

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-105.

VALESCA RODRIGUEZ FERNANDES

**DESEMPENHO DO MODELO ATMOSFÉRICO DE MESOESCALA WRF NA
ESTIMATIVA DE VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS E DA
EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA**

MACEIÓ- AL

2012

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-105.

VALESCA RODRIGUEZ FERNANDES

**DESEMPENHO DO MODELO ATMOSFÉRICO DE MESOESCALA WRF NA
ESTIMATIVA DE VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS E DA
EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA**

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de pós-graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. José Leonaldo de Souza
Co-orientador: Prof. Dr. Rosiberto Salustiano
da Silva Júnior

MACEIÓ - AL

2012

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico
Bibliotecária Responsável: Maria Helena Mendes Lessa

F363d Fernandes, Valesca Rodriguez.
Desempenho do modelo atmosférico de mesoescala WRF na estimativa de variáveis meteorológicas e da Evapotranspiração de referência / Valesca Rodriguez Fernandes. - 2012.
69 f. : il., tabs.

Orientador: José Leonaldo de Souza.
Co-Orientador: Rosiberto Salustiano da Silva Júnior
Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas.
Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2012.

Bibliografia: f. 64-69.

1. Evapotranspiração de referência. 2. Modelo atmosférico de mesoescala.
3. Temperatura do ar. 4. Velocidade do vento. 5. Umidade relativa do ar.
6. Irradiação solar. 7. Déficit de pressão do vapor d'água. I. Título.

CDU: 551.509.313.43 (813.5)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-105.

*“DESEMPENHO DO MODELO ATMOSFÉRICO DE MESOESCALA WRF NA
ESTIMATIVA DE VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS E DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO
DE REFERÊNCIA”*

Valesca Rodriguez Fernandes

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Aprovado pela Banca Examinadora composta por:

Prof. Dr. José Leonaldo de Souza
(Orientador)

Prof. Dr. Rosiberto Salustiano da Silva Junior
(Co-orientador)

Prof. Dr. Fêdo Teodoro
(Membro Interno - CECA)

Prof. Dr. Gustavo Bastos Lyra
(Membro Externo - UFRRJ)

Dezembro/2012

**Aos meus pais Annie e Enio, à minha irmã
Verônica e ao meu namorado Vinicius, dedico.**

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais e minha irmã por acreditarem em mim dando muito apoio, força, amor e amizade que foram indispensáveis neste momento.

Ao Vinicius Sperling, meu namorado, amigo e colega que sempre esteve ao meu lado em todos os momentos, que sempre acreditou no meu potencial e me deu muita força.

Ao Professor José Leonaldo de Souza pela orientação, incentivo, dedicação e ensinamentos repassados que foram fundamentais para a realização deste trabalho.

Ao Professor Rosiberto Salustiano da Silva Júnior, pela ajuda na modelagem atmosférica do modelo WRF.

Aos professores Gustavo Bastos Lyra e Iêdo Teodoro por terem aceitado o convite para a participação na banca examinadora, colaborando com sugestões e críticas construtivas que possibilitaram o aprimoramento do trabalho.

Aos professores da Pós-Graduação do Instituto de Ciências Atmosféricas pelos ensinamentos.

Aos colegas do Laboratório de Agrometeorologia e Radiometria Solar: Ricardo, Marshall, Cícero Manoel, Maurício e Renato pela convivência, conselhos e ajudas no decorrer destes dois anos, além dos bons momentos de descontração.

Aos colegas de mestrado pelo companheirismo.

Ao Instituto de Ciências Atmosféricas e a Universidade Federal de Alagoas.

À Fundação de Amparo a Pesquisas de Alagoas (Fapeal) pela concessão da bolsa.

RESUMO

O estudo da evapotranspiração de referência (ET_o) é de grande importância para resolução dos problemas relacionados aos recursos hídricos, tais como, manejo agrícola. A medição das variáveis meteorológicas torna-se fundamental, pois as mesmas influenciam diretamente na ET_o. Porém, é inevitável lembrar a falta de estações de superfície com medições das variáveis meteorológicas e, também, as incertezas quanto ao padrão espacial e temporal da mesma. Para isso, surge uma tecnologia incipiente, a modelagem numérica da atmosfera que associada ao rápido crescimento do poder computacional, torna-se uma ferramenta essencial. O objetivo principal deste estudo foi avaliar o desempenho do modelo atmosférico de mesoescala *Weather Research and Forecasting* (WRF) na simulação das variáveis meteorológicas e a estimativa da Evapotranspiração de referência (ET_o) utilizando-se destas variáveis simuladas. Os métodos de estimativa da ET_o foram Penman-Monteith e Hargreaves-Samani. As variáveis analisadas neste estudo foram: temperatura média do ar, déficit de pressão do vapor d'água, saldo de radiação e a velocidade do vento. O desempenho do modelo foi comparado aos dados observados na estação agrometeorológica automática do Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal de Alagoas, situada em Rio Largo - AL. As melhores simulações foram para a temperatura média do ar e o déficit de pressão de saturação do vapor d'água, com valores do índice de concordância refinado (d_r) de 0,76 e 0,84 e coeficiente de determinação (r^2) de 0,76 e 0,63, respectivamente. Para o saldo de radiação e a velocidade do vento, os resultados encontrados não foram satisfatórios, os valores para o índice de concordância refinado variaram de 0,70 a 0,17 e os coeficientes de determinação de 0,34 a 0,62, respectivamente. Em consequência, da boa simulação para a temperatura do ar, verificou-se que a estimativa da ET_o pelo método de Hargreaves-Samani obteve boa concordância ($d_r=0,91$) e ótima precisão ($r^2= 0,76$) comparado ao cálculo a partir dos dados observados na estação agrometeorológica. A concordância entre a estimativa da ET_o com o método de Penman-Monteith com dados simulados e com dados observados, obteve-se concordância menor ($d_r=0,77$), devido ao desempenho da simulação da irradiância solar global. Também, analisou-se a influência das variáveis meteorológicas na equação de Penman-Monteith. Os resultados mostraram que o saldo de radiação é a que mais influencia na equação, e por isso, deveria ser ajustada no modelo WRF para a obtenção de resultados melhores e similares à estimativa da Evapotranspiração com o uso de dados observados.

Palavras Chave: Evapotranspiração de referência. Modelo atmosférico de mesoescala. Temperatura do ar. Velocidade do vento. Irradiação solar. Umidade relativa do ar. Déficit de pressão de vapor d'água.

ABSTRACT

The study of reference evapotranspiration (ET_o) is very important for solving the problems related to water resources, such as agricultural management. Measurement of meteorological variables becomes critical because they directly influence the ET_o. However, it is inevitable to remember the lack of stations with surface measurements of meteorological variables and also the uncertainty regarding the spatial and temporal patterns of the same. For this, there is an emerging technology, numerical modeling of the atmosphere associated with the rapid growth of computing power, it becomes an essential tool. The main objective of this study was to evaluate the performance of mesoscale atmospheric model Weather Research and Forecasting (WRF) meteorological variables in the simulation and the estimation of reference evapotranspiration (ET_o) using these dummy variables. The methods for estimating the ET_o were Penman-Monteith and Hargreaves-Samani. The variables analyzed in this study were: air temperature, vapor pressure deficit of water, net radiation and wind speed. The model performance was compared to the observed data in automatic weather station at the Center for Agricultural Sciences, Federal University of Alagoas, located in Rio Largo - AL. The best simulations were for the mean air temperature and saturation pressure deficit of water vapor, with the concordance index values refined (d_r) of 0.76 and 0.84 and a coefficient of determination (r^2) 0,76 and 0.63, respectively. For the net radiation and wind speed, the results were not satisfactory, the values for the concordance index refined ranged from 0.70 to 0.17 and the coefficient of determination from 0.34 to 0.62, respectively. Consequently, good simulation for the air temperature, it was found that the estimation of ET_o by the method of Hargreaves-Samani obtained good agreement ($d_r = 0.91$) and excellent precision ($r^2 = 0.76$) compared to the calculation From the data observed in the weather station. The agreement between the estimated ET_o with the Penman-Monteith with simulated data and observed data was obtained lower concordance ($d_r = 0.77$), due to the performance simulation of global solar irradiance. Also, we analyzed the influence of meteorological variables in the equation of Penman-Monteith. The results showed that the amount of radiation is that which most affects the equation, and therefore, should be adjusted in the WRF model to obtain better results and similar to the evapotranspiration by using observed data.

Keywords: Reference evapotranspiration. Atmospheric mesoscale model. Air temperature. Wind speed. Solar irradiation. Relative humidity. Deficit pressure water vapor.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Evapotranspiração de referência.....	21
Figura 2 -	Mapa do Estado de Alagoas, em destaque o município de Rio Largo, onde se localiza a estação agrometeorológica automática.....	25
Figura 3 -	Estação agrometeorológica automática, localizada no Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal de Alagoas.....	26
Figura 4 -	Sensores de medida das variáveis meteorológicas e o Datalogger.....	27
Figura 5 -	Domínio utilizado, onde se destaca a estação agrometeorológica automática.....	29
Figura 6 -	Sistema de coordenadas verticais do modelo WRF.....	30
Figura 7 -	Fluxograma para execução do modelo.....	32
Figura 8 -	Variação diária e dispersão da temperatura média do ar simulada ($T_{med_{SIM}}$) observada ($T_{med_{OBS}}$) nos períodos chuvoso (a, b) e seco (c, d), respectivamente.....	41
Figura 9 -	Variação diária e dispersão do saldo de radiação (Rn_{SIM}) observada (Rn_{OBS}) nos períodos chuvosos (a, b) e seco (c, d), respectivamente.....	44
Figura 10 -	Variação diária e dispersão do déficit de pressão de vapor d'água simulada (DPV_{SIM}) e observada (DPV_{OBS}) nos períodos chuvoso (a, b) e seco (c, d).....	46
Figura 11 -	Variação diária e dispersão da velocidade do vento simulada (U_{SIM}) e observada (U_{OBS}) nos período chuvoso (a, b) e seco (c, d).....	48
Figura 12 -	Variação diária e dispersão da Evapotranspiração de referência estimada pelo método de Penma-Monteith com o uso dos dados simulados (ET_{OP-M} Simulada) e observados (ET_{OP-M} Observada) nos períodos chuvoso (a, b) e seco (c, d).....	51
Figura 13 -	Variação diária e dispersão da Evapotranspiração de referência estimada pelo método de Hargreaves-Samani com o uso dos dados simulados (ET_{OH-S} Simulada) e observados (ET_{OH-S} Observada) nos períodos chuvoso (a, b) e seco (c, d).....	55

Figura 14 - Dispersão diária entre os valores para as estimativas da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith com dados observados e dados simulados no período seco. Na estimativa com dados simulados, trocou-se a variável meteorológica temperatura média do ar (T_{med}) pela medida observada na estação agrometeorológica para a estação a) chuvosa e b) seca. E trocou-se a variável déficit de pressão do vapor d'água (DPV) no período c) chuvoso e d) seco. A linha tracejada vermelha indica a reta 1:1..... 58

Figura 15 - Dispersão diária entre os valores para as estimativas da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith com dados observados e dados simulados no período seco. Na estimativa com dados simulados, trocou-se a variável meteorológica saldo de radiação (R_n) pela medida observada na estação agrometeorológica para a estação a) chuvosa e b) seca. E trocou-se a variável velocidade do vento (U) no período c) chuvoso e d) seco. A linha tracejada vermelha indica a reta 1:1..... 59

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Característica dos sensores de medida das variáveis meteorológicas.....	27
Tabela 2 -	Parametrizações físicas utilizadas pelo modelo WRF.....	31
Tabela 3 -	Indicativos estatísticos (média (\bar{T}), desvio padrão (s), coeficiente de determinação (r^2), coeficiente angular da reta (b), índice de concordância refinado (d_r) e o erro absoluto médio (MAE)) da temperatura média do ar entre os dados observados (OBS) e simulados (SIM) para os períodos chuvoso e seco.....	42
Tabela 4 -	Indicativos estatísticos (média (\overline{Rn}), desvio padrão (s), coeficiente de determinação (r^2), coeficiente angular da reta (b), índice de concordância refinado (d_r) e erro absoluto médio (MAE)) da variável meteorológica saldo de radiação (Rn) entre dados observados (OBS) e simulados (SIM) para os períodos chuvoso e seco.....	45
Tabela 5 -	Indicativos estatísticos (média (\overline{DPV}), desvio padrão (S), coeficiente de determinação (r^2), coeficiente angular da reta (b), índice de concordância refinado (d_r) e erro absoluto médio (MAE)) da variável meteorológica déficit de pressão de vapor d'água entre dados observados (OBS) e simulados (SIM) para os períodos chuvoso e seco.....	47
Tabela 6 -	Indicativos estatísticos (média (\bar{U}), desvio padrão (s), coeficiente de determinação (r^2), coeficiente angular da reta (b), índice de concordância refinado (d_r) e erro absoluto médio (MAE)) da variável meteorológica velocidade do vento entre dados observados (OBS) e simulados (SIM) para os períodos chuvoso e seco.....	49
Tabela 7 -	Dados diários observados e simulados da ETo, saldo de radiação (R_n) e déficit de pressão de vapor d'água (DPV) para os dias 110, 112, 174, 175 e 177.....	50
Tabela 8 -	Valores observados e simulados para as variáveis meteorológicas Saldo de Radiação (R_n) e Déficit de Pressão do Vapor d'água (DPV) para os dias do ano 45, 46 e 47 (equivalentes aos dias 14, 15 e 16 de fevereiro de 2008).....	52
Tabela 9 -	Valores observados (OBS) e simulados (SIM) para as variáveis	

	meteorológicas Saldo de Radiação (R_n) e Déficit de Pressão do Vapor d'água (DPV) para os dias do ano 71 e 84 (equivalentes aos dias 11 e 24 d e março de 2008).....	52
Tabela 10 -	Indicativos estatísticos (média (\overline{ETO}), desvio padrão (s), coeficiente de determinação (r^2), coeficiente angular da reta (b), índice de concordância refinado (d_r) e erro absoluto médio (MAE)) da evapotranspiração de referência estimada pelo método de Penman-Monteith entre dados observados (OBS) e simulados (SIM) para os períodos chuvoso e seco.....	53
Tabela 11 -	Evapotranspiração de referência (ETo) e a temperatura máxima do ar (Temp. Máx.) observadas e simuladas para os dias do ano 110, 112 e 138.....	54
Tabela 12 -	Indicativos estatísticos (média (\overline{ETO}), desvio padrão (s), coeficiente de determinação (r^2), coeficiente angular da reta (b), índice de concordância refinado (d_r) e o erro absoluto médio (MAE)) da evapotranspiração de referência estimada pelo método de Hargreaves-Samani entre dados observados (OBS) e simulados (SIM) para os períodos chuvoso e seco.....	56
Tabela 13 -	Coeficiente de determinação (r^2) para a estimativa da evapotranspiração de referência entre dados simulados e observados para os períodos seco e chuvoso.....	60
Tabela 14 -	Média dos desvios da evapotranspiração de referência simulada e observada para todas as condições de nebulosidade (K_t).....	61
Tabela 15 -	Evapotranspiração de referência entre dados simulados (1) e observados (2) nas estações seca e chuvosa para cada condição de nebulosidade (K_t).....	62

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

FAO	Food and Agriculture Organization (Organização para alimentação e Agricultura das Nações Unidas)
ET_o	Evapotranspiração de referência
WRF	Weather Research and Forecasting
VCAN	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
RNA	Redes Neurais Artificiais
DOI	Dia do ano
NCAR	Centro Nacional de Pesquisas Atmosféricas
BRAMS	Brazilian Regional Atmospheric Modelling System
MBE	Erro de Viés Médio
SEBAL	Surface Energy Balance Algorithms for Land
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
GFS	Sistema de Previsão Global
NCEP	Centro Nacional de Previsão do Meio Ambiente
NOAA	Administração Nacional de Oceanos e Atmosfera
CAPS	Centro de Análise e Previsão de Tempestades
FAA	Administração Federal de Aviação
NEB	Nordeste Brasileiro
FNL	Final Analysis

USGS

United States Geological Survey

MODIS

Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

LISTA DE SÍMBOLOS

R_n	Saldo de radiação (MJm^{-2})
R_g	Irradiação solar global (MJm^{-2})
G	Densidade de fluxo de calor do solo ($\text{MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$)
γ	Coefficiente psicrométrico ($\text{kPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$)
T_{med}	Temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C}$)
u₂	Velocidade do vento a 2m de altura (m.s^{-1})
e_s	Pressão de vapor de saturação d'água (kPa)
e_a	Pressão de vapor atual d'água (kPa)
Δ	Declividade da curva de pressão de vapor ($\text{kPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$)
Q_o	Irradiação extraterrestre no topo da atmosfera (MJm^{-2})
T_{máx}	Temperatura máxima do ar ($^{\circ}\text{C}$)
T_{mín}	Temperatura mínima do ar ($^{\circ}\text{C}$)
DPV	Déficit de pressão do vapor d'água (kPa)
U	Velocidade do vento (m.s^{-1})
d_r	Índice de concordância refinado
c	Índice de confiança ou desempenho

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	15
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	17
2.1	Desempenho de modelos de mesoescala.....	17
2.2	Análise de desempenho dos modelos no prognóstico das variáveis meteorológicas.....	18
2.3	Prognóstico da evapotranspiração de Referência.....	20
2.3.1	Formas clássicas.....	21
2.3.2	Outras formas.....	23
3	MATERIAIS E MÉTODOS.....	25
3.1	Região de Estudo.....	25
3.2	Dados da estação automática.....	26
3.3	Modelo de Mesoescala.....	28
3.4	Dados do modelo WRF.....	32
3.5	Estimativa da evapotranspiração de referência.....	34
3.5.1	Método de Penman-Monteith.....	34
3.5.2	Método de Hargreaves-Samani.....	35
3.6	Análise e desempenho dos dados.....	36
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	40
4.1	Variáveis meteorológicas.....	40
4.1.1	Temperatura do ar (T_{med}).....	40
4.1.2	Saldo de Radiação (R_n).....	43
4.1.3	Déficit de Pressão de Vapor d'água (DPV).....	45

4.1.4	Velocidade do Vento (U).....	47
4.2	Evapotranspiração de Referência.....	50
4.2.1	Método de Penman-Monteith (ET_{OP-M}).....	50
4.2.2	Método de Hargreaves-Samani (ET_{OH-S}).....	53
4.3	Análise da influência das variáveis meteorológicas simuladas na equação de Penman-Monteith.....	57
4.4	Transmitância atmosférica global diária (Kt) sazonal.....	60
5	CONCLUSÕES.....	63
	REFERÊNCIAS.....	64

1 INTRODUÇÃO

Atualmente se fala em mudanças nas condições atmosféricas (tempo e clima) que acarretam problemas em várias atividades humanas, com destaque negativo na produção agrícola que ocasionam secas prolongadas, enchentes, dentre outros eventos extremos. Por isso, é importante para a gestão dos empreendimentos agropecuários, monitorar as variáveis meteorológicas que influenciam e são necessárias para o planejamento e manejo dos cultivos agrícolas. Porém, as medições destes elementos meteorológicos são limitadas, devido às poucas estações meteorológicas distribuídas em todo o território brasileiro. A falta de rede de estações meteorológicas torna difícil quantificar espacialmente as variáveis meteorológicas, sendo necessários métodos alternativos que são aplicados regionalmente e com o custo relativamente baixo. (SILVA *et al.*, 2009)

Apresentam-se como metodologia recente, os modelos numéricos de previsão do tempo para aplicações em diversas áreas como, por exemplo, meteorologia, agronomia, entre outras áreas, em que a modelagem numérica torna-se ferramenta essencial. Desta maneira, o uso de modelos de previsão numérica do tempo é amplamente observado em diversas pesquisas científicas. Na agricultura, esta metodologia já está sendo utilizada como no caso dos trabalhos ISHAK *et al.*, 2010; ARCA *et al.*; 2005; SILVA *et al.*, 2009; OLIVEIRA, 2007; SILVA *et al.*, 2010, que utilizaram-se dos modelos de previsão do tempo para prognóstico das variáveis meteorológicas usadas nos métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o).

