

**ESTUDO FÍSICO-HÍDRICO EM LISÍMETROS
E COMPARAÇÃO DE ELEMENTOS
CLIMÁTICOS NA REGIÃO DE LAVRAS, MG**

CIRO AUGUSTO DE SOUZA MAGALHÃES

2008

CIRO AUGUSTO DE SOUZA MAGALHÃES

**ESTUDO FÍSICO-HÍDRICO EM LISÍMETROS E COMPARAÇÃO
DE ELEMENTOS CLIMÁTICOS NA REGIÃO DE LAVRAS, MG**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, para obtenção do título de “Mestre”.

Orientador
Prof. Dr. José Maria de Lima

LAVRAS
MINAS GERAIS – BRASIL
2008

**Ficha Catalográfica Preparada pela Divisão de Processos Técnicos da
Biblioteca Central da UFLA**

Magalhães, Ciro Augusto de Souza.

Estudo físico-hídrico em lisímetros e comparação de elementos
climáticos na região de Lavras, MG / Ciro Augusto de Souza Magalhães
– Lavras : UFLA, 2008.

84 p. : il.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Lavras, 2008.

Orientador: José Maria de Lima.

Bibliografia.

1. Evapotranspiração. 2. Penman-Monteith-FAO. 3. Consumo de água.
4. Capacidade de campo. 5. Condutividade hidráulica. 6. Retenção de
água. I. Universidade Federal de Lavras. II. Título.

CDD – 631.432

CIRO AUGUSTO DE SOUZA MAGALHÃES

**ESTUDO FÍSICO-HÍDRICO EM LISÍMETROS E COMPARAÇÃO
DE ELEMENTOS CLIMÁTICOS NA REGIÃO DE LAVRAS, MG**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, para obtenção do título de “Mestre”.

APROVADA em 21 de maio de 2008

Prof. Dr. Carlos Rogério de Mello	DEG/UFLA
Prof. Dr. Luiz Gonsaga de Carvalho	DEG/UFLA
Prof. Dr. Geraldo César de Oliveira	DCS/UFLA

Prof. Dr. José Maria de Lima
UFLA
(Orientador)

LAVRAS
MINAS GERAIS – BRASIL
2008

Aos meus pais, Ciro e Nilza, pela dedicação e alegria de viver,

OFEREÇO

À Isabela, pelo amor e companheirismo, aos meus irmãos, pelo apoio, aos meus
sobrinhos, pelo carinho e alegria,

DEDICO

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela vida.

À Isabela, pelo amor, dedicação, confiança e apoio total em todos os momentos.

À minha família, que mesmo a distância, não deixa de me incentivar.

Ao meu sogro Eduardo, minha sogra Marly e minha cunhada Karina, pela confiança e incentivos constantes.

Ao Departamento de Ciência do Solo da Universidade Federal de Lavras, pela oportunidade de realização do curso, à CAPES, pela concessão da bolsa de estudos e a FAPEMIG e CNPq, pelo auxílio financeiro à pesquisa.

Ao professor Dr. José Maria de Lima, pela orientação desde a iniciação científica, amizade, ensinamentos, confiança, ética e incentivos à pesquisa.

Ao professor Dr. Carlos Rogério de Mello, pela cooperação e ensinamentos transmitidos com segurança e boa vontade.

Ao professor Dr. Geraldo César de Oliveira, pelas sugestões apresentadas e amizade construída ao longo do curso.

Ao professor Dr. Luiz Gonsaga de Carvalho, pelas sugestões apresentadas e disponibilização dos dados climáticos, juntamente com o Instituto Nacional de Meteorologia (5º DISME) – convênio INMET/UFLA.

A todos os professores do Departamento de Ciência do Solo, pelos conhecimentos transmitidos ao longo do curso.

Aos funcionários do Departamento de Ciência do Solo, em especial Carlinhos, Delanne e Dulce, pelos auxílios prestados e amizade ao longo desses anos.

Aos pós-graduandos Vico, Bruno Teixeira, Luiz Gustavo, Regimeire e Vitória e aos alunos de graduação Pedro, Bethânia e Gabriela pela amizade e apoio em todos os momentos.

Aos amigos e colegas de curso, em especial Waldete, Anna Hoffmann, Ana Luiza, Silvio, Eduardo, Bruno Pires, César, Paula, Euzi, Enio, Évio, Josinaldo, Zilton, Bruno, Leandro, Plínio, Paulo, Cléber, Elen, Thiago, Bruno Lima, Fabrício, Gabriela, Mayesse, Fábio, Amanda, Ayeska, Fábio Satoshi, Guilherme, Fabrício, Gláucia, Bruno Dias, Adriana, Marcos, Sheila, Geila, Maurício, Jerusa, Michele, Rodrigo, Karine, Karina, Milson e todos do Departamento de Ciência do Solo pelos momentos de descontração e intercâmbio científico e cultural.

Aos amigos da UFLA (Sérgio, Tiaguinho, Rooveth, Shigeru, Caipirão, Thunder, Leite, Viola, Jefão).

Aos amigos lavrenses, em especial ao pessoal da “República”.

À todos que, de alguma maneira, contribuíram para que mais essa etapa fosse vencida, o meu muito obrigado!

SUMÁRIO

	Página
RESUMO GERAL	i
GENERAL ABSTRACT	ii
CAPÍTULO 1.....	1
INTRODUÇÃO GERAL.....	1
CAPÍTULO 2.....	3
RESUMO.....	3
ABSTRACT	4
1 INTRODUÇÃO	5
2 REFERENCIAL TEÓRICO	7
2.1 Monitoramento climático.....	7
2.2 Evapotranspiração.....	8
2.3 Evapotranspiração de referência (ET _o)	10
3 MATERIAL E MÉTODOS	12
3.1 Modelos para o cálculo da ET _o	15
3.1.1 Modelo de Penman-Monteith-FAO	15
3.1.2 Método do Tanque Classe A.....	20
3.1.3 Modelo de Budyko.....	21
3.1.4 Modelo de Makkink.....	21
3.1.5 Modelo de Hargreaves-Samani.....	21
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	23
4.1 Comparação entre dados obtidos de estação meteorológica automática (EMA) e convencional (EMC)	23
4.1.1 Temperatura média, máxima e mínima diária do ar	23
4.1.2 Precipitação pluvial, umidade relativa média diária do ar e pressão atmosférica média diária	27
4.1.3 Radiação solar diária incidente na superfície terrestre e saldo diário de radiação.....	31
4.2 Comparação da ET _o estimada por diferentes métodos.....	34
5 CONCLUSÕES	38
6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	39
CAPÍTULO 3.....	42
RESUMO.....	42
ABSTRACT	43
1 INTRODUÇÃO	44
2 REFERENCIAL TEÓRICO	46
2.1 Potencial total da água no solo	46
2.2 Umidade do solo	47

2.3 Monitoramento da umidade do solo	50
2.4 Porosidade drenável	51
2.5 Textura	51
2.6 Densidade do solo	52
2.7 Matéria Orgânica	52
2.8 Volume total de poros	52
2.9 Condutividade hidráulica	53
2.10 Infiltração de água no solo	55
2.11 Lisímetros	57
3 MATERIAL E MÉTODOS	59
3.1 Caracterização físico-hídrica dos solos dos lisímetros	59
3.2 Estudo do balanço hídrico nos lisímetros	63
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	65
5 CONCLUSÕES	79
6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	80

RESUMO GERAL

MAGALHÃES, Ciro Augusto de Souza. **Estudo físico-hídrico em lisímetros e comparação de elementos climáticos na região de Lavras, MG** 2008, Cap. 1, 84 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG¹.

Objetivou-se, neste trabalho, comparar elementos climáticos obtidos de estação meteorológica convencional (EMC) e automática (EMA), além de comparar diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o) com o método padrão (Penman-Monteith-FAO), para Lavras, MG. Os dados da EMC foram obtidos entre os anos de 2005 e 2008, da Estação Climatológica Principal de Lavras, com a EMA sendo instalada no mesmo local. As menores discrepâncias foram referentes às medições de temperatura e umidade relativa. Pressão atmosférica e precipitação apresentaram pequena dispersão dos dados, e necessitaram de ajustes. Radiação solar foi o parâmetro mais discrepante entre as duas estações. A estimativa da ET_o pelos dados da EMA foi semelhante àquela estimada a partir dos dados da EMC. Quanto aos métodos de estimativa da ET_o , o método que mais se aproximou do padrão foi o de Makkink, seguido pelos métodos de Hargreaves-Samani, Tanque Classe A e Budyko. Foi determinado também o balanço hídrico em lisímetros contendo amostras indeformadas de Latossolo Vermelho Distroférico (LVdf) e Argissolo Vermelho Amarelo (PVAd), que são representativas da região de Lavras, MG; estas colunas foram cobertas com grama batatais (*Paspalum notatum* Flugge). Dados meteorológicos, entre 2005 e 2008, foram obtidos através de uma estação meteorológica automática. Sensores de umidade foram instalados a cada 25 cm, nas colunas de solo, a fim de se acompanhar mudanças de armazenamento de água no solo ao longo do tempo; evapotranspiração a partir das colunas foi comparada com a evapotranspiração de referência (ET_o). As colunas contendo LVdf apresentaram maior evapotranspiração; estes valores foram próximos dos valores de ET_o , para os períodos úmidos. A drenagem profunda foi maior nas colunas de PVAd, refletindo menor evapotranspiração. Sob condições de lisímetros, a condutividade hidráulica saturada não representou o potencial de drenagem PVAd. A umidade na capacidade de campo foi um bom indicador do final de drenagem profunda, principalmente para o LVdf.

¹ Comitê Orientador: José Maria de Lima – DCS/UFLA (Orientador) e Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA.

GENERAL ABSTRACT

MAGALHÃES, Ciro Augusto de Souza. **Physical-hydric study in lysimeters and comparison between climatic elements at the region of Lavras, MG, 2008**, 84 p. Dissertation (Master in Soil Science) - Federal University of Lavras, Lavras, MG²

This work aimed to compare data obtained from conventional (EMC) and automatic (EMA) meteorological stations, and to compare different methods against the standard method for estimating the reference evapotranspiration (ET_0), for the region of Lavras, Minas Gerais, Brazil. The EMC data, between 2005 and 2008, were obtained from National Institute of Meteorology (INMET) and the EMA data, for the same period, were obtained from a device that was installed in the same place as the EMC. The lowest discrepancies between EMC and EMA were related to temperature and relative humidity. Atmospheric pressure and precipitation showed little dispersion, requiring some adjustments. Solar radiation was the most discrepant parameter between the two measurement systems. The ET_0 that was estimated from EMA data did not differ from ET_0 that was estimated from EMC. The method that most closely approximated the standard method, for estimating ET_0 , was the Makkink method, followed by the Hargreaves-Samani, the Class A tank, and the Budyko method. It was also determined the water balance in lysimeters containing undisturbed samples of Oxisol (LVdf) and Ultisol (PVAd), which are representative of the region of Lavras, MG; these columns were covered with *Paspalum notatum* Flugge. Meteorological data were obtained using an automatic weather station. Moisture sensors were installed at every 25 cm in the soil columns, in order to monitor changes of water storage in soil over time; evapotranspiration from the columns was compared to the reference evapotranspiration (ET_0). The columns containing LVdf presented higher evapotranspiration; these values were close ET_0 , for the wet periods. Deep drainage was higher in the columns of PVAd, reflecting lower evapotranspiration. Under the lysimeter conditions, the saturated hydraulic conductivity did not represented the drainage potential of PVAd. The moisture at the field capacity was a good indicator of the final of deep drainage, mainly for the LVdf.

² Guidance Committee: José Maria de Lima – DCS/UFLA (Major Professor) and Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO GERAL

A imensa adoção de recursos tecnológicos na agricultura vêm ocasionando uma série de benefícios, principalmente expressivos aumentos de produtividade e redução dos custos de produção. Entre esses recursos que vem sendo utilizados, dispositivos que permitem um melhor aproveitamento da água no meio agrícola merecem destaque.

O conhecimento das necessidades hídricas das culturas é imprescindível para o manejo racional da água, sobretudo diante da crescente pressão sobre o uso e conservação desse recurso, o que pode acarretar, num futuro próximo, em cobrança pelo seu uso na agricultura. A demanda de água pelas plantas depende das condições climáticas, que influenciam a evapotranspiração, sendo esse parâmetro de característica local ou região. A predição e o monitoramento da evapotranspiração são indispensáveis para o dimensionamento e o manejo de sistemas de irrigação, para a estimativa do balanço hídrico e para modelagem hidrológica.

O uso racional da água e do solo, principalmente para fins agrícolas, depende do conhecimento da interação entre esses dois componentes do ambiente. O aproveitamento da água das chuvas pelas plantas depende de atributos do solo que influenciam diretamente o balanço da água entre perda superficial por deflúvio ou evapotranspiração, a infiltração e percolação para camadas além do sistema radicular das plantas e o armazenamento na região radicular. O conhecimento do movimento da água, em diferentes tipos de solos, é fundamental para a obtenção dos parâmetros necessários para aplicação de modelos hidrológicos e, principalmente, para o planejamento conservacionista de uso do solo e para o manejo racional da irrigação.

Sabe-se que o uso e o manejo inadequado do solo provocam mudanças profundas no ambiente edáfico, contribuindo marcadamente para a perda em qualidade e quantidade dos recursos hídricos. Essas modificações no solo têm como consequência uma série de mudanças físicas, químicas, biológicas e hidrológicas, que culminam com o declínio da capacidade produtiva dos solos e a perda da sustentabilidade nos sistemas agrícolas. Um dos principais sintomas desse desequilíbrio ambiental é a redução da capacidade de infiltração de água no solo, que contribui para o aumento da erosão e para a diminuição da recarga subterrânea dos aquíferos, podendo ser um dos grandes problemas que a humanidade terá de enfrentar nos próximos anos.

No capítulo 2 do presente trabalho é apresentado um estudo comparativo de elementos climáticos obtidos a partir de estação meteorológica convencional e de uma miniestação meteorológica automática. Dentro desse mesmo capítulo é apresentado também um estudo de quatro modelos de estimativa da evapotranspiração de referência, comparando-os com o modelo padrão (Penman-Monteith-FAO).

O capítulo 3 consta do estudo do movimento da água ao longo do perfil do solo, em lisímetros preenchidos com Latossolo Vermelho Distroférico e Argissolo Vermelho Amarelo distrófico, com a realização de balanço hídrico em diferentes períodos, tanto úmido quanto seco, procurando entender os mecanismos envolvidos na movimentação de água desses dois solos, sob condições de lisímetros.

CAPÍTULO 2

COMPARAÇÃO ENTRE ELEMENTOS CLIMÁTICOS OBTIDOS DE ESTAÇÃO METEOROLÓGICA AUTOMÁTICA E CONVENCIONAL E ENTRE MÉTODOS DE ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA PARA LAVRAS, MG

RESUMO

MAGALHÃES, Ciro Augusto de Souza. Comparação entre elementos climáticos obtidos de estação meteorológica automática e convencional e entre métodos de estimativa da evapotranspiração de referência para Lavras, MG. In: _____ . **Estudo físico-hídrico em lisímetros e comparação de elementos climáticos na região de Lavras, MG** 2008, Cap. 2, p. 5 a 41. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG³.

A aplicação de recursos tecnológicos na agricultura tem propiciado expressivos aumentos na produtividade agrícola. Entretanto, é necessária a validação de certas tecnologias, para maior segurança na obtenção e uso das informações. Este trabalho objetivou comparar elementos climáticos obtidos de estação meteorológica convencional (EMC) e automática (EMA), além de comparar diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET_0) com o método padrão (Penman-Monteith-FAO), para Lavras, MG. Os dados da EMC foram obtidos entre os anos de 2005 e 2008, da Estação Climatológica Principal de Lavras, com a EMA sendo instalada no mesmo local. As menores discrepâncias foram referentes às medições de temperatura e umidade relativa. Pressão atmosférica e precipitação apresentaram pequena dispersão dos dados, e necessitaram de ajustes. Radiação solar foi o parâmetro mais discrepante entre as duas estações. A estimativa da ET_0 pelos dados da EMA foi semelhante àquela estimada a partir dos dados da EMC. Quanto aos métodos de estimativa da ET_0 , o método que mais se aproximou do padrão foi o de Makkink, seguido pelos métodos de Hargreaves-Samani, Tanque Classe A e Budyko.

