2 de $0,41$, contudo o d_r foi de $0,77$ e MAE igual a $0,79 \text{ mm d}^{-1}$, que representou $15,5 \%$ de ET_o média observada. Resultados similares aos observados para R_n .

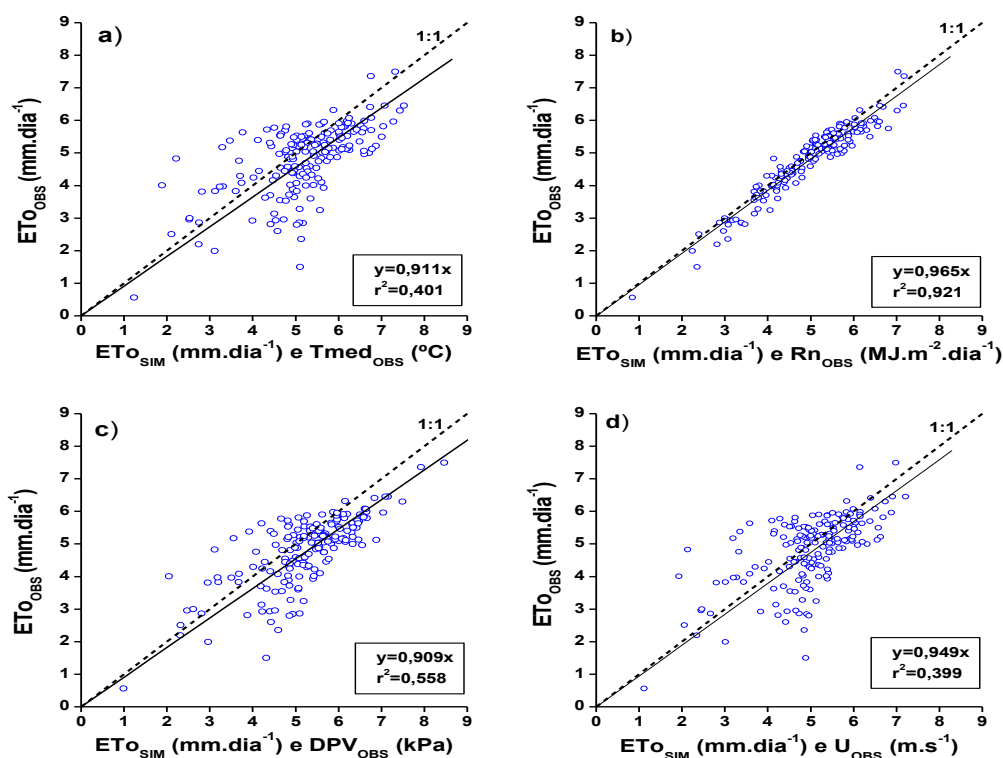
Figura 4. Variação diária e dispersão da evapotranspiração de referência estimada pelo método de Penman-Monteith com o uso dos dados simulados (ET_{OP-M} Simulada) e observados (ET_{OP-M} Observada) nos períodos seco (a, b).



O modelo global GFS-NCEP para o prognóstico das variáveis meteorológicas utilizadas nos métodos de estimativa de ET_o de Thornthwaite e Penman-Monteith foi utilizado por Oliveira-Filho (2007), que baseado em índices estatísticos (coeficiente de confiança - c) classificou os métodos com bom desempenho ($c = 0,66$ a $0,75$). Assim como Ishak et al. (2010), que estimaram ET_o utilizando simulações do modelo MM5, e observaram erros entre 30-40 % quando utilizados as simulações em relação as estimativas com os elementos meteorológicos observados. Duce, Snyder e Spano (2000) e Arca et al. (2005) analisaram as estimativas de ET_o baseadas nas simulações de um modelo meteorológico de mesoescala BOLAM2000, comparando-as com as observações de superfície para regiões da Califórnia/USA. A ET_o foi calculada pelo modelo de Penman-Monteith. As estimativas em função das simulações foram em torno de 2 a 10 % superiores as obtidas com os elementos meteorológicos observados.

Na Figura 5 são apresentadas as comparações das estimativas de ET_o pelo modelo de PM-FAO56 com dados observados em relação as determinações de ET_o com parte dos dados simulados e apenas uma variável observada. Dessa forma, analisou-se separadamente a influência de cada variável na estimativa de ET_o . Nas Figuras 5a e 5b, são apresentadas as avaliações da influência de $t_{méd}$ e de R_n na determinação de ET_o por PM-FAO56. Nas Figuras 5c e 5d, as variáveis analisadas foram o DPV e u. Os valores observados de r^2 indicaram que a correlação de ET_o estimada com todos os dados observados em relação a ET_o estimada com apenas $t_{méd}$ observado e as demais variáveis simuladas, foi 0,40 (Figura 5a).