A modelagem atmosférica tornou-se ferramenta promissora, necessária na operação dos recursos hídricos e políticas de alocação de água que considera o aumento da demanda e seus múltiplos usos, associada à variabilidade climática (temporal e espacial) e seus impactos na oferta e sazonalidade dos recursos hídricos (SILVA *et al.*, 2010). O uso dos modelos de previsão numérica do tempo representa uma fonte valiosa de informação para a gestão dos recursos naturais. O uso de modelos de mesoescala visando refinar o detalhamento das previsões geradas por modelos de larga escala (RAMOS *et al.*, 2010) são práticas rotineiras em centros operacionais e de pesquisa em todo o mundo. Estas análises, com modelos, possibilitam previsões destinadas a áreas menores e usuários específicos e análise de fenômenos meteorológicos de escala menor (COELHO *et al.*, 2000).

Assim, a modelagem atmosférica de mesoescala no prognóstico das variáveis meteorológicas e da ETo supre a necessidade de maiores quantidades de estações meteorológicas, como também, o custo alto dos sensores de medida e da manutenção das estações meteorológicas. Os modelos de previsão do tempo depois de validados, não precisam de manutenção, nem que um observador vá periodicamente coletar os dados.

Após as considerações feitas para o uso da modelagem de mesoescala na estimativa de variáveis meteorológicas e a evapotranspiração de referência assume-se como **objetivo principal**:

➤ Avaliar o uso do modelo de previsão do tempo WRF no cálculo da evapotranspiração de referência como ferramenta para o manejo de água em atividades humanas.

Como **objetivos específicos**:

➤ Avaliar o desempenho do modelo de mesoescala WRF no prognóstico das variáveis meteorológicas;

➤ Validar as variáveis meteorológicas simuladas pelo modelo WRF com observações feitas em superfície, a partir de métodos estatísticos;

➤ Estimar a evapotranspiração de referência (ETo) pelos métodos de Hargreaves-Samani e Penman-Monteith com o uso dos dados simulados e observados;

➤ Validar a estimativa da ETo com o uso dos dados simulados a partir dos índices estatísticos.

➤ Analisar a influência das variáveis meteorológicas simuladas na equação de Penman-Monteith;

➤ Avaliar a influência da transmitância atmosférica global diária no modelo WRF.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Desempenho dos modelos de mesoescala

A modelagem atmosférica tem sido discutida como uma tecnologia recente, porém hoje, torna-se essencial o uso desta metodologia nos estudos de fenômenos atmosféricos e oceânicos. Os modelos de previsão do tempo tornaram-se uma ferramenta importante em análises temporais e espaciais das variáveis meteorológicas e da evapotranspiração de referência. Porém, ainda existe a necessidade de melhorias na qualidade das previsões e os meteorologistas vêm trabalhando bastante no desenvolvimento de técnicas, por exemplo, a assimilação de dados que é um método que combina os dados de modelos matemáticos e físicos com os dados observados. Esta técnica pode permitir uma melhoria nos modelos de previsão, com o intuito de que a simulação se aproxime cada vez mais da realidade. Também, é possível fazer ajustes nos modelos a partir da mudança de alguns parâmetros de entrada do modelo para a obtenção de uma aproximação mais real com o ambiente estudado. Sperling *et al.* (2012), ajustaram o modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF) com a mudança no parâmetro de entrada da vegetação, onde os autores concluíram que este ajuste melhorou os resultados significativamente, encontrando valores estatísticos de exatidão (d) e desempenho (c) para a estimativa da evapotranspiração pelo método de *Hargreaves-Samani* da ordem de 0,89 e 0,72, respectivamente. Pode-se concluir, que pelo índice de confiança proposto por Camargo e Sentelhas (1997), o modelo WRF obteve um bom desempenho.

Santos *et al.* (2011) analisaram o desempenho do Modelo BRAMS e WRF na estimativa dos fluxos de calor sensível e latente sobre o nordeste brasileiro e constataram que o modelo WRF mostrou-se mais preciso porque apresenta uma maior resolução espacial e, também, um conjunto de parametrizações mais detalhadas que o BRAMS. Ishak *et al.* (2010), analisaram o desempenho do modelo de mesoescala MM5 para a estimativa da evapotranspiração de referência e, a partir do modelo MM5 foram extraídas as saídas das variáveis meteorológicas que são inseridas no método de Penman-Monteith. Assim, foram feitas comparações das estimativas da evapotranspiração entre os dados simulados e observados. Com isso, os autores chegaram à conclusão que os menores erros foram encontrados para as variáveis, pressão atmosférica e temperatura do ar. E, para a análise da evapotranspiração estimada a partir dos dados da simulação, os valores simulados superestimaram os dados observados com um erro que variou de 30 a 40%.

Assim, ainda é necessário aperfeiçoar os modelos de previsão do tempo para a obtenção de resultados mais próximos da realidade. Porém, os modelos de mesoescala podem ser uma ótima ferramenta para melhorar a capacidade de gerenciar sistemas de irrigação e previsões de ETo mais precisas do que os modelos estatísticos. Além disso, as previsões precisas dos modelos podem ser essencialmente importantes para a obtenção dos dados onde não há a presença de estações de superfície com medidas a partir de métodos de interpolação espacial e temporal.

2.2 Análise de desempenho dos modelos no prognóstico das variáveis meteorológicas

Vários estudos vêm sendo realizados com modelos de mesoescala para o prognóstico das variáveis meteorológicas que apresentam uma enorme influência na evapotranspiração de referência (ETo). No processo da ETo, as variáveis meteorológicas influentes são a temperatura do ar, velocidade do vento, umidade relativa do ar e irradiação solar. Os dados meteorológicos utilizados como dados de entrada para a estimativa da evapotranspiração podem ser obtidos de maneiras diferentes, sendo que as mais comuns são observadas em estações meteorológicas e modelagem atmosférica. A primeira maneira gera resultados confiáveis, porém seu custo ainda é um fator limitante, visto que requerem grandes investimentos em instrumentos, estações meteorológicas e na manutenção das mesmas. Com relação à segunda forma, existem modelos numéricos de mesoescala como o WRF (SKAMAROCK *et al.*, 2008) que fornecem estes dados.

Desta forma, na literatura, são encontrados trabalhos recentes onde foram utilizados modelos de previsão do tempo no prognóstico destes parâmetros meteorológicos. A radiação solar é a principal fonte de energia, sendo responsável pelo aquecimento da superfície e do ar, onde este aquecimento torna-se favorável a demanda evaporativa do ar. A simulação da radiação solar é viável pela falta de medição desta variável em algumas estações meteorológicas. Lara-Fanego *et al.*, (2012) avaliaram o desempenho do modelo WRF na previsão de irradiância solar para a região do sul da Espanha e os resultados encontrados por estes autores foram que para a irradiação direta normal o MBE (erro de viés médio) encontrado foi de 2% (céu claro) e 18% (céu nublado) e para a irradiação global horizontal o MBE variou de 10% (céu claro) e 100% (céu nublado). Eles concluíram que a capacidade do modelo é ainda ilimitada em relação à previsão das condições de nebulosidade e que os melhores resultados para a irradiação solar foram simulados em condições de céu claro.

A variável temperatura do ar é mais facilmente obtida em estações meteorológicas, porém existem poucas estações distribuídas no Brasil, sendo necessária a simulação desta variável em qualquer ponto de latitude e longitude a ser estudado. Shem e Shepherd (2009) analisaram o impacto da urbanização sobre tempestades de verão em Atlanta, onde obtiveram análises da temperatura do ar simulada pelo modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF) em uma estação urbana no nordeste de Atlanta/EUA. O modelo superestimou cerca de 2°C a temperatura observada na estação e o coeficiente de correlação entre a observação e a simulação foi de 0,63. A margem do erro encontrado neste trabalho foi semelhante ao estudo de Kusaka e Hayami (2006) utilizando simulações do modelo WRF. Resultados semelhantes foram encontrados por Mölders (2008) em que o modelo WRF captou a evolução temporal da temperatura média diária, tendo como resultado um coeficiente de correlação linear de 0,86.

A velocidade do vento é um elemento meteorológico que intervém ativamente no fenômeno de evaporação, atua como transporte advectivo de energia de uma região mais seca para uma região mais úmida (PEREIRA *et al.*, 2002). Carvalho *et al.* (2012) simularam o vento utilizando o modelo WRF e os resultados obtidos foram que o modelo revelou uma sensibilidade significativa a complexidade do terreno local ao simular a velocidade do vento. A simulação do vento foi subestimada em locais com maior complexidade da topografia do terreno. Os autores afirmam que quanto maior a complexidade do terreno local real maior será a diferença entre as simulações e observações. Uma sugestão para melhoria seria a utilização de dados do terreno mais detalhados no modelo e que as simulações realizadas devem ser utilizadas com precaução em áreas com elevada complexidade do terreno. Mölders (2008) analisou a velocidade do vento no interior do Alaska com o uso do modelo WRF e teve como resultados que o modelo superestima a velocidade do vento, mas capta com precisão o comportamento médio temporal. O autor afirma que estas diferenças, entre a simulação e a observação, são devido ao modelo não resgatar tão bem a topografia do terreno e confirma que o terreno é mais suave em qualquer modelo de mesoescala que o terreno real.

A variável meteorológica umidade relativa do ar (UR), ou seja, o vapor d'água é um dos constituintes do ar atmosférico, chegando a ter 4% em volume. Esse volume é determinado pela temperatura do ambiente, pois a capacidade de contenção do vapor d'água na atmosfera é função da temperatura do ar. A umidade relativa do ar é determinante no processo evaporativo, pois quando essa variável baixa é um indicativo de aumento na demanda evaporativa da atmosfera. Esta demanda evaporativa da atmosfera está relacionada

com a sua capacidade de remover água da superfície, necessária para a manutenção do ciclo hidrológico, bem como da quantidade de calor latente necessário para a alimentação dos seus diferentes processos. Quanto maior a umidade relativa do ar, menor é a demanda evaporativa; portanto, menor a evapotranspiração (PEREIRA *et al.*, 2002). Nas simulações por modelos desta variável, Litta *et al.* (2012) obtiveram como resultados para a região de Kolkata que as simulações da UR são razoavelmente bem simuladas pelo modelo WRF, sendo condizentes com a observação. Mölders (2008) analisando a UR para o interior do Alaska utilizando o modelo WRF para a simulação desta variável obteve resultados em que a UR é ligeiramente superestimada quando comparada aos dados observados, apresentando uma correlação igual a 0,679.

2.3 Prognóstico da evapotranspiração de referência

A evapotranspiração é uma variável muito importante no ciclo da água na natureza, sendo uma componente fundamental no balanço hídrico. A obtenção desta variável é de fundamental importância em várias atividades humanas como: planejamento e operação de sistemas de irrigação e estudos de épocas de semeadura que aumentam a eficiência de utilização da água estudos hidrológicos, problemas ambientais, reserva e economia de água. Na literatura, encontram-se vários tipos de evapotranspiração como a evapotranspiração de referência (ET_o) que define-se como a quantidade de água evapotranspirada para superfície com vegetação rasteira, cobrindo o solo em uma altura uniforme sem deficiência hídrica (ALLEN *et al.*, 1998; PEREIRA *et al.*, 1997). De acordo com Pereira *et al.* (1997), a ET_o é aquela que ocorre numa cultura de alfafa com altura entre 0,3 e 0,5m, com aproximadamente 100m de área de tampão. Já para Allen *et al.* (1998), a ET_o é definida como sendo aquela com cultura de referência hipotética, com altura fixa de 0,12 m, albedo de 0,23 e a resistência da cobertura ao fluxo de vapor d'água de 70 s.m⁻¹. A ET_o não leva em consideração as características da cultura e fatores do solo, sendo função apenas das condições meteorológicas (Figura 1).

Figura 1 – Evapotranspiração de referência.



Fonte: Adaptado de Allen et al (1998).

2.3.1 Formas clássicas

A evapotranspiração de referência pode ser determinada por métodos de medição, como evapotranspirômetros ou lisímetros. Porém, o custo da instalação destes equipamentos é relativamente elevado e sua operação exige mão-de-obra especializada, por este motivo o uso destes métodos tornam-se impraticáveis para o contexto de pesquisa e experimentação agrometeorológica. A utilização destes métodos tem ficado restrito ao âmbito da investigação científica, em áreas pequenas e submetidas a exaustivos estudos (VAREJÃO, 2006). Para fins práticos, torna-se necessário estimar a evapotranspiração por métodos que usam variáveis meteorológicas, obtidas em estações agrometeorológicas ou meteorológicas, convencionais ou automáticas. Para a estimativa da evapotranspiração, na literatura existem inúmeros métodos. Uma revisão mais detalhada sobre medidas e estimativas encontra-se em Rana e Katerji (2000). Estes métodos são classificados como métodos empíricos e combinados. Os métodos empíricos são aqueles que se utiliza de equações empíricas, são eles os métodos de Thornthwaite (1948), Linacre (1977) e Hargreaves- Samani (HARGREAVES-SAMANI, 1985; SILVA *et al.* 2005). Os métodos combinados são aqueles que adquirem ao método o balanço energético e a transferência de massa, como o método de Penman (1948), Penman-Monteith (ALLEN *et al.*, 1998). Camargo e Sentelhas (1997) avaliaram o desempenho de 21 métodos de estimativa da evapotranspiração potencial para o estado de São Paulo, comparando com as medidas dos evapotranspirômetros. Os resultados encontrados foram baseados no índice de desempenho (c), que reúne os índices de precisão “r” e de exatidão “d”, onde o método de Thornthwaite obteve um desempenho muito bom, enquanto os métodos de Penman-Monteith e Penman tiveram um bom desempenho. Alguns métodos que não obtiveram um bom resultado para São Paulo, em outros estados os resultados encontrados foram melhores.

Um destes métodos é o de Hargreaves-Samani, onde a estimativa de ETo (Silva *et al.*, 2005) permite, na ausência de dados de variáveis meteorológicas como velocidade do vento, umidade do ar, ou dados de qualidade duvidosa, proceder à disponibilização de informação sobre a ETo tendo apenas a informação referente à variável temperatura do ar. Vários estudos mostram que esta equação se ajusta bem para períodos de 10 dias ou superiores (Jensen *et al.*, 1990; Droogers & Allen, 2002). A equação de Hargreaves e Samani tende a sobrestimar em regiões úmidas e subestimar em regiões áridas (Jensen *et al.*, 1990; Droogers & Allen, 2002). Assim, esta equação pode ser uma boa opção para o cálculo da evapotranspiração de referência. CHAGAS, G. *et al.* (2008), estimaram a taxa da evapotranspiração pelos métodos de Linacre e Hargreaves-Samani, onde obtiveram que os resultados das estimativas da Evapotranspiração pelo método de Linacre superestimaram quando comparados aos valores estimados pelo método de Hargreaves-Samani. Este método que é baseado na temperatura do ar foi testado em duas regiões vinícolas brasileiras e, comparado ao método padrão Penman-Monteith apresentou uma tendência média em superestimar os valores diários de ETo em 2%, no noroeste paulista, e em 1%, na Serra Gaúcha. O método obteve um desempenho classificado como muito bom nos dois locais estudados de acordo com os coeficientes estatísticos adotados (CONCEIÇÃO; MARIN, 2007; CONCEIÇÃO; MANDELLI, 2005). Portanto, este método pode ser uma ótima alternativa para a estimativa da evapotranspiração de referência para locais onde se dispõe somente de dados de temperatura máxima e mínima. Este método apresenta adequada precisão para se estimar a ETo, como no caso para a região do norte Fluminense, RJ (MENDONÇA, 2003) e para a região de Sobral, CE (GONÇALVES *et al.*, 2009).

O método Penman-Monteith é um método simplificado do método de Penman (1948), considerado padrão internacional, de acordo com o Boletim Irrigation and Drainage 56 da FAO. Este método físico considera que a evapotranspiração é proveniente dos termos energético e aerodinâmicos, os quais são controlados pelas resistências do transporte de vapor da superfície para a atmosfera. O método Penman-Monteith (ALLEN *et al.*, 1998) é recomendado por apresentar praticidade e fornecer resultados bastante satisfatórios para a estimativa da evapotranspiração e, também, é um método que pode ser usado em escala diária. Este método é aplicado em várias condições climáticas, e tem apresentado resultados muito bons. Souza (1998) fez um estudo comparativo entre os métodos de Penman-Monteith e Hargreaves em sete municípios do Estado do Ceará. Para esta análise, utilizaram-se os resultados tabelados por Hargreaves, e comparou-se com os obtidos através da utilização da

equação de Penman-Monteith utilizando dados disponíveis no Plano Estadual de Recursos Hídricos (PERH) e aqueles contidos no PERH. Sua conclusão, no que diz respeito aos métodos de Hargreaves e Penman-Monteith, é que o primeiro subestima a evapotranspiração entre 3 a 23% em relação ao segundo.

2.3.2 Outras formas

Existem várias metodologias para obtenção da evapotranspiração, a primeira delas aqui discutida é a utilização da estatística climatológica da evapotranspiração através de uma série de dados meteorológico observados. Este procedimento foi utilizado para desenvolver mensalmente mapas de contorno de ETo para a Califórnia (PRUITT, 1984, PRUITT et al., 1987), citado em Duce *et al.*, 2000. Porém, esta maneira não é muito confiável porque dependendo do fenômeno meteorológico que ocorre pode mudar completamente o armazenamento de água do solo. Exemplos de alguns fenômenos meteorológicos, como Vórtice Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM), ondas de leste, eventos El Niño e La Niña, frentes frias e linhas de instabilidade que influenciam na precipitação no nordeste brasileiro e que podem mudar radicalmente as condições ambientais. Uma segunda forma seria prever a ETo por séries temporais, analisando a série quantitativamente (ARCA *et al.*, 2005). Esta maneira tem sido amplamente utilizada na modelagem dos processos hidrológicos. Estas séries temporais são válidas enquanto as variáveis físicas subjacentes não apareçam diretamente na análise e estas condições para terem validade devem durar longo prazo.