³ Comitê Orientador: José Maria de Lima – DCS/UFLA (Orientador) e Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA.

CHAPTER 1

COMPARISON BETWEEN CLIMATIC ELEMENTS OBTAINED FROM AUTOMATIC AND CONVENTIONAL METEOROLOGICAL STATIONS AND METHODS FOR ESTIMATING REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION FOR LAVRAS, MG

ABSTRACT

MAGALHÃES, Ciro Augusto de Souza. Comparison between climatic elements obtained from automatic and conventional meteorological stations and methods for estimating reference evapotranspiration for Lavras, MG. In: _____. **Physical-hydric study in lysimeters and comparison between climatic elements at the region of Lavras, MG**, 2008, cap 2, p. 5 to 41. Dissertation (Master in Soil Science) - Federal University of Lavras, Lavras, MG⁴.

The application of technological resources in agriculture has brought about significant increases in agricultural productivity. However, validation of certain technologies, in order to increase assurance on these technologies, is necessary. This work aimed to compare data obtained from conventional (EMC) and automatic (EMA) meteorological stations, and to compare different methods against the standard method for estimating the reference evapotranspiration (ET_0), for the region of Lavras, Minas Gerais, Brazil. The EMC data, between 2005 and 2008, were obtained from National Institute of Meteorology (INMET) and the EMA data, for the same period, were obtained from a device that was installed in the same place as the EMC. The lowest discrepancies between EMC and EMA were related to temperature and relative humidity. Atmospheric pressure and precipitation showed little dispersion, requiring some adjustments. Solar radiation was the most discrepant parameter between the two measurement systems. The ET_0 that was estimated from EMA data did not differ from ET_0 that was estimated from EMC. The method that most closely approximated the standard method, for estimating ET_0 , was the Makkink method, followed by the Hargreaves-Samani, the Class A tank, and the Budyko method.

⁴ Guidance Committee: José Maria de Lima – DCS/UFLA (Major Professor) and Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA.

1 INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, o setor agrícola passou por profundas mudanças ocasionadas, sobretudo, pelo aumento do uso de recursos tecnológicos. Esses recursos permitiram ganhos de produtividade e redução de custos ao longo de toda a cadeia produtiva. Entre eles, o controle no uso da água merece destaque.

O conhecimento das necessidades hídricas das culturas é imprescindível para o manejo racional da água, sobretudo diante da crescente pressão sobre o uso e conservação desse recurso, o que pode acarretar, num futuro próximo, em cobrança pelo seu uso na agricultura. A demanda de água pelas plantas depende das condições climáticas, que influenciam a evapotranspiração, sendo esse parâmetro de característica local ou região.

A predição e o monitoramento da evapotranspiração são indispensáveis para o dimensionamento e o manejo de sistemas de irrigação, para a estimativa do balanço hídrico e para modelagem hidrológica.

A adoção de recursos tecnológicos, tanto por parte de pesquisadores quanto por agricultores, tem possibilitado o monitoramento, quase que em tempo real, de todos os elementos climáticos envolvidos direta ou indiretamente na produção agrícola. O uso de equipamentos para monitorar as condições climáticas, associado às tecnologias de aplicação de água, fertilizantes e outros insumos tem propiciado produções agrícolas crescentes, com expressivos benefícios sociais, econômicos e ambientais.

Nesse contexto, o emprego de estações meteorológicas automáticas tem aumentado muito nos últimos anos, em função de custos relativamente reduzidos e praticidade na obtenção de dados. Existem no mercado diversos modelos disponíveis, que diferem no custo e, principalmente, na quantidade e qualidade dos dados sobre os elementos climáticos monitorados. A opção pelo modelo depende do uso a que se destina e da confiabilidade e praticidade que se deseja

nas medições. No entanto, a despeito de calibrações prévias, comparações dos dados obtidos por meio desses dispositivos com aqueles de estações convencionais, possibilitam ajustes para se obter maior confiabilidade nos dados que fornecem.

Objetivou-se, neste trabalho: i) comparar dados meteorológicos obtidos de estação automática com aqueles obtidos em estação convencional; ii) comparar diferentes modelos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET_0) com o modelo padrão (Penman-Monteith-FAO), para a região de Lavras, MG.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Monitoramento climático

O interesse do ser humano sobre o clima vem de longa data, sendo o primeiro registro sobre o tema atribuído a um chinês chamado Nei Tsing Sou Wen, por volta de 3000 a.C. A publicação da Meteorologica de Aristóteles, em 340 a.C., apesar de tratar o tema com um enfoque filosófico, serviu como referência por mais de 2000 anos. Na Idade Média, surgiram os primeiros instrumentos de medição (higrômetros, cata-ventos, termômetros e barômetros). Com a invenção do telégrafo em 1843, os dados passaram a ser transmitidos de diversos locais, permitindo a geração dos primeiros mapas climáticos. Em 1892, Alberto Loefgren iniciou o Serviço Meteorológico no Brasil, chefiado por F.C. J. Schneider, constituído de numerosas estações espalhadas no estado de São Paulo e, a partir daí, foram se espalhando para outros estados brasileiros.

Nos últimos anos, o desenvolvimento e disseminação de estações meteorológicas automáticas têm proporcionado rapidez na coleta e ordenação dos dados e possibilitado um maior desenvolvimento de pesquisas relacionadas ao comportamento da água no sistema solo-planta-atmosfera e ao monitoramento ambiental em bacias hidrográficas (Brandes & Wilcox, 2000; Torre Neto, 1995; Mello, 2003; Mendonça et al., 2003; Vescove & Turco, 2005). Entretanto, a rapidez e facilidade na obtenção dos dados devem ser acompanhadas por uma boa precisão dos sensores, já que erros na medição de elementos meteorológicos poderão culminar em perdas significativas, dependendo do objetivo do monitoramento. De acordo com Campbell & Tanner (1981), a escolha do sensor é de grande importância, e deve-se seguir a seguinte ordem de prioridade: precisão, custo, manutenção e consumo de energia.

Ao comparar dados diários de radiação solar incidente à superfície, temperaturas máxima, mínima e média, umidade relativa e precipitação, obtidos

por uma estação convencional e uma automática, Sentelhas et al. (1997) verificaram boa concordância entre as médias. Na escala diária, os maiores erros médios absolutos foram: 1,2 °C para a temperatura média; 3% para umidade relativa e 2,2 MJ m⁻² d⁻¹ para radiação solar incidente à superfície. Fisch & Santos (1997) observaram uma tendência de valores de temperatura 1,2 °C maior na estação convencional e de 3,6% maior de umidade relativa na estação automática.

Sentelhas & Caramori (2002) investigaram as medidas de precipitação realizadas por meio de pluviômetros de balsa, mecanismo comum em estações automáticas, e observaram erros significativos na medição para os modelos analisados, decorrentes da baixa sensibilidade do sensor. Esses erros ocorreram principalmente para chuvas de maiores intensidades, além da ação de fortes ventos sobre o mecanismo registrador.

Oliveira (2003) comparou dados climáticos obtidos por meio de estação automática e convencional e não encontrou diferenças significativas entre as variáveis analisadas.

Esses trabalhos mostraram que existe uma boa aproximação de elementos climáticos obtidos a partir de estações meteorológicas automáticas quando comparados com dados de estação meteorológica convencional. Entretanto, alguns erros inerentes ao tipo de sensor são passíveis de ocorrer, devendo-se atentar para a possibilidade de correção de alguns desses elementos climáticos, quando obtidos sob determinadas condições.

2.2 Evapotranspiração

O termo evaporação refere-se à mudança de fase da água, do estado líquido para o gasoso; a água está propensa a essa mudança de estado na superfície das plantas (transpiração) e do solo (evaporação). Fisicamente os

processos são idênticos, já que envolvem uma troca de fase da água, da forma líquida para a forma de vapor e o transporte para a atmosfera (Mota, 1983).

Por meio da fotossíntese, as plantas produzem carboidratos, fonte energética para o ser humano e os animais. O carbono necessário à fotossíntese é extraído do CO₂ do ar atmosférico que entra na folha, por difusão, por meio dos estômatos, estruturas celulares que realizam trocas gasosas entre a planta e o meio ambiente. No seu interior, o ar encontra-se quase saturado de vapor d'água; como a atmosfera ao redor da planta encontra-se normalmente com umidade relativa inferior à saturação, há difusão de vapor d'água da planta para a atmosfera. Assim se caracteriza o processo de transpiração. A função secundária dos estômatos é permitir a transpiração e com ela a manutenção do equilíbrio térmico e um fluxo de água e nutrientes na planta. Quando há falta de água no solo próximo às raízes, os estômatos se fecham, ajustando-se para reduzir o fluxo de vapor, diminuindo a transpiração. Como consequência, decresce também a quantidade de gás carbônico que entra na planta, bem como a absorção de água e nutrientes pelas raízes. Nessas condições, a quantidade de água torna-se limitante ao crescimento da planta (Van Lier, 2000).

A evapotranspiração requer entrada de energia, disponibilidade de água e transporte da superfície do solo e das folhas para a atmosfera. A intensidade de evapotranspiração varia de acordo com o clima, tipo e manejo de solo e vegetação (Saxton & McGuinness, 1982). A energia necessária para esse processo vem principalmente do sol. Ainda segundo esses autores, a evapotranspiração pode representar mais da metade da saída de água de uma bacia hidrográfica, sendo que em regiões onde a entrada de água é menor (clima seco), praticamente toda a saída se deve à evapotranspiração.

De acordo com Klar (1984), esse fenômeno pode ser afetado pelas condições meteorológicas (radiação solar incidente, temperatura, umidade do ar, vento e pressão barométrica), pela água (qualidade, profundidade, forma e

tamanho de massas de água), pelo solo (umidade, profundidade do lençol freático e cor) e pela planta (tipo de vegetação, estágio de crescimento). Quando a evapotranspiração ocorre sob condições reais de disponibilidade de água no solo, ela é chamada de evapotranspiração real (ET_r) (Tucci & Beltrame, 2001).

A estimativa da evapotranspiração pode ser feita de diferentes formas: por meio de medidas diretas ou indiretas, a partir de fórmulas teóricas baseadas em dados do solo e a partir de condições meteorológicas e das plantas (Saxton & McGuinness, 1982; Silva et al., 1999). Para se conhecer a evapotranspiração em uma área de cultura, por exemplo, deve-se determinar a evapotranspiração de referência (ET_o), para posteriormente ajustá-la às condições específicas da cultura e sua fase de desenvolvimento (Doorenbos & Pruitt, 1977).

2.3 Evapotranspiração de referência (ET_o)

O termo evapotranspiração potencial (ET_p) foi introduzido por Thornthwaite (1948) e aperfeiçoado por Penman (1956). Para Thornthwaite, a perda de água do sistema solo-planta para a atmosfera ocorria unicamente em função das condições atmosféricas sobre a vegetação. Em 1990, a *Food and Agriculture Organization* (FAO) redefiniu o conceito de evapotranspiração potencial, que passou a ser denominada evapotranspiração de referência (ET_o), que representa a taxa de evapotranspiração de uma cultura hipotética com altura uniforme entre 8 e 15 cm, com resistência aerodinâmica de 70 s m^{-1} , albedo de 0,23, em fase de crescimento ativo, sem restrições de água no solo e cobrindo completamente uma superfície extensa de solo. As características dessa cultura hipotética se assemelham bastante à da grama batatais (*Paspalum notatum* Flugge), que é a superfície padrão em estações meteorológicas (Pereira et al., 1997; Allen et al., 1998). Como mencionado anteriormente, a estimativa da ET_o pode ser obtida por métodos diretos e indiretos. Os diretos são geralmente utilizados em projetos de pesquisa extensos devido ao elevado custo dos

equipamentos. Os indiretos são menos onerosos e se baseiam na aplicação de modelos matemáticos que utilizam os elementos climáticos medidos em estações meteorológicas (Pereira et al., 1997).

Definida a evapotranspiração de referência estabeleceu-se um método padrão para a sua estimativa; o método de Penman-Monteith foi o escolhido, após estudos comparativos em diferentes climas, passando a ser conhecido como Penman-Monteith-FAO. Entretanto, pelo fato desse método exigir uma grande quantidade de elementos climáticos, têm sido realizados estudos comparando outros modelos de determinação da ET_0 com esse padrão, visando estabelecer coeficientes locais de ajuste para os modelos mais simples, sem perder a referência do modelo mais apropriado.

3 MATERIAL E MÉTODOS

O presente trabalho foi conduzido no Departamento de Ciência do Solo da Universidade Federal de Lavras, no município de Lavras, estado de Minas Gerais, cujas coordenadas geográficas são 21°13'35'' S, 44°58'43'' W e altitude de 918 metros.

O clima de Lavras, segundo a classificação climática de Köppen, é Cwa, temperado chuvoso (mesotérmico) com inverno seco e verão chuvoso, subtropical, e temperatura do mês mais quente maior que 22 °C (22,1 °C em fevereiro), de acordo com Brasil (1992).

As normais climatológicas (médias de 1961-1990) do local são: temperatura média de 19,4 °C, pressão atmosférica de 913,9 hPa; temperatura máxima absoluta de 34,8 °C; temperatura mínima absoluta de 1,8 °C; umidade relativa média do ar de 76,2 %; precipitação total anual de 1529,7 mm e insolação total anual de 2483,4 h (Brasil, 1992). O balanço hídrico, para o mesmo período, mostrou excedente hídrico anual de 661 mm, concentrado no período de novembro a março, e deficiência hídrica anual de 30 mm no período de maio a agosto. (Dantas et al., 2007).

Para a realização do estudo comparativo entre os dados da estação meteorológica automática (EMA) e convencional (EMC), foram utilizados elementos climáticos obtidos entre os anos de 2005 e 2008, totalizando 511 dados diários; esses dados foram obtidos na Estação Climatológica Principal de Lavras (5° DISME), sob responsabilidade do INMET, localizada no campus da Universidade Federal de Lavras (nas coordenadas geográficas informadas acima), e também de uma Estação Meteorológica Automática, da marca Specware modelo Watch Dog 900ET Weather Station, instalada no mesmo local.

Os elementos climáticos monitorados na EMC e na EMA foram: pressão atmosférica, temperaturas máxima, mínima e média do ar, umidade relativa do ar e precipitação pluvial. Para a comparação dos métodos de estimativa da ET_o , foram também obtidos os dados de insolação total diária e velocidade do vento a 10 m (EMC) e radiação solar diária incidente na superfície terrestre (EMA). Os elementos climáticos observados nas estações, assim como o sensor ou medidor e sua sensibilidade, são apresentados na Tabela 1.

Na Tabela 2 indica-se como os elementos climáticos foram obtidos, a partir da EMC e da EMA.

TABELA 1. Especificação dos equipamentos das estações meteorológicas convencional (EMC) e automática (EMA).

Estação	Elemento climático	Instrumento/sensor	Sensibilidade
EMC	Temperatura máxima	Term. de mercúrio	0,2 °C
	Temperatura mínima	Term. de álcool	0,2 °C
	Temperatura (bulbo seco e bulbo úmido)	Term. de mercúrio	0,1 °C
	Insolação	Heliógrafo	0,1 h
	Pressão atmosférica	Barômetro de mercúrio	0,1 hPa
	Precipitação pluvial	Pluviômetro	0,1 mm
	Velocidade do vento	Anemógrafo universal	0,1 m s ⁻¹
EMA	Temperatura	Termistor	0,1 °C
	Umidade relativa	Capacitor	3%
	Radiação solar	Célula de silício	0,2 W m ⁻²
	Pressão atmosférica	Capacitor	0,1 hPa
	Precipitação	Pluviômetro de Bâscula	0,1 mm

TABELA 2. Comparação da obtenção dos elementos climáticos das estações meteorológicas convencional (EMC) e automática (EMA).