Figura 5. Evapotranspiração de referência (ET_0) estimada pelo método de Penman-Monteith FAO-56 com dados observados e simulados no período seco. Na estimativa com dados simulados, trocou-se a variável meteorológica (temperatura do ar - $t_{méd}$, saldo de radiação - R_n , déficit de pressão do vapor d'água - DPV ou a velocidade do vento - u) pela medida na estação agrometeorológica para a estação seca.



Quando as estimativas com apenas R_n observado o r^2 foi de 0,92 (Figura 5b). Nesses dois casos, as estimativas de ET_0 com os dados observados foram em média 8,9 e 3,5 % superiores as estimativas de ET_0 com os dados simulados e apenas $t_{méd}$ ou R_n observados, respectivamente. Os r^2 indicaram que ET_0 determinada com dados simulados e apenas DPV (Figuras 5c) e u (Figura 5d) observados foi correlacionado com ET_0 determinada apenas com dados observados em, 0,56 e 0,40, respectivamente. Nesses casos, ET_0 estimada com dados observados foi superior a ET_0 determinada com apenas DPV ou u observados, em torno de 9,1 e 5,1 %, respectivamente.

A análise de cada variável meteorológica individualmente mostrou que a utilização de apenas R_n (ou o DPV) observado para estimar ET_0 pelo método de PM-FAO56, conferiu maior correlação com ET_0 determinada com os dados observados. Isso indicou que as variáveis R_n e DPV foram as que mais influenciaram nas estimativas de ET_0 pelo método de PM-FAO56 e devem ser melhoradas a sua simulação para a obtenção de melhores estimativas de ET_0 com simulações de dados meteorológicos. Resultados análogos foram observados por Arca et al. (2005), Duce, Snyder e Spano (2000) e Ishak et al. (2010), onde R_n foi a variável simulada nos modelos meteorológicos que apresentou as menores precisões e acurácias em relação aos dados observados.

6 CONCLUSÕES

As simulações do WRF para o saldo de radiação e velocidade do vento não apresentam estimativas precisas e acuradas para a região de Rio Largo, Alagoas, sendo necessário avaliar outros esquemas de parametrizações do modelo. Para as condições climáticas da região de estudo, o modelo de Penman-Monteith parametrizado pelo boletim FAO-56 apresenta maior sensibilidade ao saldo de radiação, em relação aos termos aerodinâmicos (temperatura do ar, déficit de pressão de saturação do vapor d'água do ar e velocidade do vento) do modelo. A aplicação do modelo atmosférico de mesoescala WRF para a estimativa da evapotranspiração de referência pelo modelo de Penman-Monteith FAO-56 na região de Rio Largo, Alagoas necessita de melhorias das simulações dos componentes de radiação do WRF.

7 AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), Conselho Nacional de desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Alagoas (FAPEAL).

8 REFERÊNCIAS

- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO, 1998. 328 p. (Irrigation and Drainage Paper, 56).
- ARCA, B.; DUCE, P.; SNYDER, R. L.; SPANO, D.; FIORI, M. Use of numerical weather forecast and time series models for predicting reference evapotranspiration. **Acta Horticulturae**, Leuven, v. 664, p. 39-46, 2005.
- BENDER, F. D.; YNOUE, R. Y. Avaliação do prognóstico da temperatura do ar com o modelo operacional WRF em São Paulo. **Revista Ciência e Natura**, Santa Maria, p. 215-218, 2011. Suplemento. Workshop Brasileiro de Micrometeorologia, 7., 2011.
- CARVALHO, D.; ROCHA, A.; GÓMEZ-GASTEIRA, M.; SANTOS, C. A sensitivity study of the WRF model in wind simulation for area of high wind energy. **Environmental Modelling & Software**, Amsterdam, v. 33, p. 23-34, 2012.
- CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. **Monthly Weather Review**, Washington, v. 129, p. 569-585, 2001.
- DUCE, P.; SNYDER, R. L.; SPANO, D. Forecasting reference evapotranspiration. **Acta Horticulturae**, Leuven, v. 537, p. 135-141, 2000.
- GRELL, G.A.; D. DÉVÉNYI. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, Weinheim, v. 29, p. 38.1-38.4, 2002.

FERREIRA JUNIOR, R.A.; SOUZA, J.L.; ESCOBEDO, J.L.; TEODORO, I.; LYRA, G.B.; ARAÚJO NETO, R.A. Cana-de-açúcar com irrigação por gotejamento em dois espaçamentos entrelinhas de plantio. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 18, n. 8, p. 798-804, 2014.

ISHAK, A.; BRAY M.; REMESAN, R.; HAN, D. Estimating reference evapotranspiration using numerical weather modelling. **Hydrological Processes**, Weinheim, v. 24, p. 3490-3509, 2010.