Uma terceira forma, porém nova é a utilização das técnicas de redes neurais artificiais (RNA) que vem sendo explorada. A RNA surgiu com o avanço dos sistemas computacionais e são ferramentas eficientes para modelar processos não lineares, oferecendo um meio relativamente rápido e flexível de modelagem, e, como resultado, algumas aplicações das RNA são relatadas nas referências sobre a evapotranspiração por vários autores, citados por Gocic *et al.*, 2011. A quarta forma, que tem sido muito trabalhada e discutida, é o uso do sensoriamento remoto como forma de estimar a evapotranspiração. Veloso *et al.* (2010), avaliou a eficiência da aplicação do modelo SEBAL em estimar os fluxos de energia em superfície e a evapotranspiração diária, numa extensa área de cultivo de arroz irrigado, no município de Paraíso do Sul, RS, tendo como parâmetros dados do sensor ASTER. As estimativas obtidas foram comparadas com medições de uma estação micrometeorológica. As estimativas mais precisas foram as de fluxo de calor sensível e de evapotranspiração diária.

Com resultados encontrados conclui-se que os dados de fluxo de energia, estimados com o sensor de alta resolução espacial ASTER, reproduzem corretamente os fluxos de energia na superfície da área analisada e permitem a estimativa da variabilidade espacial da evapotranspiração. Também, como resultado final, os autores mostraram que o modelo SEBAL com uso de imagens do sensor ASTER é eficiente para estimar os fluxos de energia em superfície e a evapotranspiração diária em regiões de cultivo de arroz.

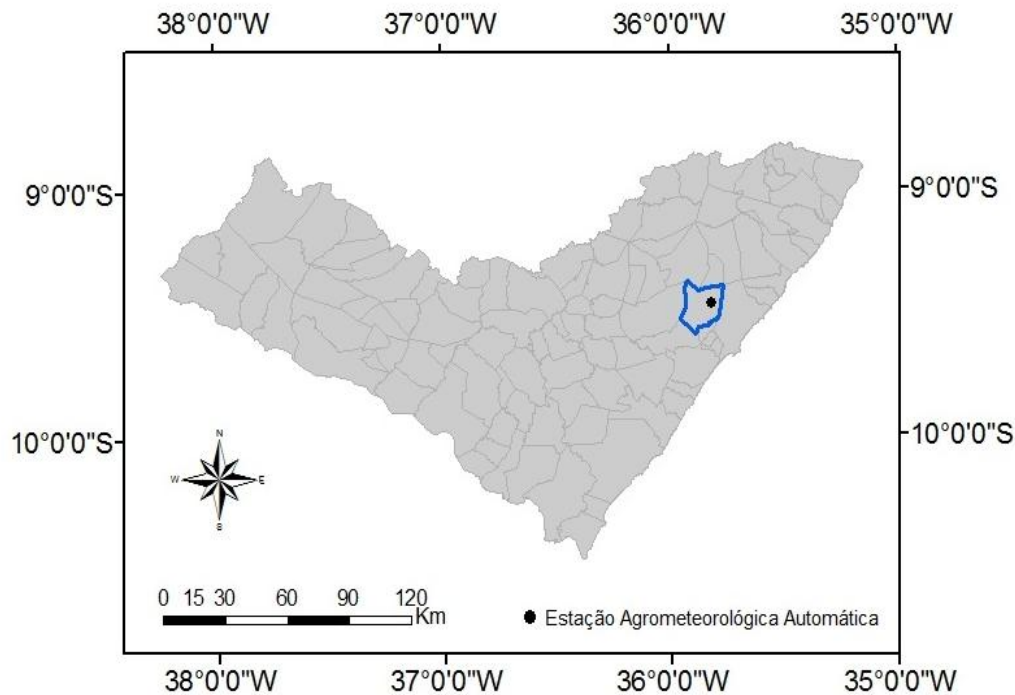
Por fim, outro método estudado, porém pouco discutido, é a utilização de modelos de previsão do tempo através da obtenção das variáveis meteorológicas que serão inseridas nos métodos para a estimativa da evapotranspiração. Oliveira (2007) utilizou modelo global GFS-NCEP para o prognóstico das variáveis meteorológicas utilizadas nos métodos de estimativa da evapotranspiração de referência, Thornthwaite e Penman-Monteith. Como resultado, baseado em índices estatísticos (coeficiente de confiança- c), obteve um bom desempenho do modelo. Assim como Ishak *et al.*(2010) que estimou a evapotranspiração de referência utilizando modelos numéricos do tempo. O modelo utilizado foi o MM5 e teve como resultado para a estimativa da evapotranspiração a partir dos dados simulados pelo modelo cerca de 30-40% de erro em comparação com a estimativa com variáveis meteorológicas observadas. Duce *et al.* (2000) e Arca *et al.* (2005), analisaram as previsões da ET_o utilizando um modelo de previsão de mesoescala comparando-as com as observações medidas em superfície para as regiões da Califórnia/USA. A ET_o foi calculada pelo método de Penman-Monteith. E, como resultado, o modelo subestimou em 2 a 10% os dados observados.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Região de estudo

A área estudada compreende o município de Rio Largo, o qual se localiza no Estado de Alagoas pertencente à região Nordeste do Brasil (Figura 2). A região de Rio Largo é tropical litorâneo com vegetação herbácea (gramíneas) e arbustiva (poucas árvores e espaçadas). Conforme a classificação climática de Thornthwaite (DOS SANTOS, 2012), o clima é caracterizado como úmido, megatérmico, com deficiência de água moderada no verão e grande excesso de água no inverno. Outras características climáticas dessa região para a média anual são a precipitação de 1817,6 mm e temperatura do ar de 25,4°C. Em Rio Largo localiza-se, no Centro de Ciências Agrárias (CECA) da Universidade Federal de Alagoas (UFAL), a estação agrometeorológica automática (Figura 3), com coordenadas geográficas de 9°28'02''S, 35°49'44''W e 127m de altitude, onde foram obtidos os dados observados.

Figura 2 – Mapa do Estado de Alagoas, em destaque o município de Rio Largo, onde se localiza a estação agrometeorológica automática.



Fonte: Autora, 2012.

Figura 3- Estação agrometeorológica automática, localizada no Centro de Ciências Agrárias Universidade Federal de Alagoas.



Fonte: Autora, 2012.

3.2 Dados da estação agrometeorológica automática

As variáveis meteorológicas foram obtidas na estação meteorológica automática do Centro de Ciências Agrárias (CECA) para o período de 01 de janeiro a 31 de dezembro de 2008. Os dados diários utilizados para o estudo foram temperatura do ar máxima e mínima, umidade relativa do ar mínima e máxima, irradiância solar global e a velocidade do vento medida a 2 metros de altura. Os instrumentos de medida das variáveis meteorológicas são mostrados na Figura 4 e suas características são expressas na Tabela 1. O saldo de radiação (R_n) de um gramado foi obtido a partir da equação 1:

$$R_n = 0,572 \cdot R_g \quad (1)$$

em que R_n é o saldo de radiação (MJ.m^2) e R_g é a irradiância solar global (MJ.m^2).

Esta equação foi obtida a partir de estudos no Laboratório de Agrometeorologia e Radiometria Solar (LARAS-UFAL), citada por Ferreira Junior (2010) que realizou medições

em grama com condições padrões (ALLEN et al., 1998), obtendo um coeficiente de determinação igual a 0,927.

Figura 4 - Instrumentos de medida das variáveis meteorológicas e o datalogger de armazenamento dos dados.



Fonte: Autora, 2012.

Tabela 1- Características dos sensores de medida das variáveis meteorológicas.

Variáveis Meteorológicas	Sensor – Marca	Altura da instalação (solo)
Temperatura do ar	Termohigrômetro automático (HMP45C, Campbell Scientific)	2m
Umidade Relativa do ar	Termohigrômetro automático (HMP45C, Campbell Scientific)	2m
Velocidade do Vento	Anemômetros automáticos (Modelo RM Young Campbell Scientific)	2m
Irradiância Solar Global*	Piranômetro (CM5, Kipp and Zonen Delft, The Netherlands)	4m

* A faixa espectral é de 305-2800nm com todos os horizontes livres.

Para a aquisição e armazenamento dos dados foi utilizado um datalogger da Campbell, modelo CR1000 programado para capturar as medidas a cada 10 segundos e armazenar as médias a cada 10 minutos. Os dados armazenados foram transferidos por um microcomputador com a utilização de um software da Campbellsci. Após a coleta dos dados,

estes foram organizados numa planilha eletrônica, separados mensalmente e processados no Laboratório de Agrometeorologia e Radiometria Solar (LARAS) para a obtenção dos dados diários.

3.3 Modelo de Mesoescala

Para o trabalho, utilizou-se o modelo atmosférico de mesoescala, denominado *Weather Research and Forecasting* (WRF), desenvolvido nos Estados Unidos pela união de esforços entre o Centro Nacional de Pesquisas Atmosféricas (NCAR), Divisão de Meteorologia de Meso e Microescala (MMM), a Administração Nacional de Oceanos e Atmosfera (NOAA), o Centro Nacional de Previsão do Meio Ambiente (NCEP), o Laboratório de Pesquisa Naval (NRL), o Centro de Análise e Previsão de Tempestades (CAPS) da Universidade de Oklahoma, e a Administração Federal de Aviação (FAA), juntamente com a participação de outros cientistas (SKAMAROCK *et al.*, 2005). O modelo WRF apresenta um código completamente aberto, que torna a sua utilização gratuita e disponível para download. A versão utilizada neste estudo foi a 3.3 (abril de 2011) com 28 níveis na vertical e 5 níveis no solo. Este modelo possui a opção de rodar no modo hidrostático e não-hidrostático e apresenta re-start em caso de interrupção da rodada do modelo. Assim, pode-se recomeçar a integração desde ponto de sua interrupção, eliminando-se a necessidade de recomeçar do tempo inicial. Esta característica é muito importante para previsão operacional, onde o tempo para disponibilizar o produto é essencial.

O WRF é usado em escalas espaciais horizontais de metros até milhares de quilômetros. A estrutura do software (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). Este sistema está disponível gratuitamente para domínio público na internet <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/>. A formulação física do modelo WRF é baseada na conservação da massa e expressa às variações de energia, momentum e umidade do ar, ou seja, baseia-se nos processos termodinâmicos da atmosfera terrestre e o detalhamento físico-matemático das simulações consta no manual do modelo (SKAMAROCK *et al.*, 2008) e de trabalhos científicos (CARVALHO, D., 2009; ZEPKA, G. 2011). O WRF foi desenvolvido 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 dos dados. Quando se deseja analisar mais detalhadamente

uma região de interesse que está inserida na grade original utilizada, é possível fazer aninhamento de grades. A vantagem em utilizar grades aninhadas é ter dados de uma área com uma alta resolução espacial, sem que toda a grade tenha que ser rodada.

O modelo foi configurado para três domínios, onde se definiu para o domínio 1, a área que abrange uma parte da América do Sul e Oceano Atlântico, com uma 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 e o domínio 3, abrange o estado de Alagoas e possui resolução espacial de 5 km. No estudo, o domínio utilizado para a obtenção dos dados do modelo, foi o domínio 3 com 81x81 pontos de grade. Na horizontal este domínio está apresentado na Figura 5. Nesta Figura, destaca-se a estação agrometeorológica, pois aos dados do modelo foram extraídos neste ponto de latitude e longitude referente à localização da região de estudo.

Figura 5 - Domínio utilizado, onde se destaca a estação agrometeorológica situada em Rio Largo, AL.

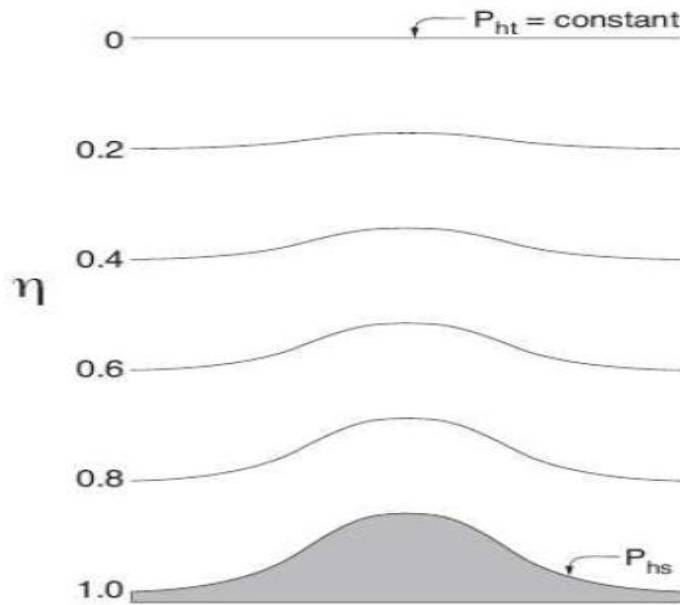


1 Estação Agrometeorológica situada no CECA, em Rio Largo/AL.

Fonte: Autora, 2012.

O sistema de coordenadas verticais do WRF é denominado η , representado pela Figura 6, porém não se utiliza como base o nível médio do mar. As variáveis calculadas não representam um valor sobre as superfícies verticais, mas uma média para a parcela entre duas superfícies.

Figura 6 - Sistema de coordenadas verticais do WRF.



Fonte: Adaptado de Skamarock *et al.* (2005).

O WRF suporta quatro projeções cartográficas que devem ser escolhidas de acordo com a latitude, são elas a Mercator, Cônica conforme Lambert, Polar Estereográfica e Latitude-Longitude, para este estudo utilizou-se a Mercator. Segundo OLIVEIRA (2006), para as condições de fronteiras do modelo WRF, a discretização temporal segue a seguinte forma, para a solução das equações do modelo é na forma de ondas, entretanto na solução existem tanto ondas lentas, as quais representam os fenômenos meteorológicos de interesse, quanto rápidas que seriam as ondas acústicas. As ondas sonoras são de pouco ou nenhum interesse para a meteorologia, entretanto precisam ser resolvidas para manter a estabilidade da solução. Várias técnicas foram desenvolvidas para resolver as ondas acústicas separadamente das demais ondas. O WRF utiliza uma dessas técnicas, um esquema de integração por passos de tempo. Enquanto ondas lentas são resolvidas utilizando Runge-Kutta de 3ª ordem (RK3), o modo horizontal de propagação das ondas acústicas é resolvido com um esquema de integração forward-backward e, o modo vertical, com um esquema implícito utilizando o Δt para ondas rápidas. A solução das ondas sonoras é aplicada como uma correção no RK3. Para a discretização espacial, o WRF utiliza uma grade do tipo C (ARAKAWA; LAMB, 1977). A vantagem em utilizar uma grade alternada é evitar o desacoplamento entre os termos da equação diferencial parcial, que ocorre quando variáveis interdependentes são resolvidas no mesmo ponto de grade. Com o aparecimento do desacoplamento, é introduzida uma grande imprecisão no cálculo pelo módulo computacional gerado, tornando-se necessário aplicar uma

difusão computacional nas ondas mais curtas. Além disso, grades alternadas do tipo C possuem a vantagem de necessitar do cálculo de médias na equação discretizada apenas para o termo de Coriolis. Isso se torna uma grande vantagem, pois o WRF é primariamente um modelo de mesoescala. Como a influência da força de Coriolis em fenômenos representados nessa escala é pouco relevante, a grade do tipo C torna-se a mais recomendável.

No WRF, existem várias parametrizações que são utilizadas pelo modelo. O WRF oferece muitas opções de física que podem ser combinadas. As parametrizações que foram utilizadas foram apresentadas na Tabela 2. Essas opções variam de acordo com a versão do modelo que são divididas em cinco categorias. As categorias são:

- Microfísica;
- Parametrização de cumulus;
- Camada Limite Planetária (CLP);
- Modelo de superfície da terra;
- Radiação Atmosférica

Tabela 2- Parametrizações físicas utilizadas 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, 2007a)
Camada Limite Superficial	TSMO	(MONIN e OBUKHOV, 1954)
Superfície da terra	Noah LSM	(CHEN e DUDHIA, 2001)
Radiação Atmosférica	RRTM	(MILAWER, TAUBMAN, <i>et al.</i> , 1997)

Fonte: Adaptado de RAMOS, 2012.

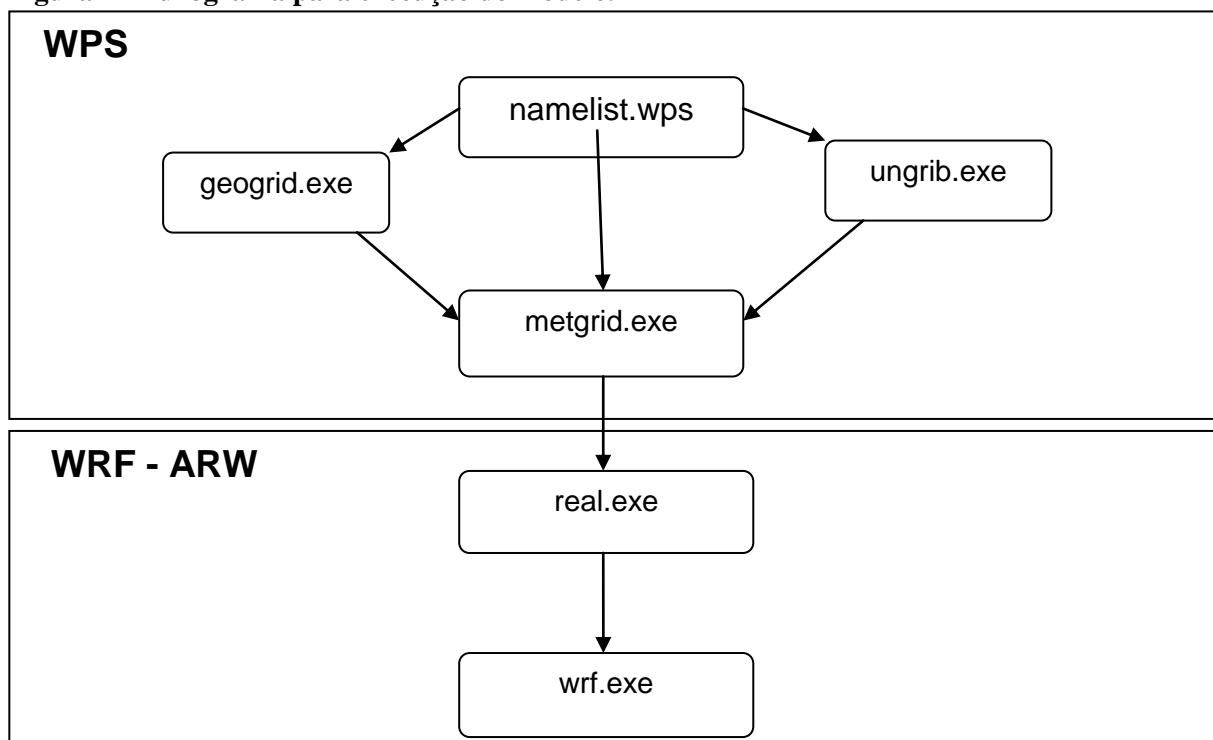
Quando se trata de inicialização do modelo para o domínio da América do Sul definem-se as condições iniciais e de contorno com dados de um modelo meteorológico de escala global como o GFS, dados NCEP FNL (*NCEP Final Analysis*). A resolução espacial do modelo global, em cada ponto de grade, é de 1,0° x 1,0°, aproximadamente 111 Km, em um intervalo temporal de 6 horas.