Elemento climático	EMC	EMA
Temperatura média (T)	$\frac{T_{m\acute{a}x} + T_{m\acute{i}n} + T_{09:00} + 2T_{21:00}}{5}$	$\sum_{i=1}^n T_i$
Temp. máxima ($T_{m\acute{a}x}$)	Leitura às 21:00h	> valor das 24:00h
Temp. mínima ($T_{m\acute{i}n}$)	Leitura às 09:00	< valor das 24:00
Umidade relativa média (UR)	$\frac{UR_{09:00} + UR_{15:00} + 2UR_{21:00}}{4}$	$\sum_{i=1}^n UR_i$
Pressão atmosférica média ($Patm$)	$\frac{Patm_{09:00} + Patm_{15:00} + Patm_{21:00}}{3}$	$\sum_{i=1}^n Patm_i$
Precipitação do dia n + 1	Leitura às 09:00	Somatório das chuvas coletadas desde 09:00 do dia n até às 09:00 do dia
Velocidade do vento média (Vv)	$\frac{Vv_{09:00} + Vv_{15:00} + Vv_{21:00}}{3}$	-

A comparação dos elementos climáticos obtidos na EMC e EMA baseou-se no valor do coeficiente de determinação (R^2) e nos valores de a e b da equação de regressão linear ajustada para cada elemento climático comparado. Já a comparação da estimativa da ET_0 entre o modelo tomado como padrão (Penman-Monteith-FAO) e os demais modelos baseou-se no erro padrão da estimativa (SEE), no coeficiente de determinação (R^2) das equações de regressão ajustadas e no erro padrão de estimativa ajustado (ASEE), conforme descrito por Jensen et al. (1990).

Para a determinação do SEE foi empregada a seguinte equação:

$$SEE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Yp_i - Ym_i)^2}{n - 1}} \quad (1)$$

em que

- Yp_i é a estimativa da ET_o pelo método padrão;
- Ym_i é a estimativa da ET_o pelos modelos avaliados;
- n é o número de observações.

Para determinação do ASEE utilizou-se a equação 1, porém o valor da ET_o estimada pelo modelo avaliado (Ym) foi substituído pelo valor da ET_o obtido pelo emprego da equação de regressão ajustada entre o modelo padrão e o modelo avaliado. O SEE ponderado - SSE_p (equação 2) foi obtido pela ponderação dos valores de SEE e ASEE (Jensen et al., 1990). Todos esse índices foram obtidos a partir dos dados da EMA.

$$SEE_p = 0,67 \cdot SEE + 0,33 \cdot ASEE \quad (2)$$

3.1 Modelos para o cálculo da ET_o

3.1.1 Modelo de Penman-Monteith-FAO

Conforme as parametrizações propostas no boletim FAO-56 (Allen et al., 1998), a equação de Penman-Monteith-FAO para a evapotranspiração de referência é a seguinte:

$$ET_o = \frac{s}{s + \gamma^*} (Rn - G) \frac{1}{\lambda} + \frac{\gamma \cdot 900}{(s + \gamma^*)(T + 273)} U_2 (e_s - e_a) \quad (3)$$

em que

- ET_o é a evapotranspiração de referência (mm d^{-1});

R_n é o saldo de radiação total diário ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$);
 G é a densidade de fluxo de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$);
 T é a temperatura média diária do ar a 2 m de altura ($^{\circ}\text{C}$);
 U_2 é a velocidade do vento média diária a 2 m de altura (m s^{-1});
 e_s é a pressão de saturação do vapor média diária (kPa);
 e_a é a pressão parcial de vapor média diária (kPa);
 s é a declividade da curva de pressão de saturação de vapor no ponto de
 T ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$);
 γ é o coeficiente psicrométrico ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$);
 γ^* é o coeficiente psicrométrico modificado ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$).
 O coeficiente psicrométrico é dado por:

$$\gamma = 0,0016286 \cdot \frac{P}{\lambda} \quad (4)$$

em que

P é a pressão atmosférica média diária (kPa);
 λ é o calor latente de evaporação da água, dado por:

$$\lambda = 2,501 - (0,002361T) \quad (5)$$

em que

λ é o calor latente de evaporação (MJ kg^{-1});
 T é a temperatura média diária ($^{\circ}\text{C}$).

O coeficiente psicrométrico modificado é obtido da seguinte forma:

$$\gamma^* = \gamma(1 + 0,33U_2) \quad (6)$$

A declividade da curva da pressão de saturação de vapor em função da temperatura (T) é definida como:

$$s = \frac{4098 \cdot e_s}{(T + 237,3)^2} \quad (7)$$

Allen et al. (1998) propõem a estimativa de T pela média entre a temperatura máxima e mínima; a pressão parcial de vapor d'água (e_a) é obtida a partir da umidade relativa do ar máxima (UR_{\max}) e mínima (UR_{\min}). Como a estação meteorológica utilizada nesse estudo não fornece a UR_{\max} e UR_{\min} , a e_a foi obtida com a umidade relativa média do ar (UR_{med}), empregando-se a equação utilizada pelo INMET (Equação 10), conforme descrito por Pereira et al. (1997):

$$T_{med} = \frac{T_{9:00} + T_{\max} + T_{\min} + 2T_{21:00}}{5} \quad (8)$$

A pressão de saturação do vapor d'água é definida por:

$$e_s = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27 \cdot T}{T + 237,3}\right) \quad (9)$$

A umidade relativa média diária é calculada como:

$$UR_{med} = \frac{UR_{9:00} + UR_{15:00} + 2UR_{21:00}}{4} \quad (10)$$

A pressão parcial de vapor d'água (e_a) deve ser calculada como:

$$e_a = \frac{e_s \cdot UR_{med}}{100} \quad (11)$$

Conforme Allen et al. (1998), para períodos de até 10 dias, na escala diária, os fluxos de calor no solo, ascendente e descendente, podem ser considerados equivalentes, portanto $G = 0$.

A velocidade do vento, nas estações convencionais, é registrada pelo anemógrafo universal, cujo sensor é instalado a 10 m de altura da superfície do solo, seguindo o padrão meteorológico de observação de superfície. Dessa forma, para reduzir a velocidade do vento obtida a 10 m (U_{10}) para o nível de 2 m, emprega-se a seguinte equação:

$$U_2 = 0,75 \cdot U_{10} \quad (12)$$

em que

U_{10} é a velocidade do vento à altura de 10 m (m s^{-1}).

Na ausência de totalizadores de radiação solar diária (R_n), o boletim FAO-56 recomenda que essa variável seja estimada pelas seguintes equações (Allen et al., 1998):

$$R_n = 0,77 \cdot R_s - \left(0,34 - 0,14 \cdot \sqrt{e_a}\right) \cdot 4,903 \cdot 10^{-9} \cdot \left(\frac{T_{\max,k}^4 + T_{\min,k}^4}{2}\right) \cdot \left(1,35 \cdot \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35\right) \quad (13)$$

$$R_s = R_a \cdot \left(a + b \cdot \frac{n}{N}\right) \quad (14)$$

$$R_{so} = R_a \cdot (a + b) \quad (15)$$

$$R_a = 37,586 \cdot d_r \cdot (\omega_s \cdot \text{sen} \phi \cdot \text{sen} \delta + \cos \phi \cdot \cos \delta \cdot \text{sen} \omega_s) \quad (16)$$

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{2\pi J}{365}\right) \quad (17)$$

$$\delta = 0,4093 \cdot \text{sen}\left(\frac{2\pi J}{365} - 1,405\right) \quad (18)$$

$$\omega_s = \cos^{-1}(-\tan \phi \cdot \tan \delta) \quad (19)$$

$$N = \frac{24 \cdot \omega_s}{\pi} \quad (20)$$

em que

R_s é o total diário de radiação solar incidente na superfície terrestre;

R_a é o total diário de radiação solar extraterrestre;

a e b são coeficientes da equação de Angstron-Prescott (na parametrização proposta pela FAO para a ET_o , $a = 0,25$ e $b = 0,50$);

n é o número de horas de brilho solar;

N é a duração astronômica do dia, expressa em horas;

R_{so} é o total diário de radiação solar incidente na superfície terrestre se $n = N$ naquele dia (céu limpo);

d_r é a distância relativa Terra-Sol;

ϕ é a latitude local, igual a $-0,37088$ rad;

δ é a declinação solar, em radianos;

ω_s é o ângulo horário do nascer do sol, em radianos;

J é o dia Juliano;

$T_{\max, k}$ e $T_{\min, k}$ representam as temperaturas máxima e mínima absolutas do período.

3.1.2 Método do Tanque Classe A

O Tanque Classe A, que foi desenvolvido pelo Serviço Meteorológico dos Estados Unidos (Pereira et al., 1997), é um tanque circular, com 121 cm de diâmetro e 25,5 cm de profundidade, construído em ferro galvanizado nº 22 e pintado com tinta alumínio ou deve ser construído em aço inoxidável. O tanque é instalado sobre um estrado de madeira com espessura de 15 cm, devendo ficar nivelado. O nível de água dentro do tanque deverá ser mantido entre 5 e 7,5 cm abaixo de sua borda. A estimativa da evapotranspiração de referência a partir da evaporação medida no Tanque Classe A requer a correção por um coeficiente (K_p), que depende do tamanho e da natureza da área da bordadura, da velocidade do vento e da umidade relativa do ar (Pereira et al., 1997). A ET_o pode ser obtida pela equação 23:

$$ET_o = K_p \cdot EV \quad (21)$$

em que

ET_o é o valor da evapotranspiração de referência (mm d^{-1});

K_p é o coeficiente do Tanque Classe A;

EV a evaporação do Tanque Classe A, em mm d^{-1} .

O K_p pode ser determinado segundo a equação 22 (Snyder, 1992):

$$K_p = 0,482 + 0,024 \cdot \ln(F) - 0,000376 \cdot U + 0,0045 \cdot UR \quad (22)$$

em que

F é a distância da bordadura (m);

U é a velocidade do vento (km d^{-1});

UR é a umidade relativa média do dia (%).

3.1.3 Modelo de Budyko

Este método relaciona a ET_o somente com a temperatura e é indicado apenas em caso de não existência de dados meteorológicos mais completos ou condições para que se possa estimar a ET_o por outro método mais preciso; sua equação é (Dantas & Castro Neto, 2003):

$$ET_o = 0,2 \cdot t \quad (23)$$

em que

t é a temperatura média diária ($^{\circ}\text{C}$).

3.1.4 Modelo de Makkink

Makkink (1957), citado por Pereira et al. (1997), obteve correlação entre a ET_o diária (mm d^{-1}) e a radiação solar ao nível da superfície, expressa em equivalente de evaporação (R_s , mm d^{-1}), usando dados de evapotranspiração de um gramado em lisímetro de lençol freático constante. A ET_o é dada por:

$$ET_o = (0,61 \cdot W \cdot R_s) - 0,12 \quad (24)$$

em que

$W = s / (s + \gamma)$, onde s e γ são os mesmos parâmetros definidos no modelo de Penman-Monteith-FAO.

R_s é a radiação solar ao nível da superfície, expressa em equivalente de evaporação (mm d^{-1}).

3.1.5 Modelo de Hargreaves-Samani

De acordo com Pereira et al. (1997), este modelo foi desenvolvido a partir de dados obtidos em lisímetros com gramado na Califórnia (clima semi-árido), e é indicado pela seguinte equação:

$$ET_o = 0,0023 \cdot R_a \cdot (T_{\max} - T_{\min})^{0,5} \cdot (T + 17,8) \quad (25)$$

em que

R_a é a radiação solar extraterrestre, em mm d^{-1} ;

T_{\max} , T_{\min} e T são as temperaturas máxima, mínima e média diária, respectivamente.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Comparação entre dados obtidos de estação meteorológica automática (EMA) e convencional (EMC)

4.1.1 Temperatura média, máxima e mínima diária do ar

Os resultados das análises de regressão dos dados de temperatura observados nos dois sistemas de medição (convencional e automático) estão representados nas Figuras 1, 2 e 3. Para a temperatura média (Figura 1), observou-se pequena dispersão dos dados, com $R^2 = 0,950$, indicando boa precisão e boa exatidão ($a = 1,033$ e $b = 0,946$). O erro médio foi de $0,36$ °C, valor esse inferior ao encontrado por Fisch & Santos (1997) e Sentelhas et al. (1997), que observaram, nesse caso, diferenças médias de $1,2$ °C, porém ligeiramente maior ao encontrado por Oliveira (2003), que foi de $0,41$ °C. Quanto à temperatura máxima (Figura 2), a dispersão foi muito pequena ($R^2 = 0,975$), com boa precisão e razoável exatidão ($a = 1,057$ e $b = 0,948$). O erro médio foi de $0,55$ °C, valor abaixo dos encontrados por Fisch & Santos (1997), de $1,04$ °C, e por Sentelhas et al. (1997), que foi de $0,73$ °C. Já para a temperatura mínima (Figura 3), a dispersão também foi baixa ($R^2 = 0,974$), com boa precisão, exatidão e menor erro médio ($a = 0,237$ e $b = 0,993$ e erro médio de $0,24$ °C).

O menor valor do R^2 , de $0,95$ para a temperatura média, que foi calculada, no caso da estação automática, pela média de todos os valores registrados durante o dia, enquanto que na estação convencional a temperatura média é obtida por meio de uma equação que relaciona a temperatura em 2 horários fixos (9 e 21 horas), com as temperaturas máxima e mínima do dia, indica uma boa aproximação do sensor de temperatura da EMA com o da EMC.

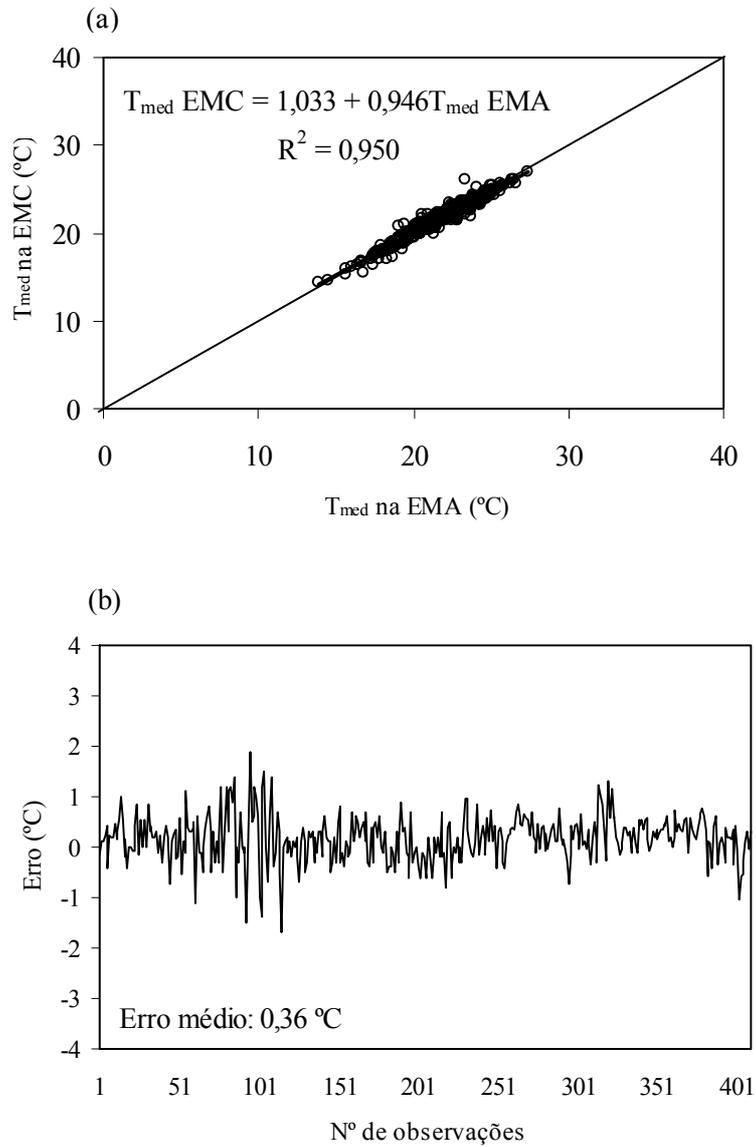


FIGURA 1. Relação entre dados meteorológicos diários: (a) temperatura média do ar (T_{med}) e (b) erro da temperatura média do ar, observados na EMA e EMC, entre os anos de 2005 e 2008, em Lavras, MG.