KUSAKA, H.; HAYAMI, H. Numerical simulation of local weather for a high photochemical oxidant event using the WRF model. **JSME International Journal, Series B**, Tokyo, v. 49, p. 72-77, 2006.

LARA-FANEGO, V.; RUIZ-ARIAS, J.A.; POZO-VÁSQUEZ, D. SANTOS-ALAMILLOS, F.J.; TOVAR-PESCADOR, J. Evaluation of the WRF model solar irradiance forecasts in Andalusia (southern Spain). **Solar Energy**, Amsterdam, v. 86, p. 2200-2217, 2012.

LIN, Y.L.; FARLEY, R.D.; ORVILLE, H.D. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, Boston, v. 22, p. 1065-1092, 1983.

LYRA, G. B.; PEREIRA, A. R.; SEDIYAMA, G.C.; LYRA, G.B.; SANTIAGO, A.V.; FOLEGATTI, M.V. Média diária do déficit de pressão de saturação do vapor d'água do ar e sua influência na evapotranspiração de referência pelo modelo de Penman-Monteith (FAO 56) em Piracicaba - SP. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 24, p. 328-337, 2004.

LYRA, G. B.; LYRA, G. B.; SOUZA, J.L.; SANTOS, M.A. Balanço seqüencial de água no solo para o manejo da irrigação de baixa frequência e alta intensidade na cana-de-açúcar. **STAB - Açúcar, Alcool e Subprodutos**, Piracicaba, v. 28, p. 22-25, 2010.

MLAWER, E. J.; TAUBMAN, S.J.; BROWN, P.D.; IACONO, M.J.; CLOUGH, S.A. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research**, Weinheim, v. 102, p. 16663-16682, 1997.

MÖLDERS, N. Suitability of the weather research and forecasting (WRF) model to predict the June 2005 fire weather for interior Alaska. **Weather and Forecasting**, Boston, v. 23, p. 953-973, 2008.

MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. M. Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. **Trudy Geofizicheskogo Instituta, Akademiya Nauk SSSR**, Moscow, v. 151, p. 163-187, 1954.

MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. **Symposium of Society on Experimental Biology**, London, v. 19, p. 205-234, 1965.

OLIVEIRA-FILHO, C. L. Prognóstico das variáveis meteorológicas e da evapotranspiração de referência com o modelo de previsão do tempo GFS/NCEP. 2007, 55f Dissertação

(Mestrado em Agronomia) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba.

PLEIM, J. E. A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part II: Application and evaluation in a mesoscale meteorological model. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, Boston, v. 46, p. 1396-1409, 2007.

SANTOS, M.A.; LYRA, G.B.; LYRA, G.B.; SOUZA, J.L.; SEDIYAMA, G.C. Coeficiente da cultura no estágio inicial de desenvolvimento para cana-de-açúcar em diferentes datas de plantio na região de Tabuleiros Costeiros de Alagoas. **STAB - Açúcar, Álcool e Subprodutos**, Piracicaba, v. 27, p. 30-33, 2009.

SHEM, W.; SHEPERED, M. On the impact of urbanization on summertime thunderstorms in Atlanta: Two numerical model case studies. **Atmospheric Research**, Amsterdam, v. 92, p. 172-189, 2009.

SOUZA, J.L.; MOURA FILHO, G.; LYRA, R.F.; TEODORO, I.; SANTOS, E.A.; SILVA, J.L.; SILVA, P.R.T.; CARDIM, A.; AMORIN, E.C. Análise da precipitação pluvial e temperatura do ar na região do Tabuleiro Costeiro de Maceió, AL, período 1972-2001. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 11, p. 131-141, 2004.

SKAMAROCK, W. C. J. B.; KLEMP, J.; DUDHIA, GILL, D. O.; BARKER, D. M.; WANG, W.; POWERS, J. G. **A description of the advanced research WRF Version 3**. Boulder, Colorado: National Center for Atmospheric Research, 2008 p. 125. (NCAR/TN-475+STR).

VESCOVE, H. V.; TURCO, J. E. P. Comparação de três métodos de estimativa da evapotranspiração de referência para a região de Araraquara-SP. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 25, p. 713-721, 2005.

WILLMOTT, C. J. On the validation of models. **Physical Geography**, Norwich, v. 2, p. 184-194, 1981.

WILLMOTT, C. J.; ROBESON, S. M.; MATSUURA, K. Short communication a refined index of model performance. **International Journal of Climatology**, Weinheim, v. 32, p. 2088-20948, 2011.

ZOLNIER, S.; LYRA, G. B.; GATES, R. S. Evapotranspiration estimates for greenhouse lettuce using an intermittent nutrient film technique. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v. 47, p. 271-282, 2004.