O modelo WRF é uma importante ferramenta no auxílio da previsão numérica de tempo e clima. A partir do avanço da modelagem numérica acoplado ao rápido crescimento do poder computacional, tem sido essencial o uso de modelos de mesoescala (CORTINAS, STENSRUD, 1995). Estes modelos representam uma ferramenta meteorológica bastante precisa, também, utilizada para extrapolação espacial e temporal dos dados.

3.4 Dados do modelo WRF

Os dados meteorológicos extraídos do modelo WRF, para as mesmas coordenadas geográficas da estação agrometeorológica automática utilizada no estudo, foram obtidos a partir dos seguintes passos: a) Pelo site <http://dss.ucar.edu/datasets/>, foram baixados os dados de entrada globais do modelo NCEP. Estes dados estão no formato .fnl e são definidos para o grib1 ou grib2; b) Executa-se o modelo WRF a partir das etapas mostradas abaixo e que serão explicadas na sequência da Figura 7; c) Com a rodada do modelo finalizada, na etapa do pós-processamento, extraem-se as variáveis meteorológicas em grade (domínio 3) e no ponto das coordenadas geográficas que correspondem a estação agrometeorológica. Estas variáveis foram extraídas a partir da criação de *scripts* que foram executados no software de visualização de imagens, grads (Grid Analysis and Display System).

Figura 7- Fluxograma para execução do modelo.



Fonte: Autora, 2012.

O sistema WPS (WANG *et al.*, 2011) é um conjunto de três programas, onde ambos possuem como função preparar a entrada para o programa principal para as simulações dos dados. Cada um destes programas executa uma etapa: **Geogrid** - definem-se os domínios do modelo e interpolam-se os dados terrestres para as grades, **Ungrib** - extraem-se os campos meteorológicos em formato GRIB, **Metgrid** - interpolam-se horizontalmente os campos meteorológicos extraídos no *ungrib* para os domínios definidos no *geogrid*. O *namelist.wps* é

o arquivo que define-se os parâmetros usados nos três programas: *geogrid*, *ungrib* e *metgrid*. Os parâmetros para o *geogrid* são categoria do uso do solo, altura do terreno, fração mensal da vegetação, albedo mínimo e máximo, entre outros. As condições de terreno do WRF, relevo e uso do solo são diretamente ligadas à eficiência das simulações do modelo. Utilizou-se o MDE oriundo do United States Geological Survey (USGS), o qual possui resolução espacial de 30 segundos. As condições de vegetação aplicadas no modelo foram do MODIS, e a resolução espacial da vegetação, assim como do relevo, foi de 30 segundos. Estes parâmetros são calculados para cada ponto de grade. Já no *ungrib* contém-se os campos meteorológicos, que são arquivos *GRIB file* e normalmente, são dados de outro modelo regional ou global. Neste caso, foram utilizados os dados globais, do NCEP. No *metgrid*, após a interpolação dos dados, estes são inseridos no modelo de simulação real. No processamento, o primeiro arquivo a ser executado é o *real.exe*, onde serão criados os arquivos de condição inicial e de fronteiras a serem utilizados nas simulações enquanto rodar o modelo. Depois desta parte concluída, finalmente roda-se o modelo WRF com todas as informações configuradas, executando-se o *wrf.exe*. Após a conclusão da rodada serão criados arquivos de saídas de acordo com os domínios configurados e para o período de simulação selecionado.

Assim, do modelo WRF foram obtidos os dados horários meteorológicos: temperatura (°C) e umidade relativa do ar (%), velocidade do vento medida a 10 metros (m.s^{-1}) e irradiância solar global (W.m^2). A velocidade do vento foi ajustada para a altura padrão de 2 metros, utilizando-se a seguinte equação 2 (ALLEN *et al.*, 1998):

$$u_2 = u_z \frac{4,87}{\ln(67,8z - 5,42)} \quad (2)$$

em que:

u_2 = velocidade do vento a 2 m sobre a superfície do solo (m.s^{-1}),

u_z = velocidade do vento medida a z m sobre superfície do solo (m.s^{-1}),

z = altura de medida sobre superfície do solo (m).

Os dados horários das variáveis meteorológicas foram colocados numa planilha eletrônica e transformados em dados diários através de cálculos aritméticos, como médias, mínimos e máximos. Para as variáveis temperatura e umidade relativa do ar, obtiveram-se os

dados mínimos e máximos ao longo do dia. E para os dados de velocidade do vento e irradiação solar global obteve-se o valor médio diário. Para o saldo de radiação foram obtidos da mesma maneira que os dados observados, utilizando o cálculo de R_n a partir dos dados de irradiação solar global. (Equação 1)

3.5 Estimativa da Evapotranspiração

A Evapotranspiração é considerada como um dos principais componentes do ciclo hidrológico, sendo definida como a perda de água por evaporação do solo e de superfície de água livre e transpiração da planta. (THORNTHWAITE, 1946). Na literatura encontram-se várias formas de classificação dos tipos de evapotranspiração. (KOBAYAMA, VESTENA, 2006; PEREIRA *et al.*, 2002) O enfoque deste estudo, é a Evapotranspiração de Referência (ET_o) que representa a máxima Evapotranspiração em condições potenciais (altura de 0,12m, albedo de 0,23 e resistência do cultivo ao fluxo de vapor d'água de 69s.m^{-1} , definidos por ALLEN *et al.* (1998)) para uma cultura padrão (grama). Para o cálculo da ET_o foram testados vários métodos apresentados na literatura, e por fim, escolheu-se o método de Penman-Monteith por ser considerado método padrão pela FAO (ALLEN *et al.*, 1998) e por ser preciso em suas estimativas (BERLATTO e MOLION, 1981; SOUZA *et al.*, 1998; VESCOVE e TURCO, 2005). Porém este é um método que utiliza inúmeras variáveis que nem sempre estão disponíveis em estações automáticas ou convencionais. Por este motivo, avaliou-se também o modelo de Hargreaves-Samani por esse necessitar de apenas uma variável meteorológica temperatura do ar, a qual é facilmente obtida em estações automáticas (MENDONÇA *et al.*, 2003; CONCEIÇÃO, MANDELLI, 2005). Os métodos utilizados são descritos abaixo:

3.5.1 Método de Penman-Monteith:

O método de Penman-Monteith (MONTEITH, 1965) é um método derivado do método de Penman (1948), considerado internacionalmente padrão, de acordo com o Boletim de Irrigação e Drenagem (FAO-56). Este método físico-fisiológico considera que a Evapotranspiração é proveniente dos termos energético e aerodinâmicos, os quais são controlados pelas resistências ao transporte de vapor da superfície para a atmosfera. O método Penman-Monteith- FAO-56 (ALLEN *et al.*, 1998) é recomendado por apresentar praticidade e fornecer resultados satisfatórios para a estimativa da Evapotranspiração de referência. O

método de Penman-Monteith- FAO-56 é em conclusão, uma representação simples dos fatores físicos e fisiológicos, que governam o processo de Evapotranspiração.

A equação 3 é descrita abaixo:

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \left(\gamma \frac{900}{T_{med} + 273}\right)u_2(e_s - e)}{\Delta + [\gamma(1 + 0,34u_2)]} \quad (3)$$

em que, ET_o é a Evapotranspiração diária de referência (mm.dia^{-1}), R_n é o saldo de radiação (MJm^{-2}), G é densidade do fluxo de calor do solo ($\text{MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$), T_{med} é a temperatura média diária do ar a 2m de altura ($^{\circ}\text{C}$), u_2 é a velocidade do vento a 2m de altura (ms^{-1}), e_s é a pressão de vapor de saturação (kPa), e_a é a pressão de vapor atual (kPa), $e_s - e_a$ é o déficit de pressão de vapor de saturação (kPa), Δ é a declividade da curva de pressão de vapor ($\text{kPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$), γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$).

O cálculo das variáveis meteorológicas necessárias no método de Penman-Monteith foram calculadas da seguinte forma, a partir do boletim da FAO-56. (ALLEN *et al.*, 1998)

- 1) Saldo de Radiação (R_n): A equação 1 descrita no tópico dos dados da estação automática.
- 2) Déficit de Pressão de Vapor d'água (DPV): A pressão de vapor de saturação é definido em função da temperatura máxima e mínima do ar e a pressão de vapor atual é estimada de dados da umidade relativa máxima e mínima. Maior detalhamento dos cálculos do método de Penman-Monteith, encontram-se descrito no boletim da FAO-56.
- 3) Fluxo do calor do solo (G): No período diário, considerou-se zero.

3.5.2 Método de Hargreaves-Samani (Hargreaves e Samani, 1985):

Este método é baseado quando se assume que a evaporação é um processo físico que pode ser calculado por uma relação empírica entre a evaporação calculada para várias culturas através da equação 4:

$$ET_o = 0,0023 * Q_o * (T_{m\acute{a}x} - T_{m\acute{i}n})^{0,5} * (T_{med} + 17,8) \quad (4)$$

em que, ET_o é a evapotranspiração de referência (mm.dia^{-1}), Q_o é a irradiação extraterrestre diária no topo da atmosfera (MJ.m^{-2}), $T_{\text{máx}}$ é a temperatura máxima do ar ($^{\circ}\text{C}$), $T_{\text{mín}}$ é a temperatura mínima do ar ($^{\circ}\text{C}$) e T_{med} é a temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C}$). A equação 5 para a obtenção da irradiação extraterrestre no topo da atmosfera foi para períodos diários que é função da constante solar (S_o), do raio vetor terra-sol (d_r), da latitude do local (φ), da declinação solar (δ) e do ângulo horário do nascer ou pôr-do-sol (ω_s) e os cálculos seguiu a metodologia do boletim da FAO-56 (ALLEN *et al.*, 1998):

$$Q_o = \frac{24(60)}{\pi} S_o d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad (5)$$

3.6 Análise e desempenho dos dados

Foram arquivados os dados meteorológicos observados (DO) na estação automática e os dados simulados (DS) pelo modelo WRF do período de 01 de janeiro a 31 de dezembro de 2008 numa planilha eletrônica que foram usados para o cálculo na estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o). E assim comparar os resultados obtidos pelas estimativas feitas com DO e com DS. Analisou-se as variáveis meteorológicas utilizadas nas equações de estimativa da ET_o e por períodos no estudo. Os períodos foram divididos em estação chuvosa (que compreende os meses de abril a setembro) e estação seca, (outubro a março) do ano 2008. (SOUZA *et al.*, 2004)

Para as comparações foram feitas análises de regressão linear, índices estatísticos e medidas de erros para avaliar o desempenho do modelo. Os índices utilizados foram índice de concordância refinado (d_r) (WILMOTT *et al.*, 2011), coeficiente de determinação (r^2) (WILKS, 2005) e regressão linear simples. Estes índices são amplamente utilizados em estudos de agrometeorologia. Também, foram obtidas médias e o desvio padrão. O erro estatístico calculado foi o erro médio absoluto (MAE) (WILMOTT e MATSSURA, 2005). Foram feitas análises da influência das variáveis meteorológicas utilizadas na equação de Penman- Monteith para a determinação de qual variável afeta mais a estimativa da ET_o , usando dados simulados. O efeito de uma simulação melhorada para cada variável meteorológica para a obtenção de uma estimativa da ET_o foi testada substituindo as variáveis simuladas, uma de cada vez, com valores observados na estação do CECA. E as outras variáveis utilizadas na equação eram simuladas. Após calculou-se novamente a ET_o diária

(ARCA, *et al.* 2005; DUCE *et al.*, 2000), os resultados foram comparados com as estimativas da ETo com dados observados e, novamente, calculou-se a estatística de regressão linear entre a ETo com dados observados e com dados simulados. Com a substituição, obteve-se que o maior coeficiente de determinação (r^2) identificou a variável que precisa ser melhorada na previsão do modelo para a obtenção de uma aproximação da ETo estimada com dados observados, podendo, assim, ajustar e melhorar a simulação do modelo WRF.

A transmitância atmosférica global diária (K_t) foi analisada para os períodos selecionados no estudo. Para isso a cobertura de nebulosidade foi dividida da seguinte maneira: $K_t \leq 0,30$ considera-se a condição de céu nublado; para $0,30 < K_t \leq 0,40$ a condição era de nublado tendendo a parcialmente nublado; para $0,40 < K_t \leq 0,60$, a condição adotada foi de parcialmente nublado; para $0,60 < K_t \leq 0,70$, foi considerada a condição de parcialmente nublado tendendo a limpo e para $K_t > 0,70$ a condição era de céu limpo. Foram calculados os K_t para todo o período do estudo, porém selecionaram-se um dia de cada período e para cada condição de nebulosidade para análise. Para avaliar o desempenho foi calculada a média dos desvios que mostra se o modelo superestima ou subestima os dados observados.

1) Coeficiente de determinação (r^2):

O coeficiente de determinação (r^2) é o quadrado da correlação de Pearson que especifica a proporção da variabilidade de uma das variáveis, explicada pela outra variável. (WILKS, 2005).

$$r^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^N (p_i - \bar{p}_i)(o_i - \bar{o}_i)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (p_i - \bar{p}_i)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (o_i - \bar{o}_i)^2}} \right)^2 \quad (6)$$

em que, p_i são os valores simulados; o_i representa os valores observados; \bar{o}_i e \bar{p}_i são os valores médios observados e simulados, respectivamente; N é o número de dados da amostra.

2) Índice de concordância refinado: (d_r)

O índice de concordância refinado (d_r) é a versão refinada do índice de concordância de Wilmott adimensional (Wilmott, 1982, 1981; Wilmott *et al.*, 1985). Conforme Wilmott *et*

al. (2011) houve melhoria às versões anteriores, e, é bastante flexível sendo aplicável a uma variedade extremamente ampla ao desempenho de modelos. O d_r varia de -1 a 1, e apresenta uma interpretação relativamente simples. Este índice leva em consideração os desvios das simulações e das observações em torno das médias observadas. Assim, a melhor concordância é estabelecida para o d_r quanto mais próximo estiver de 1.

$$d_r = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |P_i - O_i|}{c \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|}, \text{ quando}$$

$$\sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \leq c \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|$$

ou

$$d_r = \frac{c \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|}{\sum_{i=1}^n |P_i - O_i|} - 1, \text{ quando}$$

$$\sum_{i=1}^n |P_i - O_i| > c \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|$$

onde $c=2$

(7)

em que, p_i são os valores simulados; o_i representa os valores observados; \bar{o} é o valor médio observado; N é o número de dados da amostra.

Erro estatístico:

1) Erro médio absoluto (mean-absolute Error- MAE)

O Erro Médio Absoluto (Mean Absolute Error - MAE) é indicativo do afastamento (desvio) médio absoluto dos valores estimados em relação aos valores observados. O ideal seria que os valores de MAE sejam mais próximos de zero. (CARVALHEIRO *et al.*, 2008)

$$MAE = n^{-1} \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \quad (8)$$

em que, p_i são os valores simulados; o_i representa os valores observados; n é o número de dados da amostra.

2) Média dos desvios: (CEBALLOS, 2010)

A média dos desvios representa a média dos desvios e fornece informações quanto ao desempenho do modelo. Um valor positivo para a média mostra uma superestimativa, enquanto um valor negativo representa uma subestimativa. Quanto menor o valor absoluto da média dos desvios, melhor será o desempenho do modelo testado. Abaixo a equação:

$$\text{med}_{\text{desvios}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (e_i - o_i) \quad (9)$$

em que e_i são os valores estimados, o_i representa os valores observados e n é o número de dados.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Variáveis meteorológicas:

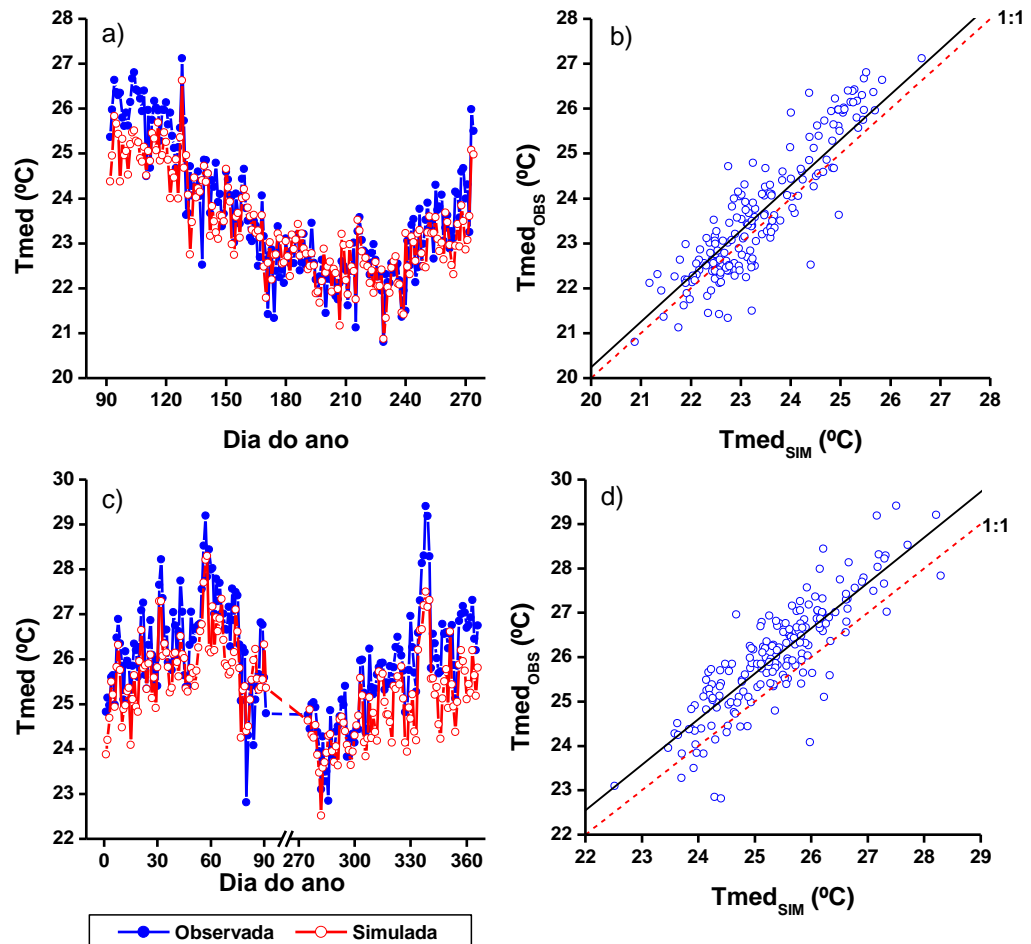
Nas Figuras (8, 9, 10 e 11) são apresentadas as variações diárias e dispersões das variáveis meteorológicas durante o ano de 2008 e comparações entre dados observados e simulados nos períodos da estação Chuvosa (meses de abril a setembro) e estação seca (meses de outubro a março).