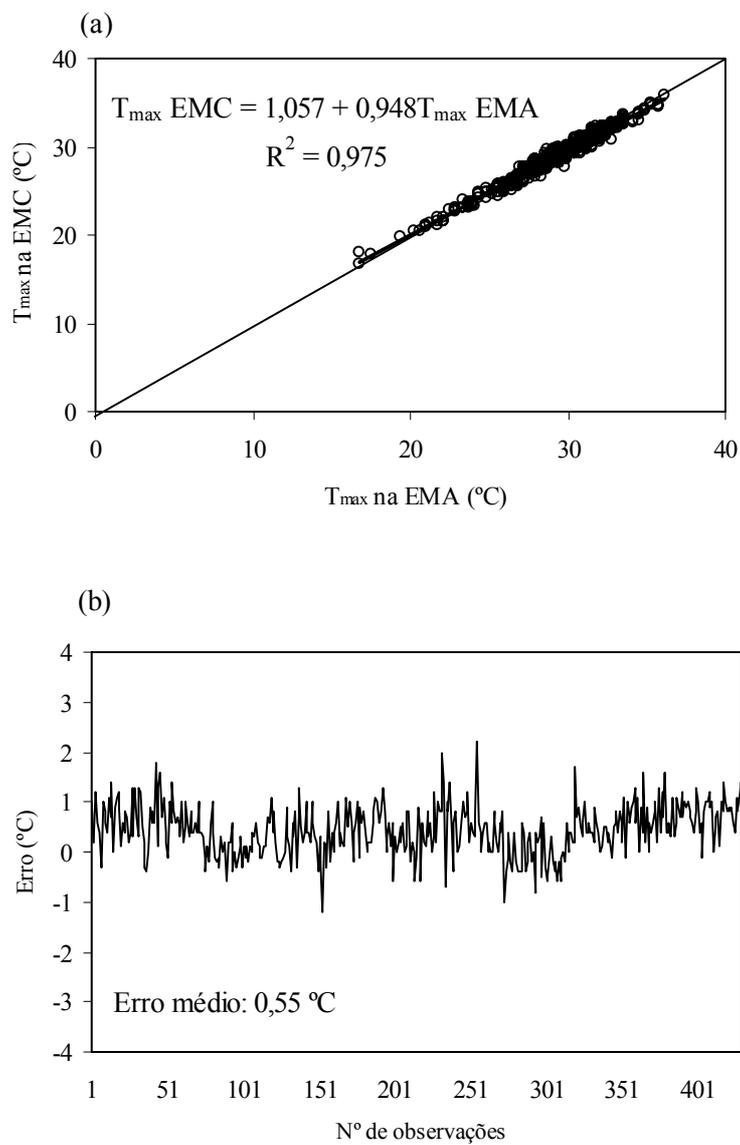


FIGURA 2. Relação entre dados meteorológicos diários: (a) temperatura máxima do ar (T_{\max}) e (b) erro da temperatura máxima do ar, observados na EMA e EMC, entre os anos de 2005 e 2008, em Lavras, MG.

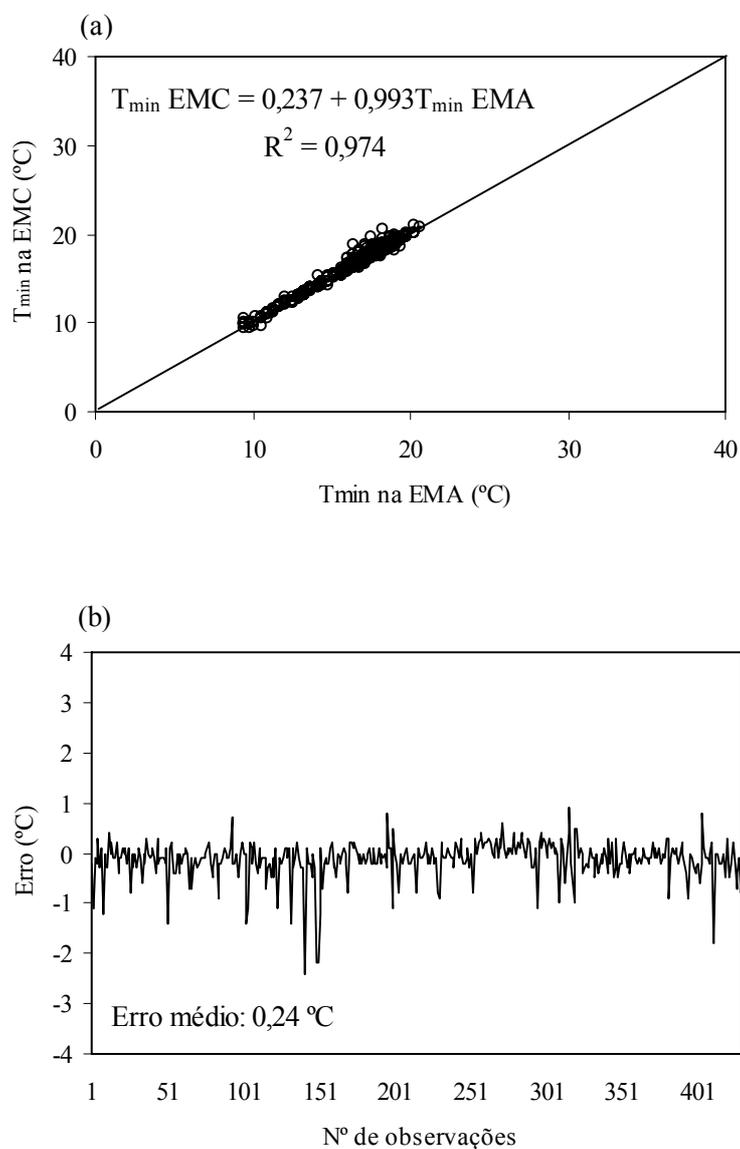


FIGURA 3. Relação entre dados meteorológicos diários: (a) temperatura mínima do ar (T_{\min}) e (b) erro da temperatura mínima do ar, observados na EMA e EMC, entre os anos de 2005 e 2008, em Lavras, MG.

4.1.2 Precipitação pluviual, umidade relativa média diária do ar e pressão atmosférica média diária

Os resultados das análises de regressão dos dados observados para precipitação, umidade relativa média do ar e pressão atmosférica média entre os dois sistemas de medição estão representados nas Figuras 4, 5 e 6. Em relação à precipitação (Figura 4), houve pequena dispersão dos dados ($R^2 = 0,996$), com boa precisão e razoável exatidão ($a = -0,071$ e $b = 0,858$). O erro médio foi de 0,87 mm, valor superior ao encontrado por Oliveira (2003) e Sentelhas et al. (1997), que encontraram valores de 0,46 e 0,47 mm, respectivamente. Contrariamente aos valores encontrados por Oliveira (2003), a EMA apresentou valores sempre maiores em relação a EMC, com essa diferença sendo tanto maior quanto maior a intensidade da precipitação. Possivelmente uma calibração mais refinada, por meio de um ajuste da distância percorrida pela balsa do equipamento, diminuiria ainda mais a dispersão dos dados em torno da reta $y = x$. Também não foi constatada a ocorrência de erro relacionado a ventos, como encontrado por Sentelhas & Caramori (2002), já que sempre que a EMC registrava 0 mm de precipitação, a EMA também acusava o mesmo valor. Para a umidade relativa média do ar (Figura 5), observa-se boa precisão com $R^2 = 0,955$ e boa exatidão ($a = 3,608$ e $b = 0,955$). O erro médio foi de 2,14 %, menor que o encontrado por Oliveira (2003), Sentelhas et al. (1997) e Fisch e Santos (1997), que encontraram 5,69, 3,6 e 3%, respectivamente. Já para a pressão atmosférica média (Figura 6) a dispersão foi um pouco maior ($R^2 = 0,911$), com a EMA apresentando consistentemente valores superiores à EMC, com baixa exatidão ($a = 137,628$ e $b = 0,845$). O erro médio foi de 4,73 hPa. Essa diferença pode ser atribuída ao princípio de medição dos equipamentos, à calibração do sensor da EMA em função da altitude ou, ainda, pelo fato da pressão atmosférica na EMC ser obtida a partir da média das leituras em três horários diferentes e na EMA ser obtida pela média dos valores registrados de 30 em 30 minutos.

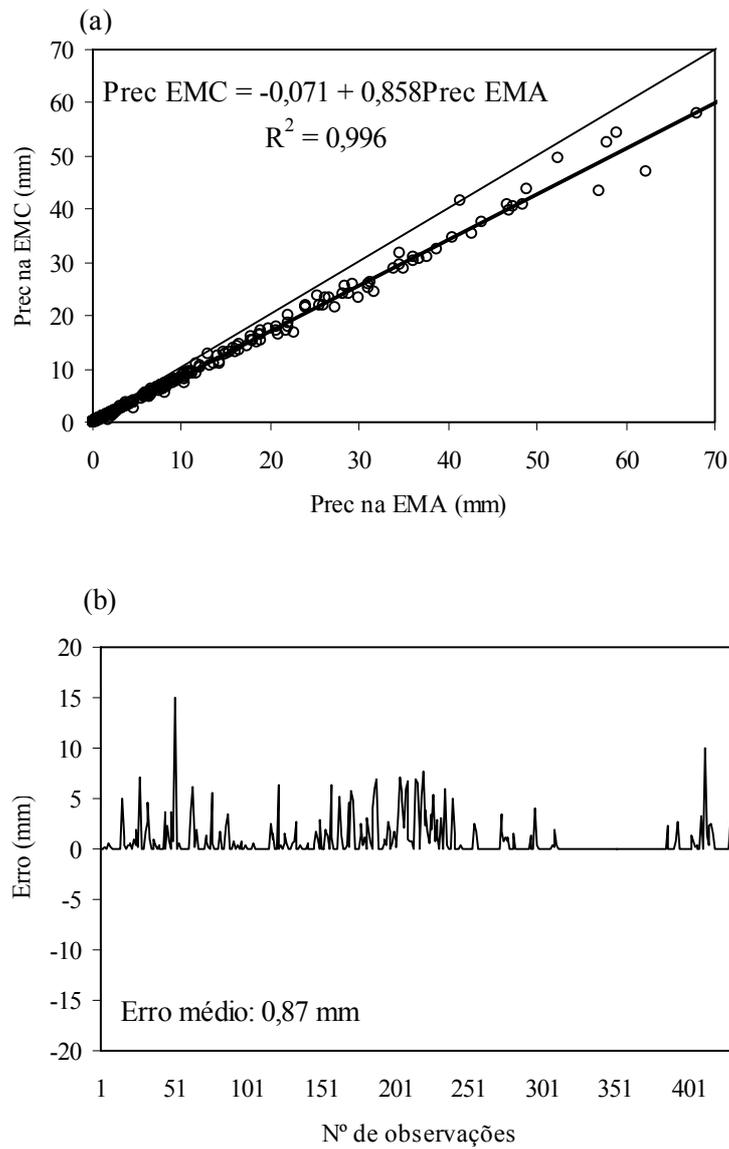


FIGURA 4. Relação entre dados meteorológicos diários: (a) precipitação (Prec) e (b) erro da precipitação, observados na EMA e EMC, entre os anos de 2005 e 2008, em Lavras, MG.

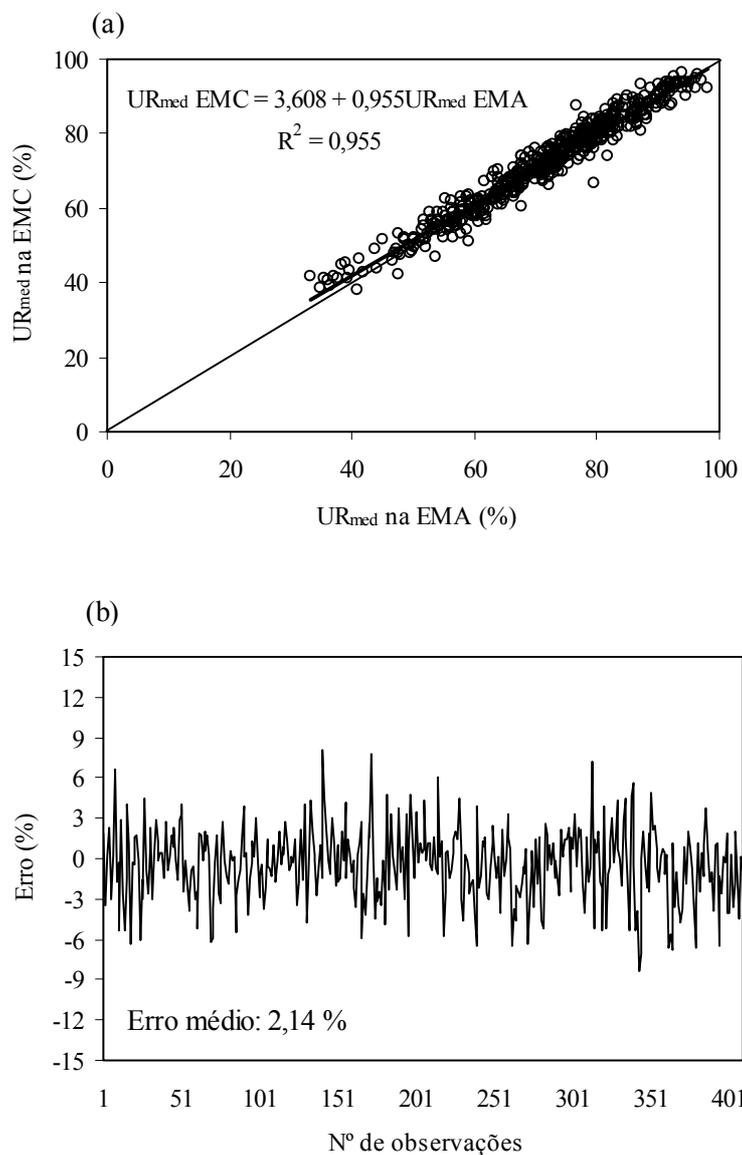


FIGURA 5. Relação entre dados meteorológicos diários: (a) umidade relativa média do ar (UR_{med}) e (b) erro da umidade relativa média do ar, observados na EMA e EMC, entre os anos de 2005 e 2008, em Lavras, MG.

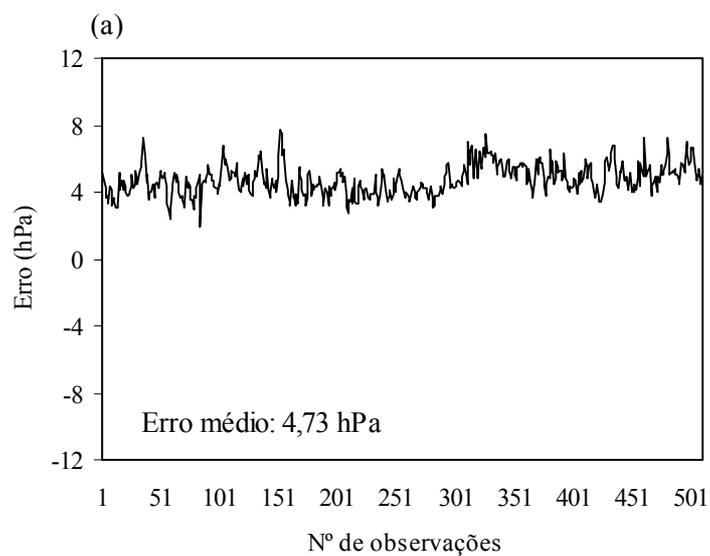
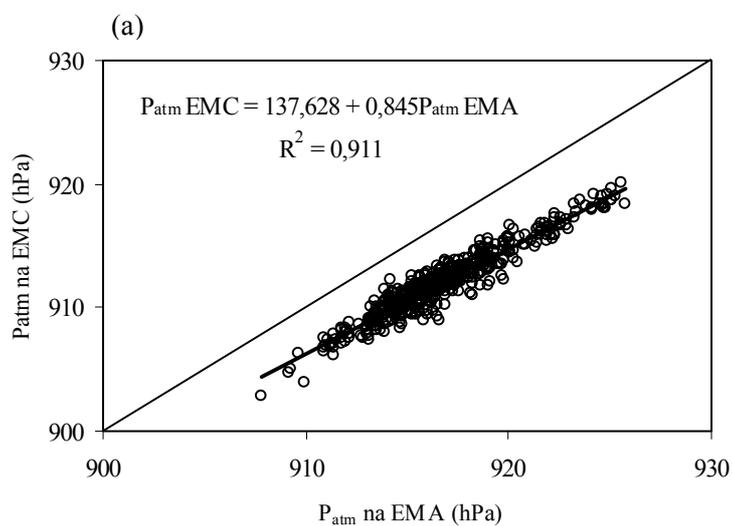


FIGURA 6. Relação entre dados meteorológicos diários: (a) pressão atmosférica média diária (P_{atm}) e (b) erro da pressão atmosférica média diária, observados na EMA e EMC, entre os anos de 2005 e 2008, em Lavras, MG.

4.1.3 Radiação solar diária incidente na superfície terrestre e saldo diário de radiação

A radiação solar incidente na superfície da Terra (R_s), medida pela EMA e estimada por meio dos dados da EMC, e o saldo de radiação (R_n), estimado segundo Allen et al. (1998), também foram comparados através de análise de regressão, indicados nas Figuras 7 e 8. A R_s (Figura 7) teve dispersão maior que os elementos climáticos comparados anteriormente ($R^2 = 0,643$), baixa precisão e exatidão ($a = 7,889$ e $b = 0,625$), com erro médio de $3,508 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. A R_n (Figura 8), conseqüentemente, também não apresentou boa correlação ($R^2 = 0,640$, $a = 4,618$ e $b = 0,704$), já que é calculada com base na R_s e em outros dados climáticos, como temperatura e pressão de vapor, essa última estimada a partir da umidade relativa do ar. O erro médio da estimativa da R_n foi de $2,121 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

Essas diferenças são justificáveis em função da forma de obtenção dessas variáveis. Na EMC é registrado o número de horas de brilho solar, sendo a radiação estimada através de uma seqüência de equações (13 a 20). Na EMA empregada nesse estudo, o R_s medido foi um valor médio dentro do intervalo de observação (no caso, 30 minutos), que posteriormente foi calculado para o dia inteiro, sendo necessário estimar-se apenas o R_n .

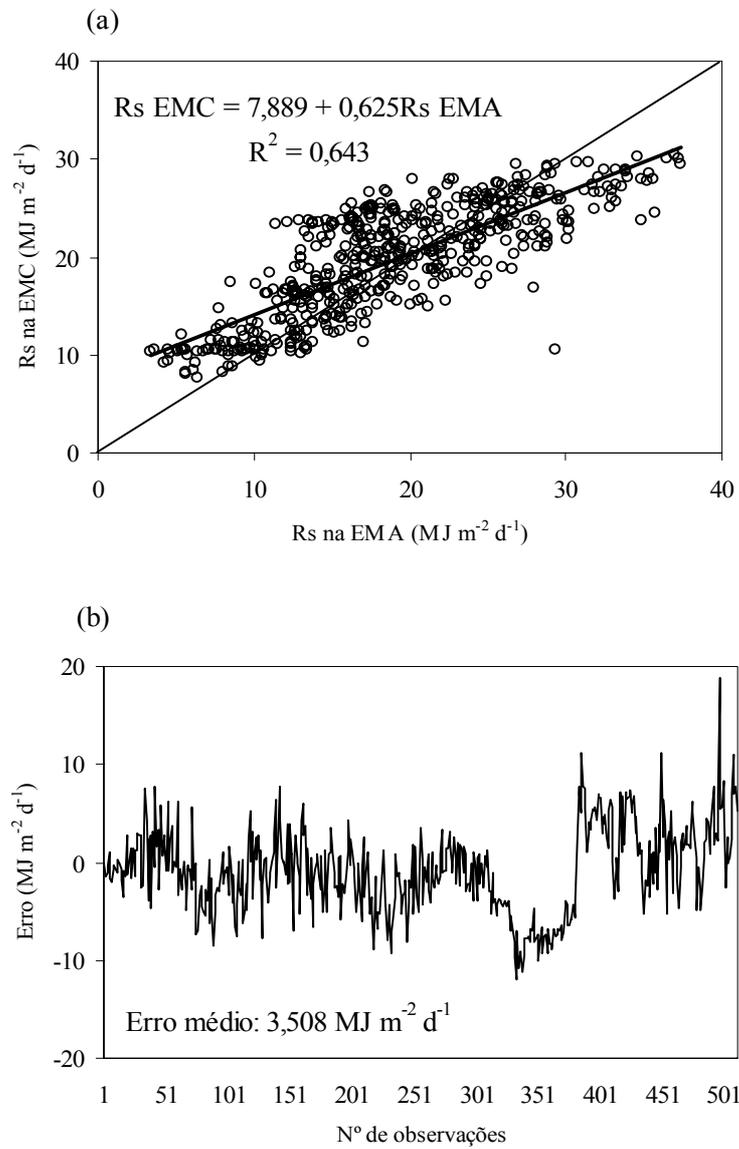


FIGURA 7. Relação entre dados meteorológicos diários: (a) radiação solar incidente na superfície terrestre (Rs) e (b) erro da radiação solar incidente na superfície terrestre, observados e estimados na EMA e EMC, respectivamente, entre os anos de 2005 e 2008, em Lavras, MG.

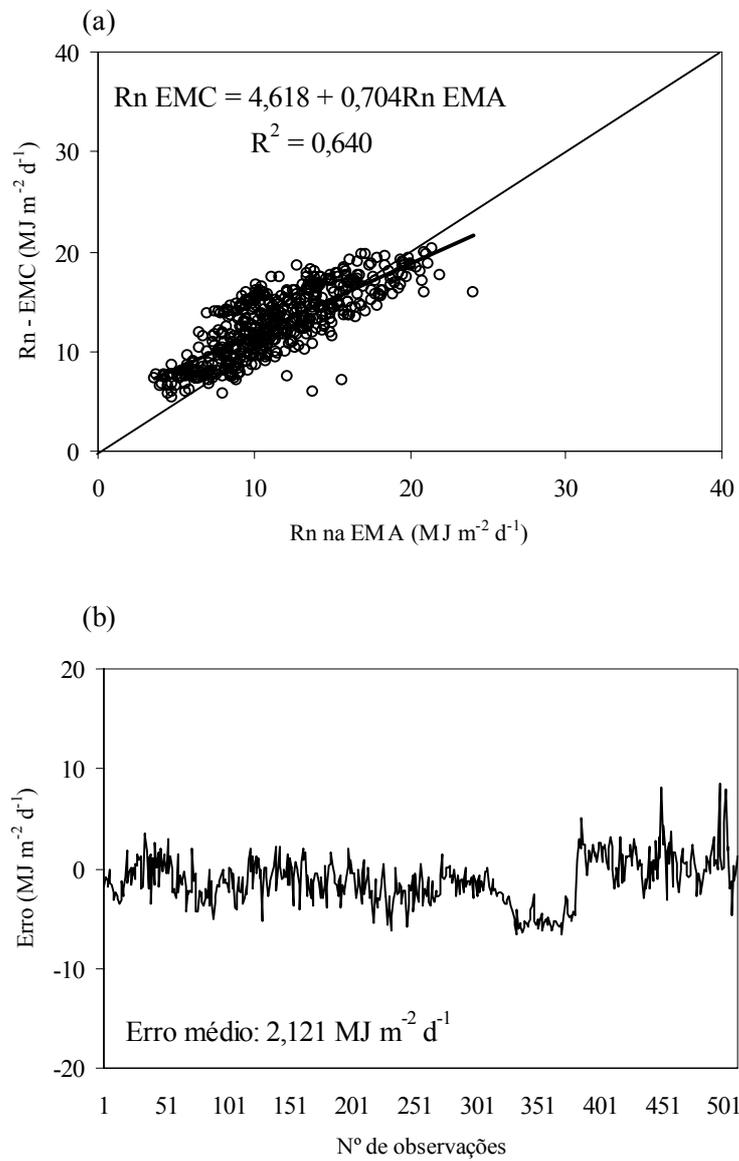


FIGURA 8. Relação entre dados meteorológicos diários: (a) saldo de radiação (Rn) e (b) erro do saldo de radiação, estimados na EMA e EMC, respectivamente, entre os anos de 2005 e 2008, em Lavras, MG.

4.2 Comparação da ET_o estimada por diferentes métodos

Primeiramente, compararam-se as estimativas de ET_o pelo modelo de Penman-Monteith, a partir de dados da EMA e EMC (Figura 9), com relativa concordância entre as estimativas ($R^2 = 0,800$; $a = 1,087$ e $b = 0,748$). Em seguida, foram feitas correlações entre os modelos escolhidos e o modelo padrão (Penman-Monteith), a partir dos dados da EMA (Figura 10).

Analisando-se os dados da Figura 9, percebe-se claramente a enorme influência da radiação solar na estimativa da ET_o pelo método Penman-Monteith-FAO, em virtude da variação do erro da estimativa apresentar a mesma tendência do erro encontrado na comparação entre a R_s e R_n , a partir dos dados da EMA e EMC.

Em relação aos métodos de estimativa da ET_o , os métodos de Budyko e Tanque Classe “A” não apresentaram bons resultados, demonstrado pelo baixo valor do coeficiente de determinação ($R^2 = 0,444$ para Budyko e $0,451$ para o Tanque Classe “A”). O modelo de Budyko, pela sua extrema simplicidade, é indicado para dar apenas uma noção da evapotranspiração ocorrida, por se basear apenas na temperatura média do ar. Já o método do Tanque Classe “A” apresenta valores mais próximos ao de Penman-Monteith-FAO quando se trabalha com intervalos maiores de tempo, na escala decendial (Mendonça et al., 2003; Oliveira et al., 2008).

Na Tabela 3 são apresentados, para efeito de comparação, os valores de R^2 , SEE, ASEE e SEE_p , além dos interceptos (a) e dos coeficientes angulares das regressões lineares (b), comparados com o modelo de Penman-Monteith-FAO, a partir dos elementos climáticos obtidos da estação meteorológica automática.

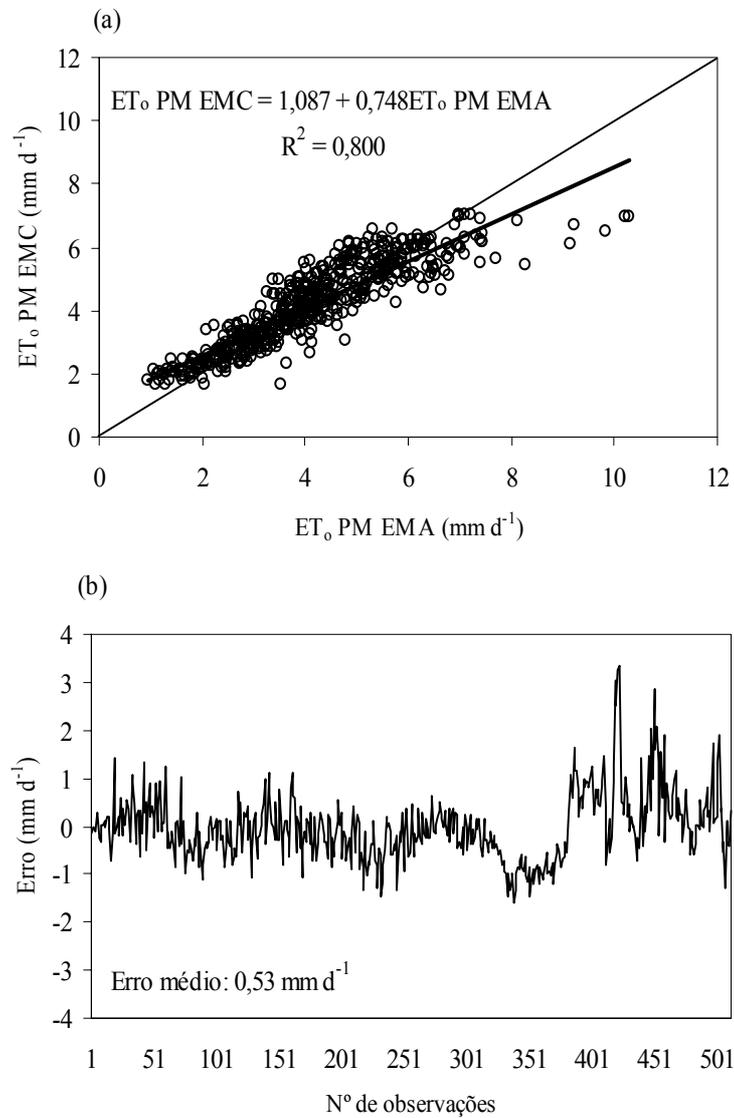


FIGURA 9. Relação entre as estimativas de evapotranspiração de referência diária (ET_0) pelo método de Penman-Monteith (a) e desvio da estimativa (b), estimados a partir de elementos climáticos obtidos em EMA e EMC, entre os anos de 2005 e 2008, em Lavras, MG.

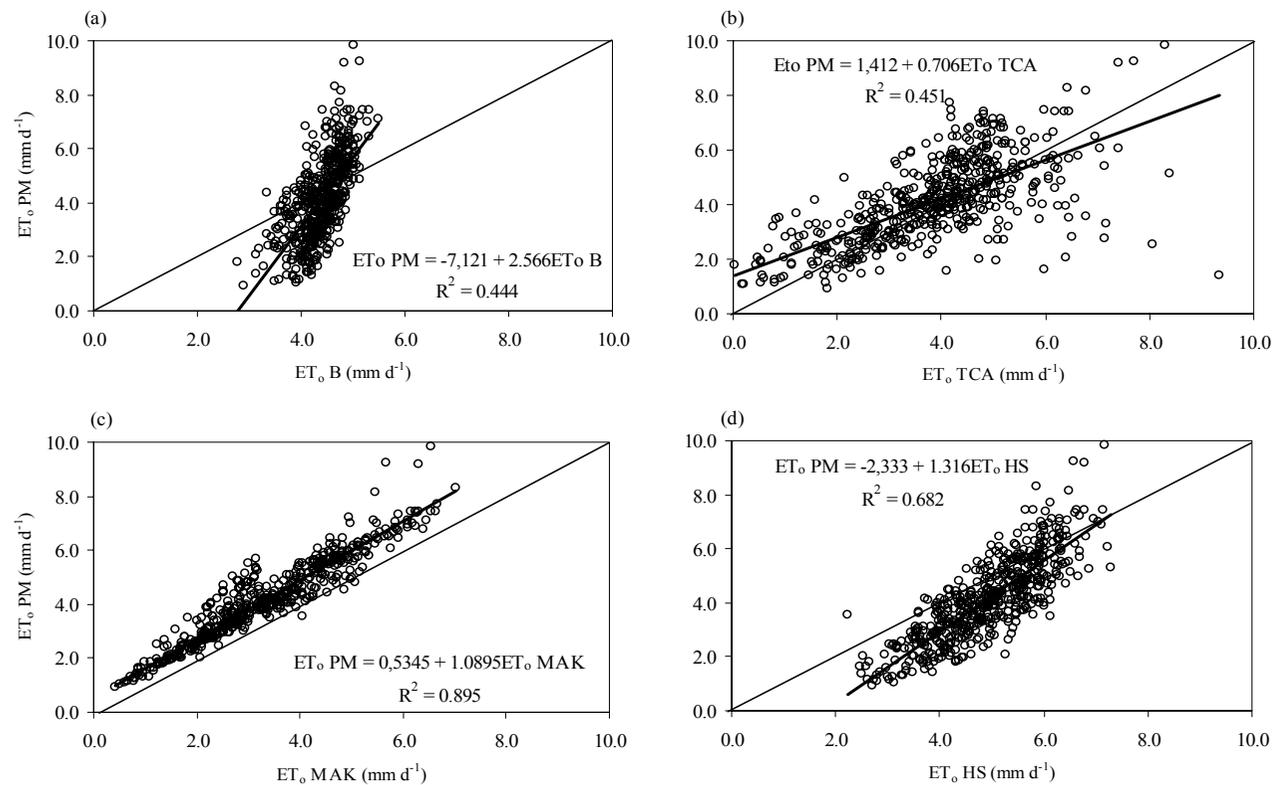


FIGURA 10. Relação entre as estimativas de evapotranspiração de referência pelos métodos de Budyko (a), Tanque Classe “A” (b), Makkink (c) e de Hargreaves-Samani (d), estimados a partir de elementos climáticos obtidos em EMA, entre os anos de 2005 e 2008, em Lavras, MG.