4.1.1 Temperatura média do ar (T_{med})

Pela análise da Figura 8a, visualmente, notou-se concordância satisfatória entre os dados observados e simulados. Porém, para o mês de abril representado pelos dias do ano de 92 a 121, os valores simulados foram inferiores aos valores observados. Esta diferença pode ser explicada pela maior variação na amplitude térmica diária nos dados observados. Os valores observados para a temperatura máxima e mínima mensal foram de 26,84 e 24,50°C, enquanto para os dados simulados estes valores foram de 25,84 e 24,38°C. Então, o modelo, pode estar mascarando estas grandes variações na temperatura média do ar. Observou-se no mês de maio, para o dia do ano (DOI) de 139 (18/05) o valor observado menor que o valor previsto. Esta diferença deve estar relacionada à precipitação pluvial observada naquele dia de 191,9 mm. O grande volume de precipitação observada neste dia, provavelmente, mascara alguns resultados na simulação da temperatura média do ar, em que o modelo não simula esta quantidade significativa de acumulados de chuva.

Também, foi notado que a temperatura média do ar, tanto observada quanto simulada no decorrer dos meses de abril a agosto tendeu a diminuir devido a maior presença de nuvens e alta umidade presente na atmosfera, esse processo faz com que a temperatura média do ar não apresentasse muita variação, ou seja, houve pequena amplitude térmica diária. Já para o mês de setembro, representado pelos dias do ano 245 a 274, observou-se um aumento na temperatura média do ar, o que indica término do período chuvoso, quando devido à baixa cobertura de nebulosidade, espera-se a amplitude térmica maior.

Figura 8- Variação diária e dispersão da temperatura média do ar simulada ($T_{med_{SIM}}$) e observada ($T_{med_{OBS}}$) nos períodos chuvoso (a, b) e seco (c, d), respectivamente.



Fonte: Autora, 2012.

O coeficiente de determinação (r^2) de 0,81 (Figura 8b) indicou que a temperatura média do ar simulada é explicada pelo dado observado em 81%. Os valores simulados da temperatura média do ar foram superestimados em relação aos dados observados. A variação diária da temperatura média do ar no período seco (Figura 8c) mostrou valores observados maiores que os valores simulados. Porém, no mês de março a variável meteorológica observada é menor que a simulada o que deve estar relacionada à maior presença de nebulosidade e ao aumento na umidade relativa do ar, que implica numa simulação não tão satisfatória da temperatura média do ar. O modelo não consegue resgatar uma amplitude térmica maior que foi observada na medição pela estação agrometeorológica. No dia 20 de março, equivalente ao DOI 80, observou-se 53 mm para o acumulado de chuvas, e a

temperatura média máxima observada neste dia foi 23,8°C e a mínima de 21,9°C, já a simulação encontrou valores máximo de 26,4°C e mínima de 22,3°C. A análise da Figura 8d indicou que os dados simulados são explicados pelos valores observados em, aproximadamente, 73% e houve subestimativa das simulações em relação às observações. Resultados semelhantes em relação à subestimativa e superestimativa da temperatura máxima e mínima do ar pelo modelo WRF foram encontrados por BENDER *et al.* (2011) para a região de São Paulo, e, esses desvios são atribuídos ao erro médio do modelo.

O coeficiente de correlação linear (r) entre dados observados (OBS) e simulados (SIM) foram de 0,901 e 0,852, para as estações chuvosa e seca, respectivamente. No período chuvoso, a média simulada foi de 23,21°C e a observada foi 23,40°C. Já no período seco, a média simulada encontrada teve valor de 25,4 e a observada de 26,0°C (Tabela 3). Os desvios padrões (s) encontrados foram maiores para os dados OBS do que para os SIM, tanto nas estações chuvosa e seca. Esta diferença, provavelmente, se explica pelo fato das maiores variações nas observações da temperatura do ar. Assim, os dados simulados não registram as maiores variações de temperatura do ar, por isso apresentam um desvio menor. Porém, os maiores desvios foram encontrados na estação chuvosa, com valores de 1,13°C (simulados) e 1,43°C (observados). Esta maior diferença poderia ser explicada pelo fato de que na estação chuvosa a maior presença de nuvens acarretou em maiores desvios tanto nas observações quanto nas simulações.

O índice de concordância refinado (d_r) (Tabela 3) foi maior (0,76) para a estação chuvosa e menor (0,59) para a estação seca. O que foi confirmado pelo erro médio absoluto (MAE). O maior valor de d_r concordou com o menor MAE (0,56°C). Então, a temperatura média do ar foi melhor simulada na estação chuvosa que apresentou o menor erro e o maior d_r .

Tabela 3- Indicativos estatísticos (média (\bar{T}), desvio padrão (s), coeficiente de determinação (r^2), coeficiente angular da reta (b), índice de concordância refinado (d_r) e o erro absoluto médio (MAE)) da temperatura média do ar entre dados observados (OBS) e simulados (SIM) para os períodos chuvoso e seco.

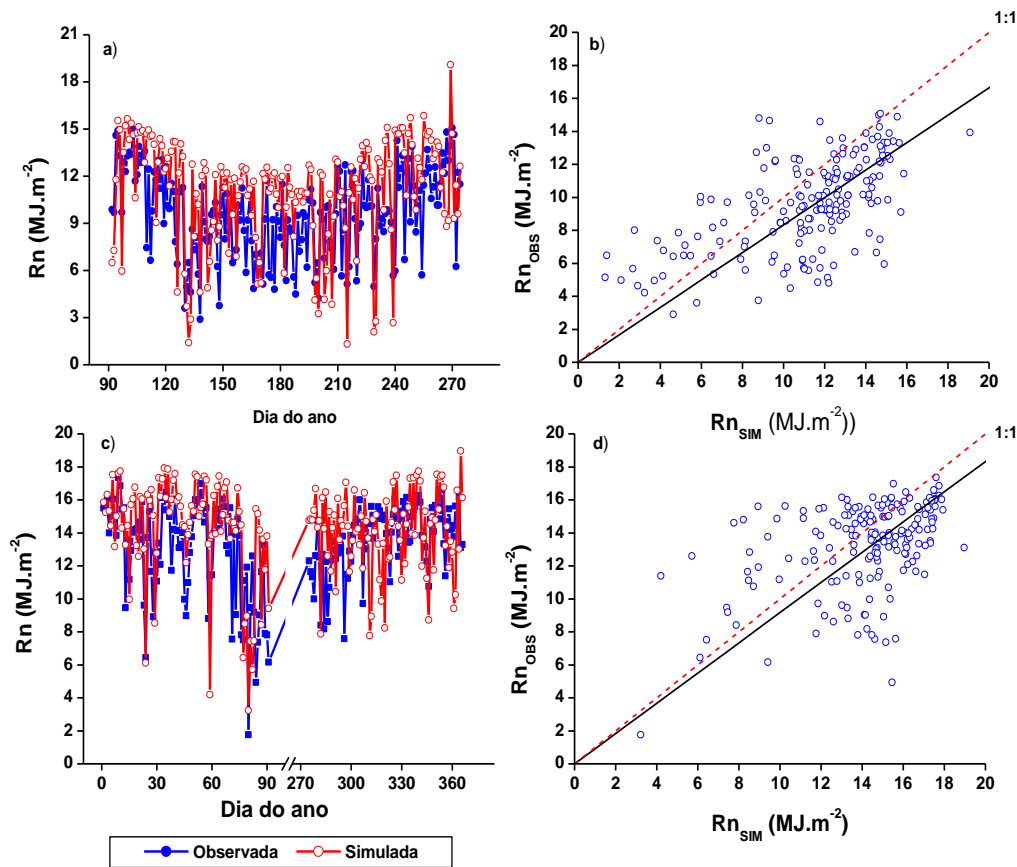
Período	\bar{T}_{SIM} (°C)	\bar{T}_{OBS} (°C)	S_{SIM} (°C)	S_{OBS} (°C)	MAE (°C)	r^2	b	d_r
Chuvoso	23,2	23,4	1,13	1,43	0,56	0,81	1,01	0,76
Seco	25,4	26,0	0,9	1,21	0,76	0,72	1,03	0,59

Fonte: Autora, 2012.

4.1.2 Saldo de Radiação (Rn)

O saldo de radiação (Figura 9a) na maioria dos dias apresentou maiores valores para a simulação em relação à observação. O coeficiente de determinação (Figura 9b) indicou que o dado simulado foi explicado pelo observado em 35%. Os valores simulados superestimam os valores observados indicativo do coeficiente angular da reta ($b=0,832$) (Tabela 4). Analisando-se a Figura 9c, notou-se que os valores simulados são, no geral, maiores que os dados observados. Porém, nos dias do ano (DOI) 78 e 79 (18 e 19 /03) apresentaram valores simulados menores que os dados observados. No DOI 78, foi observado $11,1 \text{ MJ. m}^{-2}$ e $8,5 \text{ MJ. m}^{-2}$ para o saldo de radiação observada e simulada, respectivamente. E no DOI 79 observou-se $11,9$ e $9,0 \text{ MJ. m}^{-2}$. Já no DOI 80, equivalente ao dia 20 de março foi observado o menor valor para o saldo de radiação no período estudado, onde o valor variou de $1,8$ a $3,2 \text{ MJ. m}^{-2}$ para valores observados e simulados, respectivamente. Estes menores valores encontrados podem estar relacionados ao acumulado de chuvas observado na estação agrometeorológica, quando choveu 53 mm . O coeficiente de determinação (Figura 9d) indicou que o dado simulado de Rn é explicado pelo observado em até 20% e houve superestimativa nos valores dessa variável radiativa simulada (R_{nSIM}) conforme indicou o coeficiente angular de regressão linear ($b=0,92$). A simulação da radiação solar no modelo WRF é o ponto chave para o cálculo da evapotranspiração de referência (ETo) e deve ser reformulada para a obtenção de uma estimativa de ETo mais próxima a ETo observada. Esta análise irá ser discutida mais adiante.

Figura 9- Variação diária e dispersão do saldo de radiação simulada (Rn_{SIM}) e observada (Rn_{OBS}) nos períodos chuvoso (a, b) e seco (c, d).



Fonte: Autora, 2012.

Observou-se uma correlação linear entre Rn_{SIM} e Rn_{OBS} de 0,59 e 0,44, na estação chuvosa e seca, respectivamente. (Tabela 4) Na estação chuvosa, as médias diárias simulada e observada encontradas foram de 11,85 e 9,70 MJ. m⁻², respectivamente. Já na estação seca, encontraram-se médias de 14,72 e 13,90 MJ. m⁻². Os valores de Rn foram maiores para as médias simuladas, o que se confirma pelas variações diárias de Rn (Figura 9a, 9c) onde os valores simulados foram maiores que os observados. Os desvios padrões (s) foram maiores na estação chuvosa, e deve-se a maior presença de nuvens neste período o que influencia nas discrepâncias das simulações do saldo de radiação. Os valores de s encontrados foram de 3,36 e 2,79 MJ. m⁻², para dados diários simulados e observados, respectivamente. Para a estação seca, o d_r foi maior com valor de 0,71 e apresentou um erro absoluto médio menor que 2,38 MJ. m⁻². Já na estação chuvosa, ocorre o padrão inverso, o valor de d_r foi de 0,41 e o MAE foi de 2,65 MJ. m⁻². Então, para a variável meteorológica saldo de radiação, o melhor resultado

foi observado na estação seca. O que já se esperava, pois na estação chuvosa a elevada nebulosidade influenciou muito nas medições e nas simulações do saldo de radiação.

Tabela 4- Indicativos estatísticos (média (\overline{Rn}), desvio padrão (s), coeficiente de determinação (r^2), coeficiente angular da reta (b), índice de concordância refinado (d_r) e erro absoluto médio (MAE)) da variável meteorológica saldo de radiação (Rn) entre dados observados (OBS) e simulados (SIM) para os períodos chuvoso e seco.

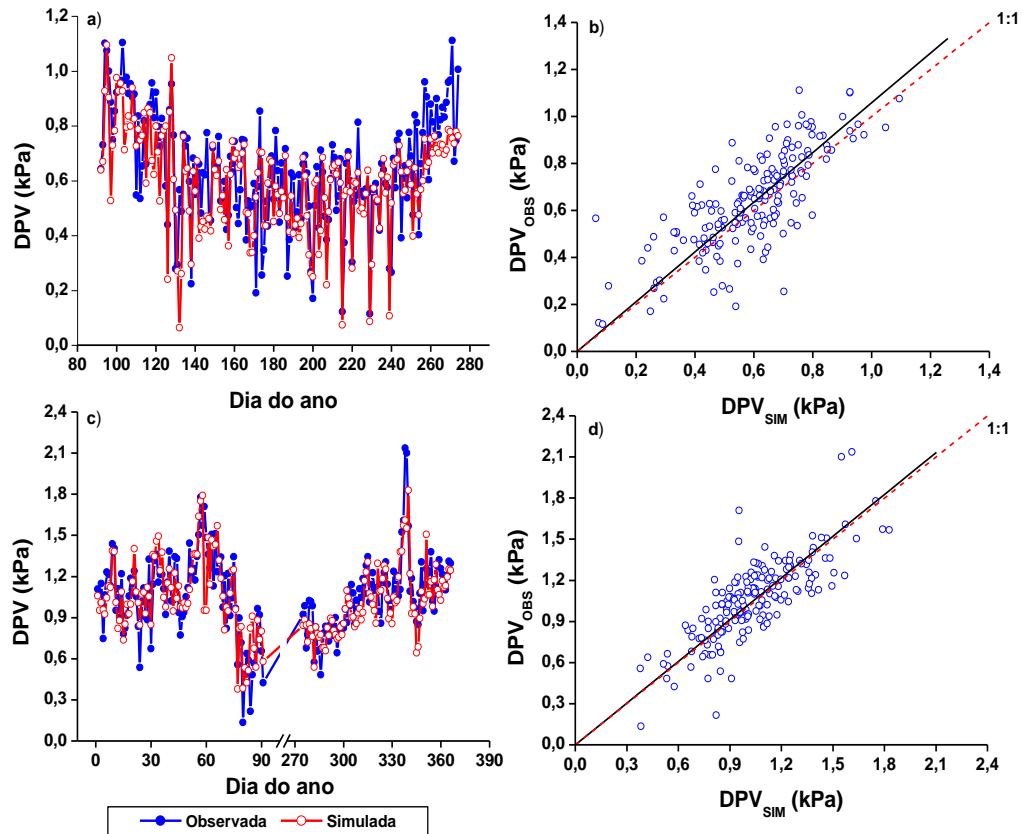
Período	\overline{Rn}_{SIM} (MJ.m ⁻²)	\overline{Rn}_{OBS} (MJ.m ⁻²)	S_{SIM} (MJ.m ⁻²)	S_{OBS} (MJ.m ⁻²)	MAE (MJ.m ⁻²)	r^2	b	d_r
Chuvoso	11,85	9,70	3,36	2,79	2,65	0,34	0,83	0,42
Seco	14,72	13,90	2,87	2,64	2,38	0,19	0,91	0,71

Fonte: Autora, 2012.

4.1.3 Déficit de Pressão do Vapor d'água (DPV):

É apresentada na Figura 10a a variação diária do déficit de pressão do vapor d'água (DPV) para o período chuvoso. Notou-se uma similaridade entre os valores observados e simulados. Porém, para o mês de setembro, (dias do ano 245 a 274) os dados simulados foram menores que os dados observados. Para os DOI 271 e 274, foram observados valores de 1,11 kPa e 1,01 kPa e simulados de 0,75kPa e 0,76kPa. Esta diferença deve-se ao aumento na temperatura média do ar observada neste período e a alta umidade presente na atmosfera, que influencia diretamente no DPV. Foram obtidos valores maiores para os dados observados do que simulados. A temperatura máxima do ar observada no dia 271 foi de 29,5°C, enquanto a simulada foi de 27,3°C. Já no dia 274, o valor da temperatura máxima do ar foi de 30°C (observada) e 29°C (simulada). O coeficiente de determinação indica que os dados simulados são explicados pelos observados em 58% (Figura 10b) e houve superestimativa dos dados das simulações de DPV em relação às medições.

Figura 10- Variação diária e dispersão do déficit de pressão de vapor d'água simulada (DPV_{SIM}) e observada (DPV_{OBS}) nos períodos chuvoso (a, b) e seco (c, d).



Fonte: Autora, 2012.

A concordância entre as simulações e observações de DPV no período seco da região foi melhor (Figura 10c). Em dezembro foram observados aumento máximo no déficit de pressão de saturação do vapor d'água, para os dias 338 e 339. Os valores destes dias foram de 2,13 kPa (observado) a 1,61 kPa (simulado) e de 2,10 kPa (observado) a 1,55 kPa (simulado). Esta diferença pode ser devido à temperatura média do ar observada ser maior que a simulada. A temperatura média observada no dia do ano 338 foi de 29,405°C e a simulada foi de 27,513°C. Já para o dia do ano 339, os valores variaram de 29,193°C a 27,165°C para dados observados e simulados, respectivamente. Pela análise da Figura 10 d, há uma indicação de que o dado simulado é explicado pelo observado em 62%, com simulações de DPV subestimadas.

O coeficiente de correlação linear (r) observado foi de 0,76 e 0,79 para a estação chuvosa e seca, respectivamente. (Tabela 5) Na estação chuvosa, a média observada do DPV foi de 0,62 kPa e a simulada foi de 0,63kPa. Já para o período seco, os valores foram de 1,00 kPa e 1,08 kPa para a média observada e simulada, respectivamente. O desvio padrão (s) observado e simulado foi de 0,18 e 0,20 no período chuvoso. E para a estação seca, os valores dos desvios para os valores medidos e previstos foram de 0,29 e 0,26. Já o índice de concordância refinado (d_r) encontrado foi de 0,66 e 0,84 na estação chuvosa e seca, respectivamente. O maior d_r apresentou o maior erro médio absoluto (MAE) de 0,13. Enquanto que o menor d_r obteve MAE de 0,10. Então, o DPV indicou melhor resultado no período seco, quando foram obtidas as melhores correlações e concordância entre os dados observados e simulados. Apesar do erro (MAE) ser um pouco maior, que o observado na estação chuvosa. A diferença entre os erros é pequena, o que tornou estatisticamente insignificativa para uso de comparação do melhor desempenho.

Tabela 5- Indicativos estatísticos (média (\overline{DPV}), desvio padrão (S), coeficiente de determinação (r^2), coeficiente angular da reta (b), índice de concordância refinado (d_r) e erro absoluto médio (MAE)) da variável meteorológica déficit de pressão de vapor d'água entre dados observados (OBS) e simulados (SIM) para os períodos chuvoso e seco.