TABELA 3. Erro padrão da estimativa em relação ao modelo padrão (SEE), erro padrão de estimativa ajustado (ASEE), erro padrão de estimativa ponderado (SEE_p), coeficiente de determinação (R^2), intercepto (a) e coeficiente angular da regressão linear (b).

Modelo	SEE	ASEE	SEE_p	R^2	a	b
Budyko	1,359	1,176	1,299	0,444	- 7,121	2,566
Tanque Classe “A”	1,277	1,169	1,241	0,451	1,412	0,706
Makkink	0,986	0,512	0,830	0,895	0,535	1,090
Hargreaves-Samani	1,219	0,889	1,110	0,682	- 2,333	1,316

Analisando-se os resultados apresentados na Tabela 3, observa-se que o modelo de Makkink foi o que mais se aproximou do modelo padrão, comprovado pelo alto valor de R^2 e baixos valores de SEE, ASEE e SEE_p , corroborando com Vescove & Turco (2005), em que esse método permitiu estimativas muito semelhantes àquelas decorrentes da utilização do modelo de Penman-Monteith-FAO, para a região de Araraquara-SP. A estimativa da ET_o pelo método do Tanque Classe “A”, na escala diária, não apresentou boa aproximação com o método padrão, resultado semelhante ao encontrado por Oliveira et al. (2005). Comparando-se os erros padrões de estimativa (SEE) com os ajustados (ASEE), observa-se que, para todos os modelos avaliados, ocorreu decréscimo nos desvios com o ajuste feito pela regressão, indicando que pode-se obter melhoria da estimativa da ET_o para todos os modelos por meio de uma calibração local, conforme relatado por Oliveira et al. (2005).

5 CONCLUSÕES

A partir dos resultados obtidos das análises dos elementos climáticos da estação meteorológica convencional e automática, pode-se concluir que a estação meteorológica automática analisada é adequada para ser utilizada em pesquisas, em virtude das boas aproximações dos elementos climáticos obtidos, e também pela pequena diferença na estimativa da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith-FAO, quando comparada com a estimativa da evapotranspiração de referência a partir dos elementos climáticos obtidos pela estação meteorológica convencional.

Em relação aos modelos de estimativa da evapotranspiração de referência, pode-se concluir que, dentre os quatro modelos avaliados neste trabalho, a classificação em ordem decrescente, de aproximação em relação ao modelo padrão (Penman-Monteith-FAO) apresenta-se da seguinte maneira: Makkink, Hargreaves-Samani, Tanque Classe “A” e Budyko.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration**. Guidelines for computing crop water requirements. Rome: FAO, 1998. 299 p.
- BRASIL. Ministério da Agricultura e da Reforma Agrária. Departamento Nacional de Meteorologia. **Normais climatológicas**: 1961-1990. Brasília, DF, 1992. 84 p.
- BRANDES, D.; WILCOX, B. P. Evapotranspiration and soil moisture dynamics on a semiarid ponderosa pine hillslope. **Journal of the American Water Resources Association**, Middleburg, v. 36, n. 5, p. 965-974, Oct. 2000.
- CAMPBELL, E. C.; TANNER, B. D. Structured design in automated weather stations. In: WEISS, A. **Computer techniques and meteorological data applied to problems of agriculture and forestry**: a workshop. Anaheim: NSF/ATM, 1981. p. 5-18.
- DANTAS, A. A. A.; CARVALHO, L. G.; FERREIRA, E. Classificação e tendências climáticas em Lavras, MG. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 31, n. 6, p. 1862-1866, nov./dez. 2007.
- DANTAS, A. A. A.; CASTRO NETO, P. **Evapotranspiração e Climatologia**. Lavras: UFLA, 2003. 26 p. Notas de aula.
- DOORENBOS, J.; PRUITT, J. O. **Guidelines for predicting crop water requirements**. Rome: FAO, 1977. 179 p. (FAO Irrigation and Drainage, 24).
- FISCH, G.; SANTOS, J. M. Comparações entre observações meteorológicas convencionais e automáticas na região do Vale do Paraíba, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 10., 1997, Piracicaba. **Anais...** Piracicaba: SBA, 1997. p. 246-248.
- JENSEN, M. E.; BURMAN, R. D.; E ALLEN, R. G. **Evapotranspiration and irrigation water requirements**. New York: ASCE, 1990. 332 p. (Manuals and Reports on Engineering Practice, n. 70)
- KLAR, A. E. **A água no sistema solo-planta-atmosfera**. São Paulo: Nobel, 1984. 408 p.
- MELLO, C. R. **Estudo hidrológico em microbacia hidrográfica com regime de escoamento efêmero**. 2003. 133 p. Tese (Doutorado em Agronomia (Solos e nutrição de plantas) – Universidade Federal de Lavras, Lavras.
- MENDONÇA, J. C.; SOUSA, E. F.; 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**, Campina Grande, v. 7, n. 2, p.275-279, maio/ago. 2003.

MOTA, F. S. **Meteorologia agrícola**. São Paulo: Nobel, 1983.

OLIVEIRA, A. D. **Comparação de métodos de estimativa da evapotranspiração de referência utilizando dados de estação meteorológica convencional e automática**. 2003. 70 p. Tese (Doutorado em Agronomia – Produção Vegetal) – Universidade Estadual Paulista, Jaboticabal.

OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; AZEVEDO, J. R. G.; SANTOS, F. X. Evapotranspiração de referência na bacia experimental do riacho Gameleira, PE, utilizando-se lisímetro e métodos indiretos. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, Recife, v. 3, n. 1, p. 58-67, jan./mar. 2008.

OLIVEIRA, R. Z.; OLIVEIRA, L. F. C.; WEHR, T. R.; BORGES, L. B.; BONOMO, R. Comparação de metodologias de estimativa da evapotranspiração de referência para a região de Goiânia-GO. **Bioscience Journal**, Uberlândia, v. 21, n. 3, p. 19-27, Sept./Dec. 2005.

PENMAN, H. L. Evaporation: an introductory survey. **Netherlands Journal Agriculture Science**, Wagening, v. 4, n. 1, p. 9-29, 1956.

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

SAXTON, K. E.; McGUINNESS, J. L. Evapotranspiration. In: HANN, C. T.; JOHNSON, H. P.; BRAKENSIEK, D. L. **Hydrologic Modeling of Small Watersheds**. St. Joseph: ASAE, 1982. Cap. 6, 229 p.

SENTELHAS, P. C.; CARAMORI, P. H. Inconsistências na medida da chuva com pluviômetros de balança, utilizados em estações meteorológicas automáticas. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 10, n. 2, p.301-304, jul./dez. 2002.

SENTELHAS, P. C.; MORAIS, S. O.; PIEDADE, S. M. S.; PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; MARIN, F. R. Análise comparativa de dados meteorológicos obtidos por estações convencional e automática. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 5, n. 2, p.215-221, jul./dez. 1997.

SILVA, F. C.; FOLEGATTI, M. V.; PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A. Uso de dispositivos lisimétricos para medida da evapotranspiração de referência. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v.7, n. 1, p. 19-23, jan./jun. 1999.

SNYDER, R. L. Equation for evaporation pan to evapotranspiration conversions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, New York, v.

118, n. 6, p. 977-980, Nov./Dec. 1992.

THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geography Review**, Washington, v. 38, p. 55-94, 1948.

TORRE NETO, A. **Estudo e implementação de um sistema de monitoramento remoto de variáveis edafo-ambientais**. São Carlos: USP, 1995. 146p. Tese (Doutorado em Física e Química) – Instituto de Física e Química de São Carlos, Universidade de São Paulo, 1995.

TUCCI, C. E. M.; BELTRAME, L. F. S. Evaporação e Evapotranspiração. In: TUCCI, C. E. M. (Org.) **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2. ed. Porto Alegre: ABRH/UFRGS, 2001. p. 335-372.

Van LIER, Q. J. Índices da disponibilidade de água para as plantas. In: SOCIEDADE BRASILEIRA DE CIENCIA DO SOLO. **Tópicos em Ciência do Solo**. Viçosa, MG: SBCS, 2000. v. 1, 352 p.

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, p. 713-721, 2005.

CAPÍTULO 3

BALANÇO HÍDRICO EM LISÍMETROS PREENCHIDOS COM LATOSSOLO VERMELHO DISTROFÉRRICO E ARGISSOLO VERMELHO AMARELO

RESUMO

MAGALHÃES, Ciro Augusto de Souza. Balanço hídrico em lisímetros preenchidos com Latossolo Vermelho Distroférico e Argissolo Vermelho Amarelo. In: _____. **Estudo físico-hídrico em lisímetros e comparação de elementos climáticos na região de Lavras, MG**, 2008, Cap. 3, p. 44 - 84. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG⁵.

A compreensão da dinâmica da água no solo é fundamental para racionalizar a sua utilização na agricultura. Objetivou-se, neste trabalho, determinar o balanço hídrico em lisímetros contendo amostras indeformadas de Latossolo Vermelho Distroférico (LVdf) e Argissolo Vermelho Amarelo (PVAd), que são representativas da região de Lavras, MG; as colunas foram cobertas com grama batatais (*Paspalum notatum* Flugge). Dados meteorológicos, entre 2005 e 2008, foram obtidos através de uma estação meteorológica automática. Sensores de umidade foram instalados a cada 25 cm, nas colunas de solo, a fim de acompanhar-se as mudanças de armazenamento de água no solo, ao longo do tempo; evapotranspiração a partir das colunas foi comparada com a evapotranspiração de referência (ET_o). As colunas contendo LVdf apresentaram maior evapotranspiração; esses valores foram próximos dos valores de ET_o, para os períodos úmidos. A drenagem profunda foi maior nas colunas de PVAd, refletindo menor evapotranspiração. Sob condições de lisímetros, a condutividade hidráulica saturada não representou o potencial de drenagem PVAd. A umidade na capacidade de campo foi um bom indicador do final de drenagem profunda, principalmente para o LVdf.

⁵ Comitê Orientador: José Maria de Lima – DCS/UFLA (Orientador) e Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA.

CHAPTER 3

WATER BALANCE IN LYSIMETERS FILLED WITH OXISOL AND ULTISOL

ABSTRACT

MAGALHÃES, Ciro Augusto de Souza. Water balance in lysimeters filled with Oxisol and Ultisol. In: _____. **Physical-hydric study in lysimeters and comparison of climatic elements in the region of Lavras, MG**, 2008, cap 3, p. 44 - 84. Dissertation (Master in Soil Science) - Federal University of Lavras, Lavras, MG⁶.

The understanding of the dynamics of water in the soil is essential to rationalize its use in agriculture. This study aimed to determine the water balance in lysimeters containing undisturbed samples of Oxisol (LVdf) and Ultisol (PVAd), which are representative of the region of Lavras, MG; these columns were covered with *Paspalum notatum* Flugge. Meteorological data, between 2005 and 2008, were obtained using an automatic weather station. Moisture sensors were installed at every 25 cm in the soil columns, in order to monitor changes of water storage in soil over time; evapotranspiration from the columns was compared to the reference evapotranspiration (ET_0). The columns containing LVdf presented higher evapotranspiration; these values were close ET_0 , for the wet periods. Deep drainage was higher in the columns of PVAd, reflecting lower evapotranspiration. Under the lysimeter conditions, the saturated hydraulic conductivity did not represented the drainage potential of PVAd. The moisture at the field capacity was a good indicator of the final of deep drainage, mainly for the LVdf.

⁶ Guidance Committee: José Maria de Lima – DCS/UFLA (Major Professor) and Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA.

1 INTRODUÇÃO

O uso racional da água e do solo, principalmente para fins agrícolas, depende do conhecimento da interação entre esses dois componentes do ambiente. O aproveitamento da água das chuvas pelas plantas depende de atributos do solo que influenciam diretamente o balanço da água entre perda superficial por deflúvio ou evapotranspiração, a infiltração e percolação para camadas além do sistema radicular das plantas e o armazenamento na região radicular. O conhecimento do movimento da água em diferentes tipos de solos é fundamental para a obtenção dos parâmetros necessários para aplicação de modelos hidrológicos e, principalmente, para o planejamento conservacionista de uso do solo e para o manejo racional da irrigação.

Sabe-se que o uso e o manejo inadequado do solo provocam mudanças profundas no ambiente edáfico, contribuindo marcadamente para a perda em qualidade e quantidade dos recursos hídricos. Essas modificações no solo têm como consequência uma série de mudanças físicas, químicas, biológicas e hidrológicas, que culminam com o declínio da capacidade produtiva dos solos e a perda da sustentabilidade nos sistemas agrícolas. Um dos principais sintomas desse desequilíbrio ambiental é a redução da capacidade de infiltração de água no solo, que contribui para o aumento da erosão e diminuição da recarga subterrânea dos aquíferos, podendo ser um dos grandes problemas que a humanidade terá de enfrentar nos próximos anos.

Para Accioly & Siqueira (2000), o conhecimento do sistema solo-planta-organismos extrapola as fronteiras da ecologia clássica e da agricultura, e torna-se parte fundamental de uma concepção científica moderna, que busca o desenvolvimento sustentado com a reversão dos processos degradadores dos recursos do planeta.

Neste contexto, o conhecimento detalhado dos atributos do solo tem influência direta na qualidade do manejo e, conseqüentemente, do meio ambiente como um todo. Inúmeros trabalhos mostram que os solos diferem, significativamente, com relação a atributos que influenciam a capacidade de infiltração e armazenamento de água. No entanto, a literatura é relativamente escassa em informações geradas em grandes amostras de solos com estrutura indeformada em colunas de lisímetros. Esses dispositivos permitem o estudo detalhado dos mecanismos envolvidos no movimento da água no solo e podem fornecer informações que permitirão minimizar os problemas advindos da intervenção antrópica no meio ambiente, notadamente em argissolos e latossolos, que são bastante utilizados na agropecuária.

Diante do exposto, objetivou-se, neste trabalho, estudar a dinâmica da água em macrolisímetros de drenagem, preenchidos com material de Latossolo Vermelho Distroférico e Argissolo Vermelho Amarelo Distrófico típico, sob condições meteorológicas naturais, a fim de: i) comparar entre os dois solos, qual deles permitirá maior aproveitamento de água pelas plantas e potencial de recarga de lençol ou lixiviação de solutos; ii) relacionar a condutividade hidráulica dos solos, determinada em laboratório, à capacidade de drenagem profunda, e iii) comparar os valores de umidade do solo que antecede ao fim da drenagem com os valores de umidade na capacidade de campo.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

O conhecimento do estado termodinâmico da água no solo é essencial para definições sobre o seu estado de energia. No solo, a água se move a velocidades muito baixas, da ordem de alguns centímetros ou milímetros por dia, sendo a energia cinética praticamente desprezível. Por outro lado, a energia potencial, que é uma função da posição e condição interna da água, é de primordial importância na caracterização de seu estado de energia. (Hillel, 1998; Libardi, 1999).

2.1 Potencial total da água no solo

A energia da água, em um dado ponto do solo, é dada pela diferença entre seu estado de energia atual e o estado padrão. No estado padrão, tem-se água pura e livre, sob condições normais de temperatura e pressão e livre de sais minerais e outros solutos, atribuindo-se, nesse caso, o valor de energia como nulo. Geralmente no solo, na planta e na atmosfera, a energia da água é menor que no estado padrão; portanto, seus potenciais são negativos (Hillel, 1998).

O potencial total da água no solo é resultante da atração da matriz do solo pela água, da presença de solutos na solução do solo, da carga hidrostática e da pressão externa dos gases, da gravidade e de outros fatores de menor importância (Hillel, 1998), e pode ser expresso:

$$\psi_T = \psi_g + \psi_m + \psi_{os} + \psi_p \dots \quad (26)$$

em que

ψ_T é o potencial total da água no solo;

ψ_g é o potencial gravitacional;

ψ_m é o potencial matricial;

ψ_{os} é o potencial osmótico;

ψ_p é o potencial de pressão.

O potencial gravitacional está sempre presente e independe das propriedades do solo. Esse potencial depende apenas da distância vertical entre um referencial arbitrário e o ponto em questão. O potencial matricial, que é o resultado de forças capilares e de adsorção, que surgem devido à interação entre a água e as partículas do solo, tem valor sempre negativo e é desprezível em solos saturados. Já o potencial osmótico torna-se importante no potencial total da água, quando a concentração salina é significativa (Hillel, 1998). O potencial de pressão será sempre positivo, e aplica-se somente para solos saturados.

2.2 Umidade do solo

Quando o espaço poroso do solo está todo ocupado por água, o solo é considerado saturado. Se parte do espaço poroso for drenado, o solo é considerado como não saturado. Isso resulta na formação de interfaces ar-água resultantes dos processos de retenção da água pela matriz do solo (Libardi, 1999). A camada de moléculas de água que está em contato direto com a superfície da partícula sólida é retida por adesão, enquanto que as demais moléculas que se sobrepõem a essa primeira camada de água são retidas por coesão (Libardi, 1999).

Basicamente, existem dois processos que explicam a retenção de água pelo solo: a retenção capilar, que ocorre nos microporos dos agregados e a retenção nas superfícies sólidas do solo, como filmes de água adsorvidos devido ao campo elétrico formado pelas cargas superficiais, a retenção por cátions trocáveis adsorvidos à superfície das argilas e as forças de van der Waals (Libardi, 1999).

A quantidade de água retida no solo afeta diretamente o crescimento das plantas, além de vários atributos do solo como condutividade hidráulica,

consistência, plasticidade, resistência à penetração, dentre outras (Hillel, 1998). Ainda segundo esse autor, os fatores que afetam o armazenamento de água no solo são: textura, tipo de argila, teor de matéria orgânica, estrutura do solo, natureza da umidade antecedente, presença de camadas de impedimento e evapotranspiração.

De acordo com Hillel (1998), a capacidade de campo é definida como sendo a quantidade de água retida no solo após o excesso de água ter sido drenado e a taxa de movimento descendente ser desprezível, o que geralmente ocorre em 2 a 3 dias após uma chuva ou irrigação em solos de textura e estrutura uniformes.

Reichardt (1988) faz uma crítica a essa definição, destacando o caráter dinâmico da capacidade de campo, por não ser uma característica intrínseca da matriz. Esse dinamismo é atribuído às condições iniciais e de contorno do processo de drenagem interna. Entretanto, os profissionais interessados em irrigação podem considerar a definição clássica de capacidade de campo; por outro lado, aqueles estudos relacionados com lixiviação de nutrientes e pesticidas ou com outros processos dinâmicos do solo devem considerar que o fluxo de drenagem nunca se anula (Reichardt, 1988). Acredita-se que, para cada sistema de molhamento aplicado ao solo, em função da distribuição da água no perfil antes do molhamento, haverá diferentes interações entre o potencial da água e a umidade do solo, em relação ao fluxo de água descendente (Souza & Reichardt, 1996).

Em uma revisão sobre o tema, van Lier (2000) destaca a imprecisão do conceito de umidade na capacidade de campo e comenta que métodos para sua determinação em amostras de solo, deformadas ou não, são conceitualmente incorretos, sendo que a maioria deles associa o conceito com o potencial da água no solo. No final de sua revisão, o autor sugere uma substituição do termo capacidade de campo por outro que envolva as perdas de água por drenagem,

considerando o tempo em determinada condição de umidade do solo e evapotranspiração.

Medina & Oliveira (1987), comparando métodos de determinação da capacidade de campo, concluíram que o método de determinação *in situ* é insubstituível, apesar da grande maioria dos trabalhos da área ser baseada em determinações efetuadas em laboratórios, tentando-se encontrar correlações entre a capacidade de campo e características granulométricas, porosidade e tempo de drenagem, motivados pela economia de tempo (Reichardt, 1988).

Vários pesquisadores vêm tentando determinar um valor exato para a umidade na capacidade de campo, apesar das dificuldades de sua determinação *in situ* e da dinâmica do processo de retenção de água pelo solo. Alguns métodos consideram a tensão de 10 e 33 kPa para solos arenosos e argilosos, respectivamente, para se determinar a umidade da capacidade de campo (Klar, 1984; Hillel, 1998; Libardi, 1999).

Estudos mais recentes têm considerado como umidade na capacidade de campo o ponto de inflexão da curva característica de água no solo, com diferentes formas de determiná-lo (van Genuchten, 1980; Ferreira & Marcos, 1983; Mello et al., 2002a). Pela análise da curva característica de retenção de água no solo, é possível notar uma região na qual o potencial matricial permanece mais ou menos constante, mesmo que haja uma pequena variação na umidade do solo. É nessa região que se encontra o seu ponto de inflexão (Ferreira & Marcos, 1983).

A determinação da umidade e da tensão de água na capacidade de campo é baseada no modelo de van Genuchten (1980), o qual possui a seguinte estrutura:

$$\theta = \theta_{pmp} + (\theta_{sat} - \theta_{pmp}) \cdot [1 + (\alpha \cdot h)^n]^{-m} \quad (27)$$

em que

θ é a umidade do solo associada à tensão h ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$);

θ_{pmp} é a umidade no ponto de murcha permanente ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$);

θ_{sat} é a umidade de saturação ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$);

h é a tensão de água no solo num instante qualquer (kPa);

α , n e m são parâmetros de ajuste do modelo.

A tensão de água no ponto de inflexão da curva de retenção é obtida igualando-se a derivada segunda da equação de van Genuchten (1980) a zero, chegando-se à seguinte expressão:

$$h = \frac{1}{\alpha} \cdot \left(\frac{1}{m} \right)^{\frac{1}{n}} \quad (28)$$

Para se obter o valor da umidade na capacidade de campo, basta substituir a equação 28 na equação 27, como:

$$\theta = \theta_{pmp} + (\theta_{sat} - \theta_{pmp}) \cdot \left[1 + \frac{1}{m} \right]^{-m} \quad (29)$$

2.3 Monitoramento da umidade do solo

A umidade do solo pode ser expressa de várias maneiras, sendo as mais comuns relacionadas à massa de sólidos do solo (base em peso seco), e baseado no volume do solo amostrado (base volume) (Klar, 1984).

Existem várias maneiras de se determinar a tensão de água no solo, destacando-se os tensiômetros que, geralmente, têm a capacidade de medir o potencial matricial até 100 kPa, pois acima dessa sucção pode ocorrer entrada de ar no aparelho (Hillel, 1998). Na prática, o limite máximo de trabalho desse

equipamento é aproximadamente 80 kPa, o que satisfaz a maioria dos casos, uma vez que seu uso é indicado no manejo da irrigação, e dificilmente valores de tensão maiores que 80 kPa são permitidos. Outra maneira de se determinar a tensão de água no solo é através da medição da resistência dielétrica do solo, por meio de bloco poroso, que pode ser de gesso, nylon ou fibra de vidro. A resistência dielétrica do solo depende, não apenas do conteúdo de água, mas também de sua composição, textura e concentração de sais solúveis, e pode ser calibrada em função da tensão de água no solo. A principal vantagem da aplicação desses dispositivos reside no fato de que tais blocos podem ser conectados a *data loggers* para se obterem registros contínuos da variação da umidade do solo, ao longo do tempo (Hillel, 1998).

2.4 Porosidade drenável

Um dos atributos físico-hídricos mais importantes para o manejo e estudo de fluxos hidráulicos no solo é a porosidade drenável, sendo imprescindível para a modelagem da contaminação do aquífero e para estimativa da drenagem propriamente dita (Mello et al., 2002b). Esse atributo é também conhecido como porosidade efetiva e é definido como a fração da porosidade total na qual a água move-se livremente, equivalendo ao conteúdo de ar presente no solo, na capacidade de campo (Queiroz, 1995).

2.5 Textura

A textura de um solo constitui elemento fundamental para identificação e classificação do mesmo porque varia muito pouco ao longo do tempo. A mudança somente ocorrerá se houver mudança da composição do solo devido à erosão seletiva e/ou processos de intemperismo, que ocorrem em escala de séculos a milênios (Resende et al., 2002; Ferreira et al., 2003).

Em geral, solos argilosos levarão mais tempo para esgotar a quantidade de água armazenada do que os arenosos, oferecendo boas condições de suprimento hídrico às plantas. No entanto, podem apresentar baixa porosidade drenável e baixa macroporosidade, dificultando a aeração e o fluxo em direção dos aquíferos (Libardi et al., 1986), atributos esses muito dependentes da estrutura do solo, já que muitos latossolos de textura muito argilosa, por apresentarem estrutura granular, possuem alta condutividade hidráulica (Ferreira et al., 1999).

2.6 Densidade do solo

A densidade é outro importante atributo no estudo do movimento da água no solo, por fornecer informações indiretas sobre estrutura, porosidade, armazenamento e condução de água, e é muito utilizada em estudos de avaliação da qualidade estrutural do solo (Scapini et al., 1998).

2.7 Matéria Orgânica

A presença da matéria orgânica no solo reduz a compactação e erosão hídrica, pois atenua o impacto das gotas de chuva e o salpicamento do solo. O aumento de sua quantidade no solo altera a distribuição de poros, facilitando a infiltração de água e aumentando a capacidade de retenção, armazenamento e recarga dos aquíferos (Moraes et al., 2003).

2.8 Volume total de poros

O espaço poroso do solo é por onde circulam a solução e o ar do solo e onde ocorrem diversos processos dinâmicos no solo (Hillel, 1998). A distribuição do diâmetro dos poros no solo tem um papel preponderante em seu comportamento físico-hídrico. Solos de textura fina geralmente possuem maior volume total de poros (VTP), inclusive microporos que conferem ao solo

capacidade de reter água e menor drenagem. Apesar de um solo arenoso apresentar porosidade total relativamente reduzida, a movimentação da água e do ar é mais rápida devido ao predomínio de macroporos, o que permite maior movimento da água e do ar (Buckman & Brady, 1989).

2.9 Condutividade hidráulica

A condutividade hidráulica é considerada como um dos mais importantes atributos relativos ao manejo da água no solo, sendo de suma importância na recarga dos aquíferos. Trata-se de um parâmetro que representa a facilidade com que o solo transmite água (Mesquita & Moraes, 2004). O valor máximo de condutividade hidráulica é atingido quando o solo se encontra saturado, e relaciona-se com o tamanho, volume e distribuição de poros; é um dos atributos mais importantes para a definição de práticas de conservação do solo (Bertoni & Lombardi, 1990).

A condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}) é influenciada pela geometria e continuidade dos poros preenchidos com água, tornando-se dependente, portanto, da forma, quantidade, distribuição e continuidade dos mesmos (Mesquita & Moraes, 2004).

A K_{sat} é mais dependente da estrutura do que da textura do solo, e pode ser facilmente alterada por certas práticas de manejo que afetam a estrutura do solo. Esse atributo é também influenciado pelo tamanho da amostra, geometria de fluxo e processo de coleta da amostra (Mesquita & Moraes, 2004). A coleta de amostras indeformadas é uma das técnicas clássicas para medida de K_{sat} . Alguns problemas desse método estão relacionados às alterações do solo durante a coleta, ao pequeno ou inadequado tamanho da amostra, ao possível pequeno circuito de fluxo através dos macroporos, ao fluxo ao longo das paredes do cilindro amostrador e ao fluxo devido à presença de canais de minhocas ou raízes abertos no final da amostra de solo, o que pode levar a divergências nos

resultados (Mohanty et al., 1998, Reynolds et al., 2000). Por outro lado, esse método é simples, de baixo custo, e baseado na aplicação direta da Lei de Darcy, a qual define a K_{sat} . Assim, esse método permanece como o mais comum para medir a K_{sat} (Mesquita & Moraes, 2004).

Em grande parte do tempo, com algumas exceções, o solo não se encontra saturado. Dessa maneira, o conhecimento da condutividade hidráulica do solo não saturado é importante para o entendimento de processos de movimento da água no solo, como infiltração, redistribuição e suprimento de água às culturas. A condutividade hidráulica (K) do solo não saturado pode ser descrita como uma função $K(\theta)$, onde θ = umidade volumétrica do solo, que traduz o quanto ele conduz de água em dada umidade (Klein & Libardi, 2002).

A condutividade hidráulica decresce, rapidamente, para Latossolos com estrutura microagregada, à medida que o solo, inicialmente saturado, começa a secar (Sharma & Uehara, 1968). Othmer et al. (1991) atribuem esse comportamento ao rápido esvaziamento dos poros interagregados, que são os responsáveis pela condução da água quando o solo está saturado. Em solos com estrutura microagregada, a função $K(\theta)$ quando a umidade está acima da capacidade de campo é governada pelo potencial gravitacional, enquanto que em umidade inferior à capacidade de campo, o potencial matricial passa a governar (Klein & Libardi, 2002).

Klein & Libardi (2002), estudando a condutividade hidráulica de um Latossolo roxo, em função da umidade do solo, sob diferentes sistemas de manejo, verificaram que o aumento da densidade do solo, redução da porosidade total e alteração na distribuição do diâmetro dos poros resultou em diminuição da condutividade hidráulica do solo não saturado, e que a utilização de grandes amostras de solo na determinação da função $K(\theta)$, na faixa de conteúdo de água próximo à saturação, com estrutura preservada, pode auxiliar bastante na caracterização do solo em relação à capacidade de condução de água.

2.10 Infiltração de água no solo

A infiltração é um fenômeno que envolve a penetração de água no sentido vertical descendente. A ação do gradiente de potencial da água, quando mais elevado na superfície do solo do que centímetros abaixo, produz a força descendente (Klar, 1984).

O processo de infiltração tem importância fundamental no meio ambiente, já que determina o balanço de água na zona das raízes e o deflúvio superficial, responsável pelo transporte de partículas de solo durante as precipitações ou irrigações. Dessa maneira, o conhecimento desse processo e das suas relações com as propriedades do solo é essencial para o manejo eficiente do solo e da água em sistemas agrícolas (Panachuki, 2003).