	\overline{DPV}_{SIM} (kPa)	\overline{DPV}_{OBS} (kPa)	S_{SIM} (kPa)	S_{OBS} (kPa)	MAE (kPa)	r^2	B	d_r
Chuvoso	0,62	0,64	0,18	0,20	0,11	0,58	1,06	0,66
Seco	1,01	1,08	0,26	0,29	0,14	0,62	1,01	0,84

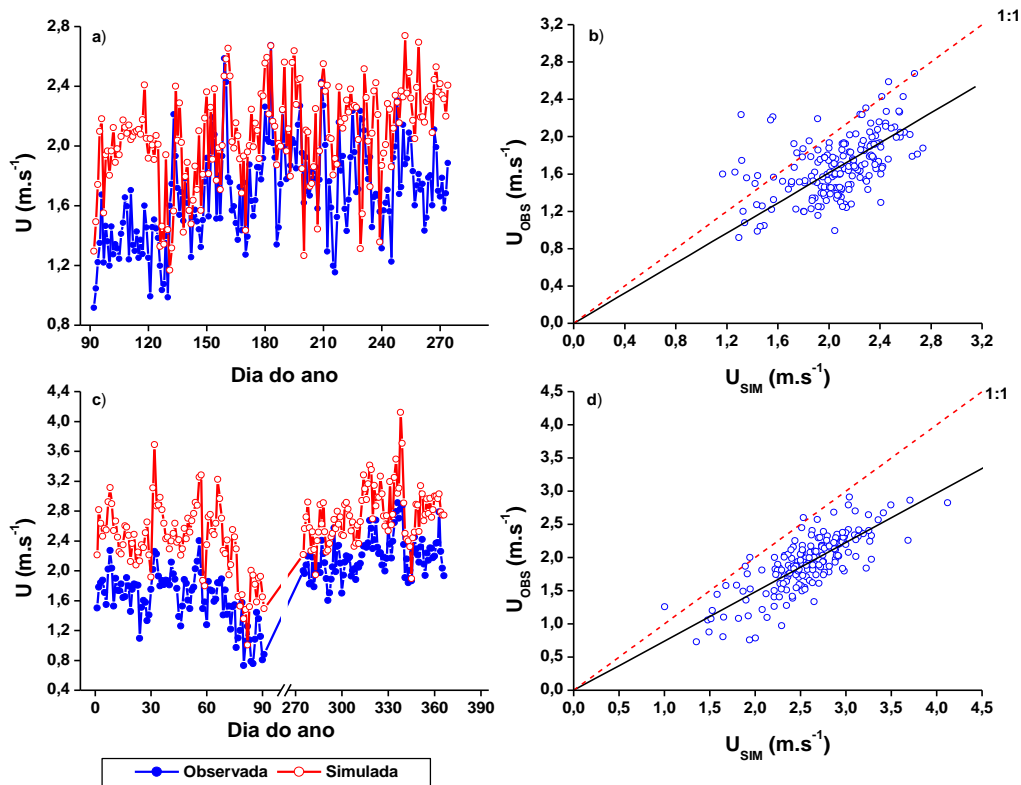
Fonte: Autora, 2012.

4.1.4 Velocidade do Vento (U):

A variação diária da velocidade do vento (Figura 11a) mostrou grande diferença entre os dados observados e simulados. Os dados simulados são, em maior parte, maiores que os dados observados. Esse aspecto foi indicado pelo coeficiente de determinação (Figura 11b) de 0,27, indicando que as simulações de U são explicadas somente em 27% das observações e houve superestimativa de U simulado (U_{SIM}) em relação às observações (Figura 11b). A velocidade do vento simulada (U_{SIM}) foi superior às observações (Figura 11c). Novamente para o período seco os dados previstos apresentaram valores maiores do que os observados na estação agrometeorológica. Porém, esta diferença é um pouco menor neste período do que a observada na estação chuvosa. Na Figura 11 d, observou-se que os dados simulados são

explicados pelos dados observados em 61% e que os valores simulados superestimaram os valores observados. A grande diferença entre a U_{OBS} e U_{SIM} foi devido ao modelo de mesoescala WRF ter a deficiência em representar o terreno. Resultados semelhantes foram encontrados por Carvalho (2009) avaliando o modelo WRF no contexto de previsão e produção de energia eólica, observou que a grande limitação do modelo WRF consiste na subestimação da velocidade do vento atribuída à suavização do terreno associada à discretização do terreno.

Figura 11- Variação diária e dispersão da velocidade do vento simulada (U_{SIM}) e observada (U_{OBS}) nos período chuvoso (a, b) e seco (c, d).



Fonte: Autora, 2012.

Analisando a Tabela 6 veem-se coeficientes de determinação entre 0,27 e 0,61 para o período chuvoso e seco, respectivamente. Foram encontradas maiores valores de médias nos dados simulados, do que os dados observados. As médias simuladas variaram de $2,1m.s^{-1}$ (chuvosa) e $2,6m.s^{-1}$ (seca) e as médias observadas obtiveram valores da ordem de $1,7m.s^{-1}$ (chuvosa) e $1,9m.s^{-1}$ (seca). Foram encontrados os maiores desvios padrões (s) para os dados simulados, obtendo-se valores de $0,32m.s^{-1}$ e $0,45m.s^{-1}$ nas estações chuvosa e seca,

respectivamente. Observaram-se valores para o índice de concordância refinado (d_r) de 0,13 (chuvosa) e 0,17 (seca). Já o erro médio absoluto (MAE) foi de 0,44 $m.s^{-1}$, para o menor d_r (0,13). E o maior MAE encontrado foi de 0,67 $m.s^{-1}$, para o maior d_r (0,17). Foram encontrados maiores valores para a velocidade do vento no período seco do que no chuvoso. Os valores máximos e mínimos observados e simulados variaram de 2,91 a 0,73 e 4,12 a 1,00 $m.s^{-1}$, respectivamente, para a estação seca. Já no período chuvoso, observaram-se valores máximos e mínimos observados e simulados de 2,68 a 0,92 e 2,74 a 1,17 $m.s^{-1}$, respectivamente. A diferença da velocidade do vento máxima entre os valores simulados e observados foi de 0,06 $m.s^{-1}$ (estação chuvosa) e de 1,21 $m.s^{-1}$ (estação seca). Os maiores desvios foram encontrados na estação seca, relacionados a esta maior diferença entre os dados observados e simulados. Por isso, o maior erro foi encontrado nesta estação de 0,67. Enquanto na estação chuvosa observou-se um erro absoluto médio (MAE) de 0,44. No entanto, mesmo que o U presente na estação chuvosa o maior MAE por causa dos maiores desvios observados, o melhor desempenho do modelo foi na estação seca que teve o melhor índice de concordância refinado (d_r) e o melhor coeficiente de determinação (r^2) entre os dados observados e simulados.

Tabela 6- Indicativos estatísticos (média (\bar{U}), desvio padrão (s), coeficiente de determinação (r^2), coeficiente angular da reta (b), índice de concordância refinado (d_r) e erro absoluto médio (MAE)) da variável meteorológica velocidade do vento entre dados observados (OBS) e simulados (SIM) para os períodos chuvoso e seco.

	\bar{U}_{SIM} ($m.s^{-1}$)	\bar{U}_{OBS} ($m.s^{-1}$)	S_{SIM} ($m.s^{-1}$)	S_{OBS} ($m.s^{-1}$)	MAE ($m.s^{-1}$)	r^2	b	d_r
Chuvoso	2,09	1,68	0,32	0,32	0,44	0,27	0,81	0,13
Seco	2,58	1,93	0,46	0,43	0,67	0,61	0,74	0,17

Fonte: Autora, 2012.

Uma análise resumida dos índices estatísticos são que as melhores simulações foram para a temperatura do ar, enquanto o saldo de radiação e a velocidade do vento não obtiveram resultados muito satisfatórios. Arca *et al.* (2005) encontraram, também, resultados melhores para a simulação da temperatura do ar com valor de $r^2=0,84$ e para a irradiação solar e velocidade do vento obtiveram resultados inferiores, com valores de $r^2= 0,41$ e $r^2=0,20$, respectivamente. No estudo os autores utilizaram-se do modelo de previsão do tempo BOLAM2000 para a simulação das variáveis meteorológicas. Resultados semelhantes foram vistos por Ishak *et al.* (2010), analisando as mesmas variáveis, os resultados encontrados foram que a temperatura do ar obteve uma precisão menor que 10%, enquanto a irradiação solar teve erro de 10-20%, e para este estudo aplicou-se o modelo de mesoescala MM5, que

adota a mesma formulação física do modelo WRF, porém diferenciam-se nas parametrizações utilizadas.

4.2 Evapotranspiração de referência (ET_o)

Nas Figuras (12a, 12c, 13a e 13c) são mostradas as análises temporais diárias da evapotranspiração de referência estimada pelos métodos de Penman-Monteith e Hargreaves-Samani entre dados observados e simulados. Já as Figuras (12b, 12d, 13b e 13d) são apresentadas as dispersões entre a ET_o estimada e a simulada.

4.2.1 Método de Penman-Monteith (ET_{OP-M})

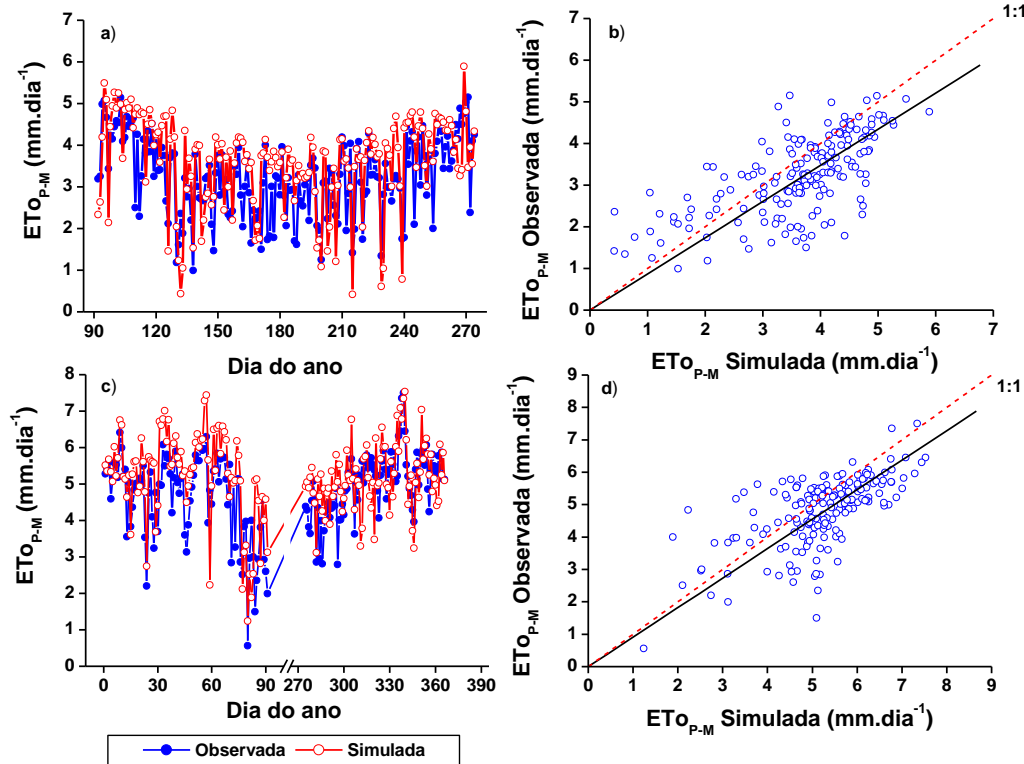
A variação diária da ET_{OP-M} (Figura 12a) mostrou, de forma geral, valores maiores para as simulações que para os cálculos obtidos com variáveis meteorológicas observadas. Em alguns dias, observaram-se maiores diferenças entre a ET_o observada (ET_{OBS}) e a ET_o simulada (ET_{SIM}). Destaca-se os dias do ano 110, 112, 174, 175 e 177, com diferença entre ET_o observada e simulada de 2,24; 2,44; 1,98; 1,57; 2,07 mm.dia⁻¹, respectivamente. Estas diferenças são devidas, principalmente, aos dados diários de saldo de radiação e déficit de pressão de vapor d'água simulados serem maiores que os observados nestes dias do ano. Os valores da ET_o, irradiação solar e déficit de pressão de vapor d'água são apresentados na Tabela 7.

Tabela 7- Dados diários observados e simulados da ET_o, saldo de radiação (R_n) e déficit de pressão de vapor d'água (DPV) para os dias 110, 112, 174, 175 e 177.

Dia do ano	ET _{OP-M} (mm.dia ⁻¹)		R _n (MJ.m ⁻²)		DPV (kPa)	
	OBS	SIM	OBS	SIM	OBS	SIM
110	2,50	4,74	7,44	14,7	0,55	0,73
112	2,29	4,73	6,65	14,53	0,53	0,75
174	1,73	3,71	5,72	10,99	0,25	0,70
175	1,82	3,39	5,56	11,23	0,35	0,44
177	1,78	3,85	4,81	12,20	0,43	0,59

Fonte: Autora, 2012.

Figura 12- Variação diária e dispersão da evapotranspiração de referência estimada pelo método de Penma-Monteith com o uso dos dados simulados (ET_{P-M} Simulada) e observados (ET_{P-M} Observada) nos períodos chuvoso (a, b) e seco (c, d).



Fonte: Autora, 2012.

As maiores ET_o observadas e simuladas, visto na Figura 12a, ocorreram nos dias do ano 271 e 269, apresentando valores de 5,15 e 5,89 $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$, respectivamente. Enquanto os menores valores ocorreram nos dias do ano 138 e 132 para a ET_o observada e simulada foram de 0,99 e 0,42 $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$. Notou-se na Figura 5b, a dispersão entre os valores diários da ET_o estimados pelo método de Penman-Monteith-FAO com dados observados e simulados, onde o coeficiente de determinação indicou que o valor simulado de ET_{P-M} é explicado em 43% do valor observado e que os dados simulados superestimaram os valores observados.

Na Figura 12c, é apresentada a variação diária da ET_{P-M} entre dados observados e simulados para o período seco da região. Notou-se que em sua maioria, os valores para a ET_o simulados (ET_{oSIM}) são superiores aos ET_o observados (ET_{oOBS}). Em alguns dias, observou-se maior diferença entre a ET_o simulada e observada. Os dias do ano 45, 46 e 47, os valores

observados (OBS) e simulados (SIM) foram 3,6 e 5,4mm.dia⁻¹; 3,13 e 4,5mm.dia⁻¹; 3,9 e 5,0mm.dia⁻¹. Estas maiores diferenças atribuem-se aos valores do saldo de radiação e déficit de pressão do vapor d'água, que são os mais influentes na determinação de ETo pelo método de Penman-Monteith-FAO. Este aspecto é apresentado na Tabela 8 que mostra maiores valores para os dados simulados em comparação aos observados. (Figura 12c)

Tabela 8- Valores observados e simulados para as variáveis meteorológicas Saldo de Radiação (R_n) e Déficit de Pressão do Vapor d'água (DPV) para os dias do ano 45, 46 e 47 (equivalentes aos dias 14, 15 e 16 de fevereiro de 2008).

Variáveis Meteorológicas	Dia do ano 45		Dia do ano 46		Dia do ano 47	
	OBS	SIM	OBS	SIM	OBS	SIM
DPV (kPa)	0,94	1,13	0,77	0,98	0,91	0,97
R _n (MJ.m ⁻²)	9,97	14,37	8,98	12,18	10,98	13,88

Fonte: Autora, 2012.

Nos dias do ano 71 e 84, os valores observados e simulados da estimativa da ETo encontrados foram 2,84 e 5,17 mm.dia⁻¹; 1,50 e 5,10 mm.dia⁻¹, respectivamente. Estas diferenças, possivelmente, são explicadas pelos parâmetros meteorológicos R_n e DPV, em que encontrou-se valores maiores para os dados simulados em relação aos dados observados. A maior diferença encontrada foi no dia 84 que é explicada pela precipitação ocorrida neste dia, que foi de 25,4 mm. Isso é indicativo da presença de nebulosidade influenciando a simulação do modelo WRF. Na Tabela 9, encontram-se os valores para as variáveis R_n e DPV observadas e simuladas nos dias 71 e 84 para comprovação de que as diferenças entre as estimativas da ET_o são influenciadas pelos valores de DPV e R_n, em que foram encontrados dados maiores para a simulação.

Tabela 9- Valores observados (OBS) e simulados (SIM) para as variáveis meteorológicas Saldo de Radiação (R_n) e Déficit de Pressão do Vapor d'água (DPV) para os dias do ano 71 e 84 (equivalentes aos dias 11 e 24 de março de 2008).

Variáveis Meteorológicas	Dia do ano 71		Dia do ano 84	
	OBS	SIM	OBS	SIM
DPV (kPa)	0,82	0,97	0,22	0,82
R _n (MJ.m ⁻²)	7,55	14,62	4,94	15,46

Fonte: Autora, 2012.

A análise da Figura 12d é indicativo de que o dado simulado é explicado pelo observado em 41% e que os valores simulados superestimaram os valores observados.

Os valores dos coeficientes de correlação foram 0,65 e 0,66 na estação chuvosa e seca, respectivamente (Tabela 10). Na estação chuvosa analisada tem-se o menor erro absoluto médio (MAE), com valor de 0,74 mm.dia⁻¹. Enquanto no segundo período de análise, o MAE foi da ordem de 0,79 mm.dia⁻¹. Porém, obteve-se o índice de concordância refinado superior com valor de 0,77. As médias observadas e simuladas na estação seca foram os maiores valores encontrados quando comparados com os obtidos na estação chuvosa, da ordem de 5,07 e 5,24 mm.dia⁻¹, respectivamente. E, também, foram obtidos os maiores desvios padrão (s), com valores de 1,06 e 1,09 mm.dia⁻¹ para dados observados e simulados, respectivamente. Assim, o maior MAE relacionou-se com os maiores desvios encontrados.

Tabela 10- Indicativos estatísticos (média (\overline{ET}_O), desvio padrão (s), coeficiente de determinação (r^2), coeficiente angular da reta (b), índice de concordância refinado (d_r) e erro médio absoluto (MAE)) da evapotranspiração de referência estimada pelo método de Penman-Monteith entre dados observados (OBS) e simulados (SIM) para os períodos chuvoso e seco.

Período	\overline{ET}_{OSIM} (mm.dia ⁻¹)	\overline{ET}_{OBS} (mm.dia ⁻¹)	S_{SIM} (mm.dia ⁻¹)	S_{OBS} (mm.dia ⁻¹)	MAE (mm.dia ⁻¹)	r^2	b	d_r
Chuvoso	3,78	3,25	1,07	0,94	0,74	0,43	0,87	0,51
Seco	5,24	5,08	1,09	1,06	0,79	0,41	0,91	0,77

Fonte: Autora, 2012.

Em resumo, pode-se concluir que a ET_{OSIM} comparada com a ET_{OBS} obteve melhores resultados na estação seca, que apresentou maiores valores do índice de concordância refinado (d_r) e de correlação linear. Este resultado deveu-se a melhor simulação das variáveis, saldo de radiação e déficit de pressão de vapor d'água, na estação seca que apresentam maior influência na equação de Penman-Monteith.

4.2.2 Método de Hargreaves-Samani: (ET_{H-S})

Analisando a Figura 13a, a evapotranspiração de referência estimada pelo método de Hargreaves-Samani (ET_{H-S}) mostrou boa concordância entre os valores observados e simulados. Nos dias do ano 110, 112 e 138 foram observados dados diários observados menores do que os dados simulados. O que possivelmente pode ser explicado pelo fato de que nesses dias, a temperatura máxima do ar simulada foi maior que a temperatura medida. Abaixo, na Tabela 11, é mostrada os valores simulados e observados da ET_o e temperatura do ar nestes dias analisados. Estes maiores valores observados nos dados diários da temperatura do ar podem ser explicados pelo fato de que nesses dias ocorreu precipitação, o que influencia

na simulação desta variável meteorológica. A presença de nebulosidade pode apresentar influência na simulação das variáveis meteorológicas no modelo WRF. No dia 110, 112 e 138 ocorreram chuvas acumuladas de 12,95 mm, 7,87 mm e 180 mm, respectivamente, observadas na estação agrometeorológica automática.

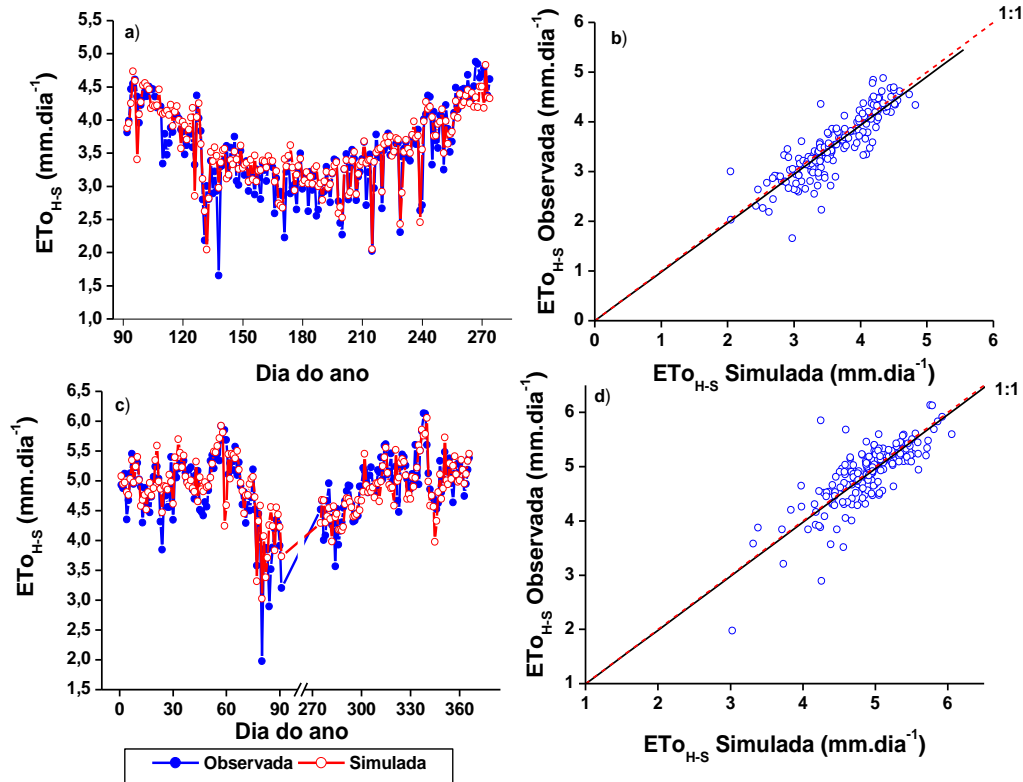
Tabela 11- Evapotranspiração de referência (ETo) e a temperatura máxima do ar (Temp. Máx.) observadas e simuladas para os dias do ano 110, 112 e 138.

Dia do ano	ETo (mm.dia ⁻¹)		Temp. Máx (°C)	
	OBS	SIM	OBS	SIM
110	3,34	4,09	27,5	29,1
112	3,47	4,14	27,9	29,5
138	1,65	2,98	23,5	27,3

Fonte: Autora, 2012.

A dispersão entre a ETo observada e simulada é apresentada na Figura 13b observou-se o coeficiente de determinação de 0,76, o que indica que os valores simulados são explicados pelos dados observados em 76%. Constatou-se que os dados diários da ETo simulada superestimaram os valores da ETo observadas.

Figura 13- Variação diária e dispersão da evapotranspiração de referência estimada pelo método de Hargreaves-Samani com o uso dos dados simulados ($ET_{o_{H-S}}$ Simulada) e observados ($ET_{o_{H-S}}$ Observada) nos períodos chuvoso (a, b) e seco (c, d).



Fonte: Autora, 2012.

A Figura 13c mostra uma boa similaridade da ET_o estimada pelo método de Hargreaves-Samani entre os dados observados e simulados. Foram observados em alguns dias que os dados observados são menores que os simulados. Destacando-se no dia do ano (DOI) 80 (20/03), em que a evapotranspiração observada foi de 1,98, enquanto a simulada foi de 3,03 $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$. Neste dia do ano, as temperaturas do ar máxima e mínima diária observadas foram de 23,8°C e 21,9°C, enquanto a mínima e a máxima simuladas foram de 26,5°C e 22,3°C. Estas temperaturas encontradas influenciam diretamente na evapotranspiração de referência estimada, pois somente a variável temperatura do ar é necessária no cálculo da ET_o pelo método de Hargreaves-Samani. Assim, no DOI 80, a temperatura do ar observada foi menor que a simulada, tendo como valor para a ET_o menor do que o valor simulado. Enquanto, no DOI 59 (28/02) a ET_o simulada foi menor do que a observada. Os valores observados para a temperatura média do ar neste dia foram de 28,44°C e 26,22°C, para dados

observados e simulados. A maior temperatura média do ar observada obteve a maior taxa de evapotranspiração de referência tendo como valor de $5,85\text{mm.dia}^{-1}$. Enquanto a menor temperatura média do ar simulada, teve como valor para taxa de ET_o de $4,25\text{mm.dia}^{-1}$. Analisando-se a Figura 13 d, o coeficiente de determinação encontrado indica que os dados simulados são explicados pelos observados em até 62% e os valores simulados superestimaram os dados observados.

Na Tabela 12, observaram-se valores para o coeficiente linear e de determinação entre 0,87 e 0,75 (estação chuvosa) e 0,79 e 0,62 (estação seca). As maiores médias da ET_o foram observadas na estação seca, tanto na observação quanto na simulação. Os valores obtidos foram de $4,91\text{ mm.dia}^{-1}$ (simulada) e $4,94\text{ mm.dia}^{-1}$ (observada). Já os maiores desvio padrão (DPAD) foram observados na estação chuvosa, estes desvios devem-se a maior presença de nuvens que pode influenciar na medida da temperatura do ar, e, por isso, na estimativa da evapotranspiração de referência pelo método de Hargreaves-Samani.

Tabela 12- Indicativos estatísticos (média ($\overline{ET_o}$), desvio padrão (s), coeficiente de determinação (r^2), coeficiente angular da reta (b), índice de concordância refinado (d_r) e o erro absoluto médio (MAE)) da evapotranspiração de referência estimada pelo método de Hargreaves-Samani entre dados observados (OBS) e simulados (SIM) para os períodos chuvoso e seco.

Período	$\overline{ET_{oSIM}}$ (mm.dia ⁻¹)	$\overline{ET_{oOBS}}$ (mm.dia ⁻¹)	S_{SIM} (mm.dia ⁻¹)	S_{OBS} (mm.dia ⁻¹)	MAE (mm.dia ⁻¹)	r^2	b	d_r
Chuvoso	3,52	3,47	0,54	0,62	0,22	0,76	0,98	0,78
Seco	4,91	4,94	0,48	0,56	0,26	0,62	0,99	0,91

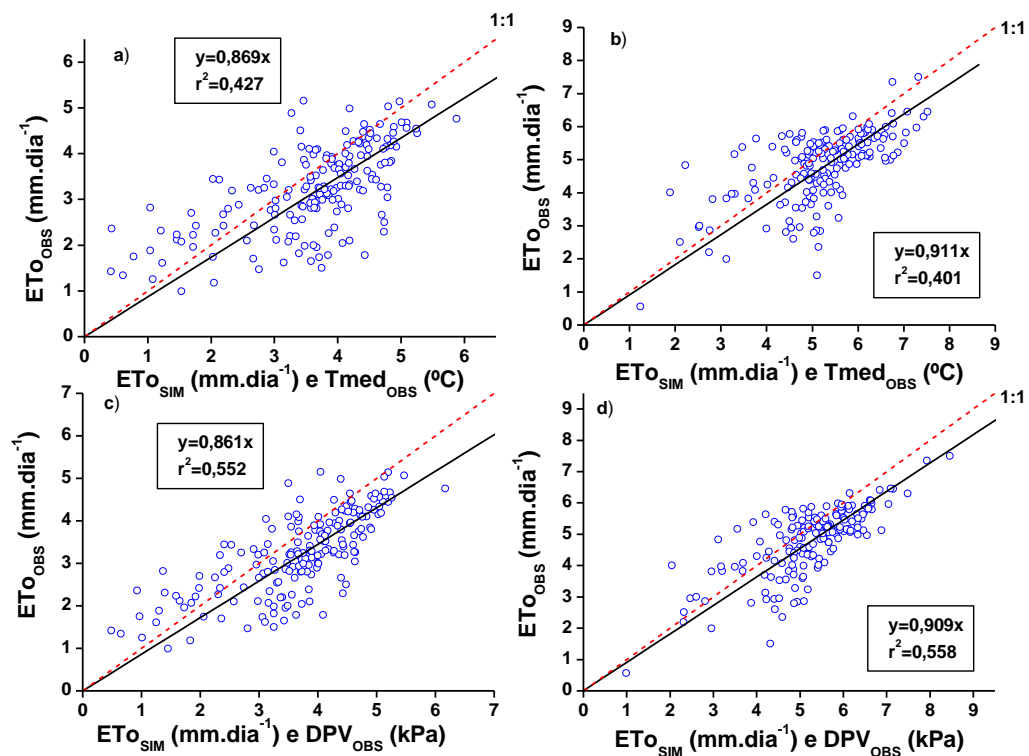
Fonte: Autora, 2012.

Em resumo, o método de estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o) Hargreaves-Samani (HS) obteve o melhor resultado, visto que a variável que mostrou melhores estimativas foi a variável temperatura do ar, a qual é baseada neste método. Notou-se que foi no período chuvoso a melhor estimativa da ET_o pelo método de HS com valores maiores para a correlação linear e os menores erros encontrados. Possivelmente, explicado pelo fato de que a temperatura média do ar foi melhor simulada no período chuvoso. Já a ET_o calculada por Penman-Monteith-FAO não teve um resultado tão satisfatório, devido à simulação da variável irradiação solar global. Resultados semelhantes foram encontrados por outros autores (ARCA *et al.*, 2005; OLIVEIRA, 2007; ISHAK *et al.*, 2010), em que a variável que obteve a pior simulação foi a irradiação solar global, influenciando diretamente no resultado da estimativa da evapotranspiração pelo método de Penman-Monteith.

4.3 Análise da influência das variáveis meteorológicas simuladas na equação de Penman-Monteith

Na Figura 14 são mostradas as comparações da estimativa da evapotranspiração de referência pelo método de Penman- Monteith-FAO (ET_{OP-M}) entre dados observados e simulados. E, em cada figura, analisou-se a influência de cada variável utilizada no método de cálculo da evapotranspiração de referência. Nas Figuras 14a e 14b, foi mostrada a influência da temperatura média do ar (T_{med}) na equação de Penman-Monteith (P-M). Nas Figuras 14c e 14d, a variável analisada foi o déficit de pressão do vapor (DPV) d'água. Os valores obtidos para o coeficiente de determinação indicaram que o valor simulado é explicado pelo observado em 43% no período chuvoso (Figura 14a) e 40% no período seco (Figura 14b). Tanto na estação chuvosa, quando na estação seca os valores simulados superestimam os valores observados. Pela análise das Figuras 14c e 14d, os coeficientes de determinação no período chuvoso e seco, indicaram que o dado simulado é explicado pelo observado em 55% e 56%, respectivamente. Os dados simulados superestimaram os valores observados nos dois períodos estudados.

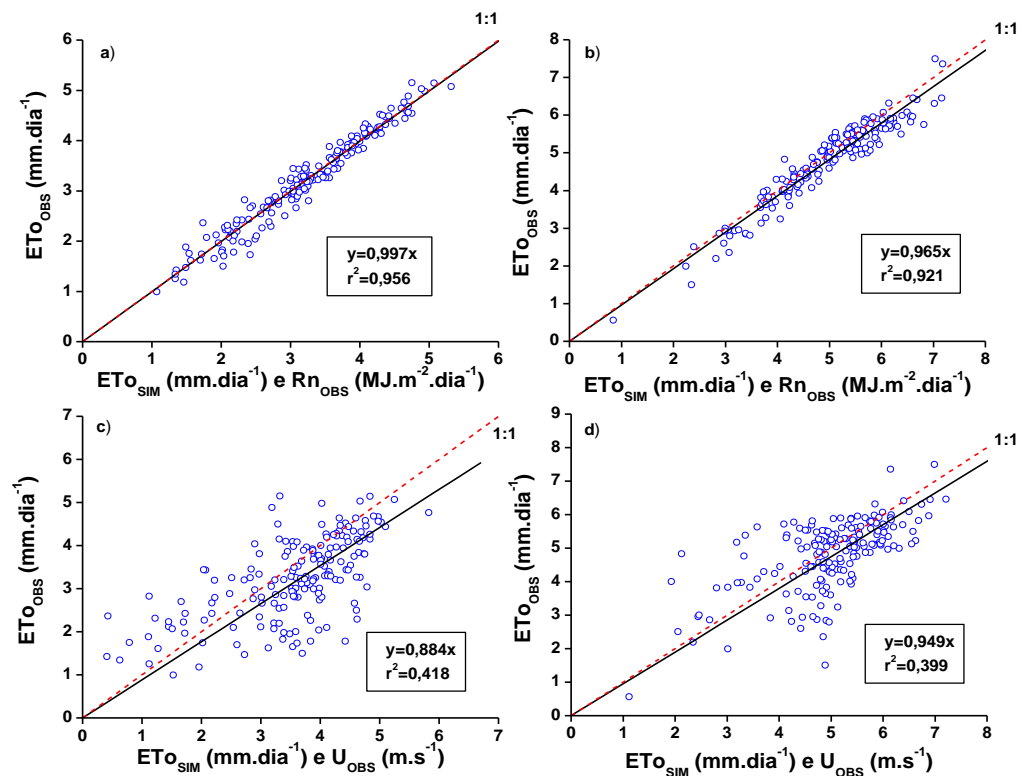
Figura 14- Dispersão diária entre os valores para as estimativas da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith com dados observados e simulados no período seco. Na estimativa com dados simulados, trocou-se a variável meteorológica temperatura média do ar (T_{med}) pela medida observada na estação agrometeorológica para a estação a) chuvosa e b) seca. E trocou-se a variável déficit de pressão do vapor d'água (DPV) no período c) chuvoso e d) seco. A linha tracejada vermelha indica a reta 1:1.



Fonte: Autora, 2012.

As variáveis meteorológicas analisadas na Figura 15 foram o saldo de radiação e a velocidade do vento. Analisando-se as figuras 15a e 15b, os valores para o coeficiente de determinação são um indicativo que, aproximadamente, 96% e 92% dos valores simulados são explicados pelos dados observados nos período chuvoso e seco, respectivamente. Nas duas estações, os dados simulados superestimaram os dados observados.

Figura 15- Dispersão diária entre os valores para as estimativas da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith com dados observados e dados simulados no período seco. Na estimativa com dados simulados, trocou-se a variável meteorológica saldo de radiação (Rn) pela medida observada na estação agrometeorológica para a estação a) chuvosa e b) seca. E trocou-se a variável velocidade do vento (U) no período c) chuvoso e d) seco. A linha tracejada vermelha indica a reta 1:1.



Fonte: Autora, 2012.

Foram analisadas as Figuras 15c e 15d, obtendo valores para o coeficiente de determinação (r^2), indicaram que os valores simulados são explicados pelos dados observados em, aproximadamente, 42% e 40% nos períodos chuvoso e seco. Em geral, analisando cada variável meteorológica obteve-se que com a mudança pela medida observada do saldo de radiação e o déficit de pressão de saturação do vapor d'água, as comparações entre a estimativa da evapotranspiração de referência com dados simulados e observados foram melhoradas. Então, as variáveis Rn e DPV são as que mais influenciam na equação de Penman-Monteith e que devem ser melhorada a simulação destas variáveis para a obtenção de uma estimativa da evapotranspiração de referência mais próxima da estimativa com dados

observados na estação agrometeorológica. Na Tabela 13, são apresentados os coeficientes de determinação para a estimativa da evapotranspiração de referência entre valores simulados e observados para os períodos seco e chuvoso. Pela análise da Tabela 13, foram obtidas as melhores correlações com a mudança das variáveis meteorológicas, saldo de radiação e déficit de pressão de saturação do vapor d'água, por uma medida observada na estação agrometeorológica. A primeira coluna indica a comparação da estimativa de evapotranspiração feita por dados observados e simulados.

Tabela 13- Coeficiente de determinação (r^2) para a estimativa da evapotranspiração de referência entre dados simulados e observados para os períodos seco e chuvoso.

Período	(1) x (2)	(1) x (3)	(1) x (4)	(1) x (5)	(1) x (6)
	r^2	r^2	r^2	r^2	r^2
Seco	0,41	0,40	0,92	0,56	0,40
Chuvoso	0,43	0,43	0,96	0,55	0,42

(1) Evapotranspiração estimada por dados observados; (2) Evapotranspiração estimada por dados simulados; (3) Evapotranspiração estimada por dados simulados, porém com a mudança na variável temperatura média do ar pela medida observada; (4) Evapotranspiração estimada por dados simulados, porém com a mudança na variável saldo de radiação pela medida observada; (5) Evapotranspiração estimada por dados simulados, porém com a mudança na variável déficit de pressão de saturação do vapor d'água pela medida observada; (6) Evapotranspiração estimada por dados simulados, porém com a mudança na variável velocidade do vento pela medida observada.

Os resultados mostraram que a variável meteorológica irradiação solar simulada pelo modelo de mesoescala deve ser melhorada para a obtenção de resultados mais satisfatórios da ETo simulada quando comparada a ETo observada. Também, constatou-se que a variável irradiação solar é a variável que mais influencia no método de estimativa de ETo Penman-Monteith-FAO. Resultados análogos foram encontrados por (ARCA, 2005; DUCE, 2000; ISHAK, 2010) onde o saldo de radiação foi a pior variável simulada nos modelos de previsão do tempo. Com a substituição da variável irradiação solar observada na estação meteorológica, o cálculo da ETo pelo método de Penman-Monteith-FAO, obteve coeficiente de determinação 0,85.

4.4 Transmitância atmosférica global diária (Kt) sazonal

Na Tabela 14, mostrou-se a média dos desvios para todas as condições de nebulosidade nos períodos chuvoso e seco. Os valores diários da evapotranspiração estimada pelo método de Penman-Monteith com a utilização de dados simulados pelo modelo WRF e

observados pela estação automática para as condições de nebulosidade definidas, selecionando um dia somente para análise. Analisando os dados da Tabela 14, observa-se que todos os valores encontrados apresentam superestimativa da simulação em relação ao valor observado. E, observando-se, separadamente cada estação, pode-se concluir que na estação chuvosa, os valores encontrados foram menores que os valores da estação seca, mostrando um melhor desempenho do modelo na estação chuvosa e para todas as condições de nebulosidade (K_t). Já em comparação ao melhor desempenho do modelo para cada condição de nebulosidade, notou-se que o melhor desempenho foi encontrado tanto na estação seca, quanto na estação chuvosa, para o $0,60 < K_t \leq 0,70$, o que indicou a condição de parcialmente nublado tendendo a limpo. O menor valor absoluto encontrado foi de 0,045 na estação chuvosa e de 0,078 na estação seca.

Tabela 14- Média dos desvios da evapotranspiração de referência simulada e observada para todas as condições de nebulosidade (K_t).

	Média dos desvios (mm.dia^{-1})				
	$K_t \leq 0,30$	$0,30 < K_t \leq 0,40$	$0,40 < K_t \leq 0,60$	$0,60 < K_t \leq 0,70$	$K_t > 0,70$
Estação Chuvosa	0,714	0,843	0,395	0,046	0,078
Estação Seca	1,486	1,624	0,534	0,071	0,345

Fonte: Autora, 2012.

Na tabela 15, serão analisados um dia para cada condição diferente de K_t e para cada estação. Foram escolhidos os dias em que não houve precipitação, ou inferior a 2 mm. Nota-se que nas condições de nebulosidade de $K_t \leq 0,30$; $0,30 < K_t \leq 0,40$ e $0,40 < K_t \leq 0,60$, o valor da evapotranspiração com dados simulados é sempre maior do que o valor estimado com dados observados. Já para as condições de nebulosidade de $0,60 < K_t \leq 0,70$ e $K_t > 0,70$, os valores de evapotranspiração para os dados observados foram maiores que para os simulados. Porém, para estas condições de nebulosidade foram encontrados as menores médias de desvios e pelos valores pode-se notar diferença menor entre os valores observados e simulados. Para a estação seca, na condição de parcialmente nublado tendendo a limpo ($0,60 < K_t \leq 0,70$) a diferença foi de $0,07 \text{mm.dia}^{-1}$, onde o valor simulado foi de $5,24 \text{mm.dia}^{-1}$ e o observado foi de $5,31 \text{mm.dia}^{-1}$. Já na estação seca, para a mesma condição de K_t , a diferença encontrada foi de $0,01 \text{mm.dia}^{-1}$, onde os valores encontrados foram de $4,51$ e $4,52 \text{mm.dia}^{-1}$, para dados simulados e observados, respectivamente.

Tabela 15- Evapotranspiração de referência estimada com dados simulados (1) e observados (2) nas estações seca e chuvosa para cada condição de nebulosidade (K_t).

	Estação Chuvosa		Estação Seca	
	ET _o (1)	ET _o (2)	ET _o (1)	ET _o (2)
$K_t \leq 0,30$	1,53	1,00	3,11	2,00
$0,30 < K_t \leq 0,40$	3,24	2,20	3,11	2,86
$0,4 < K_t \leq 0,60$	4,84	4,18	4,88	4,47
$0,60 < K_t \leq 0,70$	4,51	4,52	5,24	5,31
$K_t > 0,70$	4,15	4,19	7,34	7,49

Fonte: Autora, 2012.

O que provavelmente, confirmou-se com o resultado encontrado para a média dos desvios, para os menores valores de desvios encontrados, obteve-se a menores diferenças entre os valores simulados e observados. Para a condição de céu limpo ($K_t > 0,70$), os valores encontrados da evapotranspiração na estação seca foram de 7,34 e 7,49 mm.dia⁻¹, para dados simulados e observados, respectivamente. A diferença encontrada entre esses valores foi de 0,15mm. Já na estação chuvosa, encontraram-se valores de 4,15 e 4,19 mm.dia⁻¹ para os dados simulados e observados, respectivamente. A diferença entre estes dados foi de 0,04mm.

5 CONCLUSÕES

O desempenho do modelo atmosférico de mesoescala WRF no prognóstico das variáveis meteorológicas para a região de Rio Largo/AL apresenta os melhores resultados para a temperatura média do ar e o déficit de pressão de vapor. A melhor simulação do período chuvoso desta região foi para a temperatura média do ar. A boa simulação da temperatura média do ar pelo modelo WRF resulta em uma melhora estimativa da evapotranspiração de referência pelo método de Hargreaves-Samani, que tem como entrada esta variável meteorológica na equação.

As variáveis meteorológicas, saldo de radiação e velocidade do vento, simuladas pelo modelo WRF não apresentam estimativas satisfatórias quando comparadas as outras variáveis estimadas. Estas variações entre simulações e observações do saldo de radiação e a velocidade do vento devem-se a presença de cobertura de nebulosidade (período chuvoso) e pelos modelos de mesoescala apresentarem deficiência em representar o terreno, respectivamente. A simulação insatisfatória da variável meteorológica saldo de radiação influencia significativamente nas estimativas da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith, que é a variável de maior contribuição na transferência de água da superfície do estado líquido para vapor na atmosfera.

Em geral, as variáveis meteorológicas, déficit de pressão de vapor d'água, velocidade do vento e saldo de radiação, foram melhores simuladas no período seco do que no período chuvoso, com exceção da temperatura média do ar que obteve os melhores resultados no período chuvoso. As estimativas da evapotranspiração de referência pelos métodos de Penman-Monteith e Hargreaves-Samani obtiveram os melhores resultados pelo segundo método, no período chuvoso. Já o primeiro método obteve melhores estimativas na estação seca, devido as variáveis, déficit de pressão de saturação e o saldo de radiação, que tem mais influência no método de Penman-Monteith terem sido melhores simuladas no período seco.

Assim, o modelo de mesoescala WRF para métodos que utilizam somente a temperatura do ar como variável de entrada indicou-se uma ferramenta importante, porém para métodos que necessitam de mais variáveis meteorológicas (como no caso do método de Penman-Monteith), o modelo ainda precisa de ajustes regionais.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO, 328p., 1998. (Irrigation and Drainage Paper, 56)
- ARAKAWA, A. and LAMB, V. Computational design of the basic dynamical processes in the UCLA general circulation model. In "General circulation models of the atmosphere", methods in computational physics, 17, J. Chang, editor, **Academic Press**, p.174-264, 1977.
- 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**, Haia, n.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. In: VII Workshop Brasileiro de Micrometeorologia, 2011, Santa Maria. Revista Ciência e Natura, v. Suplem. p. 215-218, 2011.
- BERLATO, M. A.; MOLION, L. C. B. **Evaporação e evapotranspiração**. Porto Alegre: IPAGRO, 1981. 95p. Boletim Técnico/IPAGRO, 7.
- CARVALHO, D. J. **Optimização do modelo numérico de previsão do tempo WRF no contexto de previsão e produção de energia eólica**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia e Oceanografia Física), Universidade de Aveiro, Portugal, 2009.
- 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. **Journal Environmental Modelling & Software**, v.33, p. 23-34, 2012.
- CARVALHEIRO, L.C.; BERNARDO, S. de O.; COSTA, P.D., MANSO ORGAZ, M.D.J; YAMASAKI, Y.; "Validação da Temperatura da Superfície do Mar a partir de medições de satélite", (accepted) 5p, 2008. http://www.ame.web.org/JORNADAS/6B_Carvalho.pdf
- CAMARGO, A. P.; SENTELHAS, P.C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no estado de São Paulo, Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.5, n.1, p.89-97, 1997.
- CEBALLOS, J. C.; RODRIGUES, M. L.; OLIVEIRA, L. M. **Desempenho do modelo GL versão 1,2 época: Outubro 2010 – Dezembro 2010**, Relatório Técnico 01/11 - RST-DSA.
- CHAGAS, G.F.B.; SOUZA, A.M.; ROCHA, E.J.P. Estimativa da taxa de evapotranspiração pelos métodos de Hargreaves-Samani (1985) e Linacre (1977) em área de Floresta Tropical-Caxiunã/PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 5p, 2008.
- COELHO, D. G.; JUSTI da SILVA, M. G. A.; SANTOS, I. A. Modelagem de mesoescala: uma alternativa de baixo custo. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 11, Rio de Janeiro, RJ. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 5p, 2000.

CONCEIÇÃO, M. A. F. Estimativa da evapotranspiração de referência com base na temperatura do ar para as condições do Baixo Rio Grande, SP. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 11, n. 2, p. 229- 236, 2003.

CONCEIÇÃO, M. A. F.; MANDELLI, F. Cálculo da evapotranspiração de referência com base na temperatura do ar. Bento Gonçalves. Embrapa Uva e Vinho, 4p, 2005 (Embrapa Uva e Vinho. **Comunicado técnico, 61**)

CONCEIÇÃO, M. A. F.; MARIN, F. R. Avaliação de modelos para a estimativa de valores diários da radiação solar global com base na temperatura do ar. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Piracicaba, v. 15, n. 1, p. 103-108, 2007.

CORTINAS JR., J. V.; STENSRUD, D. J. The importance of understanding mesoscale model parameterization schemes for weather forecasting. **Weather Forecasting**, v. 10, p. 716-740, 1995.

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

DOS SANTOS, C.M. **Irradiação solar global com diferentes modelos para Alagoas**. 95p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2012.

DUCE, P.; SNYDER, R. L.; SPANO, D. Forecasting Reference Evapotranspiration. **Acta Horticulturae**, The Hague, 537, p. 135-141, 2000.

FERREIRA JUNIOR, R. A. **Crescimento de variedades RB de Cana-de-açúcar irrigadas e fotossíntese modelada pela radiação solar**. 2010. 70p. Dissertação (Mestrado em Agronomia), Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2012.

GOCIC, M.; TRAJKOVIC, S. Service-oriented approach for modeling and estimating reference evapotranspiration. **Journal Computers and Electronics in Agriculture**, v. 79, Issue 2, p. 153-158, 2011.

GONÇALVES, F.; FEITOSA, H.; CARVALHO, C.; GOMES, R.; JÚNIOR, M. Comparação de métodos da estimativa da evapotranspiração de referência para o município de Sobral-CE. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada**, v.3, n.2, p. 71-77, 2009.

HARGREAVES, G. H; SAMANI, Z. A. Reference crop evapotranspiration form temperature. **Transaction of ASAE**, p 96-99. 1985.

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

JENSEN, M.E.; BURMAN, R.D.; ALLEN, R.G. Evapotranspiration and irrigation water requirements. New York: **American Society of Civil Engineers**, 329 p, 1990 (ASCE Manual and Report on Engineering Practice, 70).

KOBIYAMA, M.; VESTENA, L.R. Aplicação do método de Penman modificado no cálculo da evapotranspiração potencial para quatro estações meteorológicas do Estado do Paraná. **Revista Ciências Exatas e Naturais**, Guarapuava, v.8, n.1, p.83-97, 2006.

KUSAKA, H.; HAYAMI, H. Numerical simulation of local weather for a high photochemical oxidant event using the WRF model. **JSME International Journal**. Series B, v.49, n.(1), 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**, v.86, 2012, p. 2200-2217.

LINACRE, E.T. A simple formula for estimating evapotranspiration rates in various climates, using temperature data alone. **Agricultural Meteorology**, Amsterdam, v.18, n.1, p.409-424, 1977.

LITTA, A.J.; MOHANTY, U.C.; DAS, S.; IDICULA, S.M. Numerical simulation of severe local storms over east India using WRF-NMM mesoscale model. **Journal Atmospheric Research** 116, 2012, p.161-184.

MEDEIROS, A. **Estimativa da evapotranspiração de referência a partir da equação de Penman-Monteith, de medidas lisimétricas e de equação empíricas em Paraipaba, CE**. Tese (Doutorado). Piracicaba, SP. 2002.

MENDONÇA, J. C.; SOUSA, E. F. de.; BERNARDO S.; DIAS, G. P.; GRIPPA, S. Comparação entre métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o) na região Norte Fluminense, RJ. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.7, n.2, p.275-279, 2003.

MÖLDERS, N. Suitability of the Weather Research and Forecasting (WRF) Model to predict the June 2005 fire weather for interior Alaska. **Journal Weather and Forecasting**. 2008, p. 953-973.

MONTEITH, J.L. Evaporation and environment. In G.E. Fogg (ed.) *Symposium of the Society for Experimental Biology, The State and Movement of Water in Living Organisms*, Academic Press, Inc., NY, v. 19, p. 205-234, 1965.

OLIVEIRA, C. **Prognóstico das variáveis meteorológicas e da Evapotranspiração de Referência com o modelo de previsão do tempo GFS/NCEP**. Dissertação (Mestrado). Piracicaba, SP, 2007.

OLIVEIRA, A.C. **Implementação do modelo atmosférico WRF acoplado com o modelo hidrológico TOPMODEL para a bacia de União de Vitória**. Dissertação (Mestrado em Engenharia dos Recursos Hídricos e Ambiental), Curitiba, PR, 2006.

PENMAN H.L., Natural evaporation from open water, bare soil and grass, **Proceeding of Royal Society**. London, 193, 1948, p. 120-146.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 183p, 1997.

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

PRUITT, W.O. Procedures for development of ETo maps for California. *ICID.Bull.* 33, p. 61-64, 1984.

PRUITT, W.O.; FERERES E.; KAITA, K.; SNYDER, R.L. Reference evapotranspiration (ETo) for California. *Bull. University of California Agricultural Experimental Station*, Davis, CA, 1987.

RANA, G.; KATERJI, N. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *European Journal of Agronomy*, v.13, p. 125-153, 2000.

RAMOS, D. N.S. **Mapeamento eólico do estado de Alagoas utilizando ferramentas computacionais e dados observados.** 2012. 130p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2012.

RAMOS, H. E; FERREIRA, J.G. da SILVA; ULIANA, E.M. Comportamento da previsão de precipitação simulada pelo modelo Weather Research and Forecasting (WRF) para o estado de Espírito Santo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16, 2010, Belém. *Anais...* Belém: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2010. 5p.

SANTOS, E. P.; JUNIOR, V.G.C.; ARAÚJO, A.L.; BRITO, J. I.B. Desempenho dos modelos BRAMS e WRF na estimativa dos fluxos de calor sensível e latente sobre o nordeste brasileiro. In: IX Simpósio Internacional de Climatologia, 2011, João Pessoa. *Anais...* João Pessoa: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2011. 5p.

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

SILVA, D., MEZA, F.J., Varas, E., Use of mesoscale model MM5 forecasts as proxies for surface meteorological and agroclimatic variables. *Ciência e Investigacion Agraria*, v. 36, n.3, p. 369–380, 2009.

SILVA, D.; MEZA, F.J.; VARAS, E., Estimating reference evapotranspiration (ETo) using numerical weather forecast data in central Chile. *Journal of Hydrology* **382**, p. 64-71, 2010.

SILVA, V.; BELO, A., SILVA, B., CAMPOS, J. Desenvolvimento de um sistema de estimativa da evapotranspiração de referência. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.9, n.4, p.547-553, 2005.

SPERLING, V.; FERNANDES, V.; SALUSTIANO, R.; SOUZA, J.L. Estimativa da evapotranspiração de referência pelo método de Hargreaves-Samani utilizando dados observados e dados simulados pelo modelo WRF: mudança na superfície vegetativa. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 17, 2012, Gramado. *Anais...* Gramado: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 5p, 2012.

SOUZA, F. **Avaliação dos Estudos Hidroclimatológicos do Plano Estadual de Recursos Hídricos do Ceará: I – Evapotranspiração.** Encontro das Águas, IICA, Fortaleza, Ceará, 1998.

SOUZA, J. L.; CALHEIROS, C. B. M.; SANTOS, E. A. dos. Evapotranspiração Pelo Método de Penman-Monteith Representativa da Região do Tabuleiro Costeiro de Alagoas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10, 1998, Brasília. **Anais...** BRASÍLIA: Sociedade Brasileira de Meteorologia, v. 1. p. 1-5, 1998.

SOUZA, J.L. MOURA FILHO, G. LYRA, R.F. TEODORO, I; SANTOS, E.A.dos; SILVA, J.L. da. SILVA, P.R.T.da; 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,n. 2, p. 131-141, 2004.

SKAMAROCK, W. C., J. B. KLEMP, J. DUDHIA, GILL, D. O., BARKER, D. M., WANG, W. and POWERS, J. G. **A description of the Advanced Research WRF Version 2.** NCAR Tech Notes-468+STR, 2005.

SKAMAROCK, W. C. *et al.* **A description of the Advanced Research WRF Version 3.** National Center for Atmospheric Research (NCAR). Boulder, Colorado (EUA), p. 125. 2008 (NCAR/TN-475+STR).

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

VAREJÃO, M. **A Meteorologia e Climatologia.** Recife, 2005

VELOSO, T.; FONTANA, D.C.; ALVES, R.C.M. Avaliação de fluxos de calor e evapotranspiração pelo modelo SEBAL com o uso de dados do sensor ASTER. **Pesquisa agropecuária brasileira**, Brasília, v.45, n.5, p.488-496, 2010.

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, n.3, 2005, p.713-721.

WANG, W., BRUYERE, C., DUDA, M., DUDHIA, J., GILL, D., LIN, H.; C., MICHALAKES, J., RIZVI, S., ZHANG, X., BEEZLEY, J. D., COEN, J. L., MANDEL, J.: **ARW Version 3 Modeling System User's Guide**, 2011.

WILKS, D.S., **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences.** Academic Press, NY. 467 pp, 2005.

WILMOTT, C. J.; ROBESON, S.M.; MATSUURA, K. Short Communication A refined index of model performance. **International Journal of Climatology**, 8p, 2011.

WILMOTT, C.J. On the validation of models.**Physical Geography**, v.2, p.184–194, 1981.

WILLMOTT, C.J. Some comments on the evaluation of model performance.**Bulletin of the American Meteorological Society**, v.63, p. 1309–1313, 1982.

WILMOTT CJ, ACKLESON, S.G., DAVIS,R.E., FEDDEMA, J.J., KLINK, K.M. Legates DR, O'Donnell J, Rowe CM. Statistics for the evaluation of model performance. **Journal of Geophysical Research** 90(C5), p. 8995–9005, 1985.

ZEPKA, G. dos S. **Previsão de descargas atmosféricas usando o modelo de mesoescala WRF**. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos/SP, 2011.