Durante o processo de infiltração, ocorrem, em solos homogêneos, cinco estágios ou zonas (Figura 11): zona de saturação, formada no início da infiltração, com espessura de alguns milímetros ou centímetros, não se alterando no processo; zona de transição, logo abaixo da anterior, que se caracteriza por uma queda rápida na umidade do solo; zona de transmissão, que apresenta potencial de água constante, abaixo da saturação e acima da capacidade de campo, com sua espessura aumentando com o tempo; zona de umedecimento, onde a umidade decresce rapidamente com a profundidade, com redução exponencial da condutividade hidráulica; frente de molhamento, camada limite entre a parte úmida e seca do perfil, onde ocorre o maior gradiente de potencial de água. (Klar, 1984; Libardi, 1999).

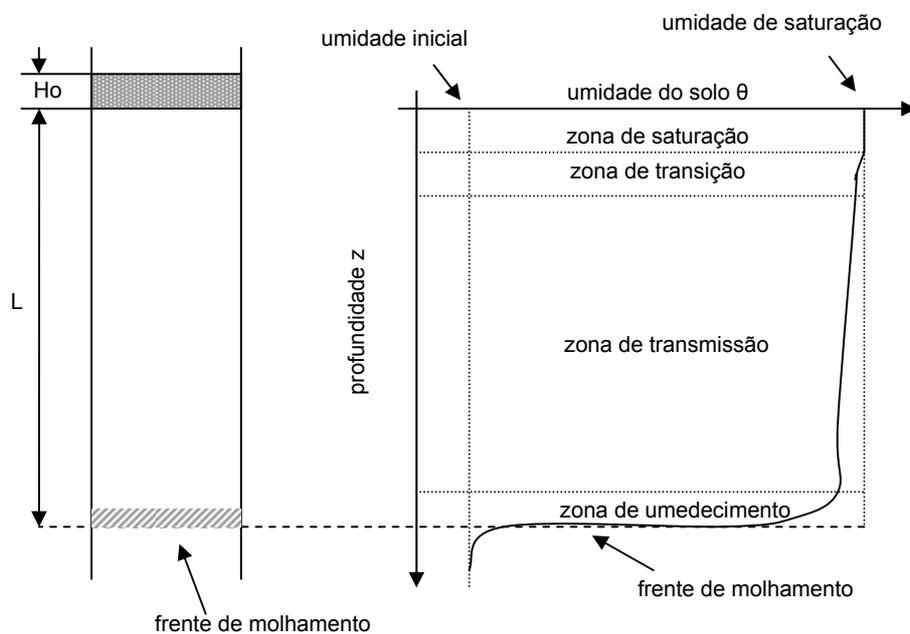


Figura 11. Perfil de umidade típico durante o processo de infiltração em um perfil de solo uniforme (Libardi, 1999).

No caso de solos com horizontes contrastantes quanto à textura e estrutura, o perfil de umidade será diferente. Para um argissolo, por exemplo, que apresenta uma camada com teor maior de argila sob uma camada relativamente mais arenosa, a infiltração será governada, em princípio, pela camada superficial; quando a frente de molhamento alcança a camada mais argilosa, que apresenta baixo valor de condutividade hidráulica, essa camada passa a ditar o processo (Klar, 1984).

Cessada a precipitação ou irrigação, tem-se o final do processo de infiltração, havendo ainda movimento da água no interior do solo. A partir desse momento, inicia-se a redistribuição ou drenagem interna, sendo que a

intensidade e duração dessa redistribuição determinam a capacidade de armazenamento de água do solo (Silveira et al., 2001). Para esses autores, esse é um processo contínuo, permanecendo por longos períodos em solos argilosos, e relativamente mais rápido em solos de textura grosseira. O processo de redistribuição determina a quantidade de água retida em diferentes zonas de profundidade no perfil do solo. A taxa e a duração do fluxo de redistribuição determinam o armazenamento efetivo de água no solo (Hillel, 1998). Essa propriedade é particularmente importante em regiões secas, onde o suprimento de água para as plantas é irregular podendo permanecer por longos períodos num solo com pouquíssima água na zona radicular. Também segundo esse autor, o processo de redistribuição determina quanto de água se move através da zona radicular e, portanto, define o potencial de lixiviação de solutos e de recarga de lençóis subterrâneos (Hillel, 1998).

2.11 Lisímetros

De acordo com Pereira et al. (1997), lisímetro é um equipamento constituído por uma caixa impermeável no qual se encontra um determinado volume de solo, o que permite conhecer, com detalhes, alguns termos do balanço hídrico desse volume; geralmente é construído de modo a se evitar o escoamento superficial. Pereira et al. (1997) concordam que, independente do tipo de lisímetro disponível, é de fundamental importância que as condições internas do equipamento se assemelhem ao máximo às condições externas do ambiente, referente ao tipo de solo, planta e condições de umidade do solo.

Basicamente existem quatro tipos de lisímetros: de drenagem, de pesagem, de lençol freático a nível constante e de flutuação. O lisímetro de drenagem funciona adequadamente apenas em períodos longos de observação (7 a 10 dias). Já o de pesagem fornece resultados instantâneos da variação do

armazenamento de água no solo, mas o alto custo é o principal fator limitante para sua utilização (Pereira et al., 1997).

A utilização de lisímetros em pesquisas tem proporcionado um melhor entendimento de diversas variáveis ambientais sobre plantas e solos. Diferentes estudos têm sido conduzidos em lisímetros, enfocando desde demanda hídrica de diversas culturas e calibração de métodos de estimativa de evapotranspiração de referência até movimentação de contaminantes no solo (Peres et al., 1996; Queiroz et al., 1999; Silva et al., 1999; Santiago et al., 2002; Costa et al., 2003; Mendonça et al., 2003; Miranda et al., 2004; Bastos et al., 2005; Castro et al., 2005).

A determinação da evapotranspiração real é feita a partir do balanço hídrico em um determinado volume de solo. Inicialmente, a água das chuvas penetra no solo aumentando o armazenamento. Após preencher todos os microporos, responsáveis pela retenção de água, o excesso de água pode ser drenado por gravidade, abastecendo, no caso do solo na paisagem, os aquíferos subterrâneos (Pereira et al., 1997; Ferreira et al., 2003).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Caracterização físico-hídrica dos solos dos lisímetros

O presente trabalho foi conduzido no Departamento de Ciência do Solo da Universidade Federal de Lavras, no município de Lavras, estado de Minas Gerais, cujas coordenadas geográficas são 21°13'35'' S, 44°58'43'' W e altitude de 918 metros. O clima de Lavras, segundo a classificação climática de Köppen, é Cwa, temperado chuvoso (mesotérmico) com inverno seco e verão chuvoso, subtropical, e temperatura do mês mais quente maior que 22 °C (22,1 °C em fevereiro), de acordo com Brasil (1992).

As normais climatológicas (médias de 1961-1990) do local são: temperatura média de 19,4 °C, pressão atmosférica de 913,9 hPa; temperatura máxima absoluta de 34,8 °C; temperatura mínima absoluta de 1,8 °C; umidade relativa média do ar de 76,2 %; precipitação total anual de 1529,7 mm e insolação total anual de 2483,4 h (Brasil, 1992). O balanço hídrico mostrou excedente hídrico anual de 661 mm, concentrado no período de novembro a março, e deficiência hídrica anual de 30 mm no período de maio a agosto (Figura 12). (Dantas et al., 2007).

Os solos escolhidos para a realização dos experimentos foram: Latossolo Vermelho Distroférrico (LVdf) e Argissolo Vermelho Amarelo Distrófico típico (PVAd), segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - Embrapa, 2006). Esses solos fazem parte da bateria de lisímetros localizada no Departamento de Ciência do Solo. As colunas de solo foram implantadas em 1983, sendo que o LVDF foi coletado no campus da UFLA (21°13'39'' S e 44°58'12'' W), em área de vegetação nativa e o PVAD foi coletado a 9 km da cidade de Lavras, MG (21°09'03'' S e 45°00'29'' W), em área de pastagem, ao lado da estrada que liga Lavras à Comunidade do Funil, usando metodologia descrita por Souza (1983).

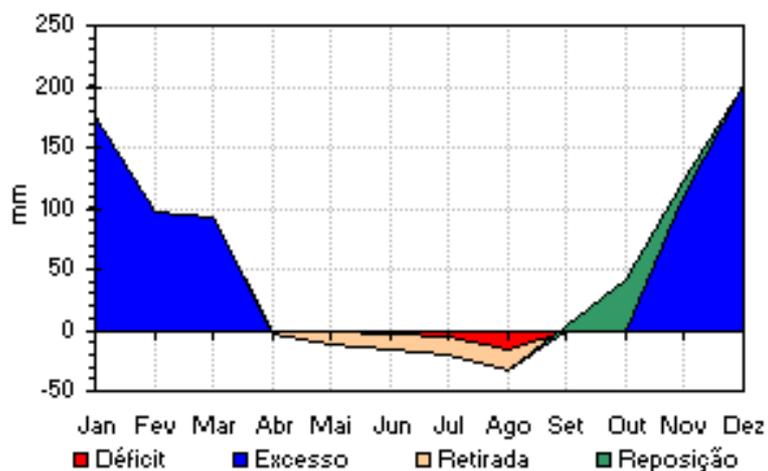


FIGURA 12. Balanço hídrico para Lavras, MG, no período de 1961 a 1990 (Brasil, 1992).

Tais colunas de solo foram coletadas em cilindros de aço de 1,0 m de diâmetro, com 1,80 m de profundidade, mantendo-se a estrutura original dos solos. A base de cada lisímetro foi conectada a uma tubulação de aço inox para coleta da água percolada, que foi colhida em recipientes também em aço inox, com capacidade de 15 litros. O volume de água percolada foi medido periodicamente após a ocorrência de chuvas e conseqüente acúmulo nos recipientes. Os solos nos lisímetros estavam cobertos, na época das medições, com grama batatais (*Paspalum notatum* Flugge). Na Figura 13, observam-se algumas fotografias dos equipamentos utilizados durante a realização do experimento.



FIGURA 13. Vista parcial da bateria de lisímetros (a), montagem dos sensores de umidade do solo (b), detalhe do recipiente de coleta da água percolada (c) e dos dispositivos de armazenamento de dados de tensão de água no solo (*data loggers*) (d).

Os elementos climáticos foram obtidos de uma Estação Meteorológica Automática, da marca Specware modelo Watch Dog 900ET Weather Station, instalada a 20 metros da bateria de lisímetros.

Para caracterização dos solos, foram coletadas amostras, em diferentes profundidades; a análise granulométrica, foi realizada pelo método da pipeta (Day, 1965). O ataque sulfúrico foi realizado por Souza (1983), na época de retirada das colunas de lisímetros. A densidade de partículas foi determinada pelo método do balão volumétrico (Blake & Hartge, 1986b). Na Tabela 4 encontra-se o resultado dos atributos de solo listados acima, além dos índices de intemperismos.

TABELA 4. Caracterização textural, química e índices de intemperismo dos solos estudados.

Solo/Prof.	Areia	Silte	Argila	Dp	SiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃	Ki	Kr
	-----g kg ⁻¹ -----			g cm ⁻³	-----%-----				
LVdf 0-20 cm	232	91	677	2,56	16,7	26,8	26,3	1,06	0,65
LVdf 20-50 cm	171	125	704	2,56	17,8	27,6	28,6	1,10	0,66
LVdf 50-80 cm	179	77	744	2,67	18,3	27,3	28,8	1,14	0,68
LVdf 80-120 cm	146	94	760	2,86	16,9	27,4	28,5	1,05	0,63
LVdf 120-160 cm	157	64	779	2,70	16,9	27,4	28,5	1,05	0,63
LVdf 160-220 cm	176	90	734	2,67	16,5	27,6	29,3	0,99	0,60
PVAd 0-18 cm	467	203	330	2,53	19,5	17,5	5,9	1,89	1,56
PVAd 18-35 cm	343	193	464	2,63	19,2	18,7	6,3	1,75	1,44
PVAd 35-55 cm	325	181	494	2,63	21,6	21,5	7,2	1,71	1,41
PVAd 55-75 cm	307	177	516	2,67	23,8	24,7	7,6	1,64	1,37
PVAd 75-115 cm	313	324	363	2,63	25,7	26,6	8,5	1,64	1,37
PVAd 115-160 cm	349	383	268	2,63	22,8	25,5	9,3	1,52	1,23
PVAd 160-180 cm	349	434	218	2,63	28,7	24,4	5,2	2,00	1,76

Para a determinação da condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}) foram coletadas amostras indeformadas dos mesmos, em cilindros de Uhland, nos mesmos locais onde os solos foram retirados para a implantação da bateria de lisímetros; essa amostragem e determinação da K_{sat} foi feita nas profundidades de 0-20, 30-50, 80-100 e 120-140 cm para o LVdf e de 0-20, 20-40, 60-80 e 100-120 cm para o PVAd, e foi realizada por Castro (2005). Os valores de condutividade hidráulica saturada do solo estão apresentados na Tabela 5.

As curvas características de retenção de água no solo foram obtidas a partir de amostras de solo retiradas de cada camada no momento da instalação dos blocos de resistência elétrica, de 25 em 25 cm, totalizando 6 camadas. Os blocos de resistência elétrica para o monitoramento da umidade do solo foram da marca Watermark, com leituras realizadas periodicamente, ou de duas em duas horas, quando havia um *data logger* conectado ao sensor.

TABELA 5. Condutividade hidráulica saturada do solo (K_{sat}) dos solos estudados e respectivas profundidades.

Solo	Profundidade (cm)	K_{sat} (mm h ⁻¹)
LVdf	0-20	17,9
	30-50	217,9
	80-100	97,1
	120-140	148,3
PVAd	0-20	30,8
	20-40	0,1
	60-80	60,0
	100-120	25,0

Fonte: Castro (2005).

Os parâmetros necessários para ajuste do modelo de van Genuchten (1980) foram obtidos com auxílio do programa SWRC (Dourado Neto et al., 2000).

3.2 Estudo do balanço hídrico nos lisímetros

A evapotranspiração real (ET_r) foi determinada a partir da expressão abaixo:

$$ET_r = P - D - \Delta A \quad (31)$$

em que

ET_r é a evapotranspiração real no intervalo de tempo Δt (mm);

P é o total precipitado no intervalo de tempo Δt (mm);

D é o total drenado no intervalo de tempo Δt (mm);

ΔA é a variação do armazenamento de água no solo no intervalo de tempo Δt (mm).

O intervalo de tempo das variáveis pode ser adotado de acordo com o interesse e a disponibilidade dos dados (Mello, 2003).

A variação do armazenamento foi calculada entre a leitura final e a inicial das umidades, para cada camada, e a lâmina no lisímetro constitui-se da soma dos armazenamentos:

$$A_t = (\theta_1 \times 250) + (\theta_2 \times 250) + (\theta_3 \times 250) + (\theta_4 \times 250) + (\theta_5 \times 250) + (\theta_6 \times 250) \quad (32)$$

$$\Delta A = A_{t_2} - A_{t_1} \quad (33)$$

em que

A_{t_1} e A_{t_2} representam o armazenamento, em mm, na data t_1 e t_2 , respectivamente;

ΔA corresponde à variação de armazenamento no período $t_2 - t_1$.

Por fim, 250 é a espessura da camada, em milímetros.

A umidade na capacidade de campo foi calculada com base no ponto de inflexão da curva característica de retenção de água. A porosidade drenável foi calculada pela diferença entre a umidade de saturação e a umidade na capacidade de campo, equivalendo ao conteúdo de ar presente no solo na capacidade de campo (Mello et al., 2002). A microporosidade foi considerada como o valor da umidade na tensão de 6 kPa (Embrapa, 1997) e a macroporosidade foi calculada pela diferença entre a umidade de saturação e a microporosidade.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os parâmetros necessários para ajuste do modelo de van Genuchten (1980) encontram-se na Tabela 6. Na seqüência (Figuras 14 e 15) apresentam-se, graficamente, as respectivas curvas características de retenção de água ajustadas, para os dois solos estudados.

Analisando-se as Figuras 14 e 15, percebe-se claramente que, com exceção da profundidade de 0-20 cm, o LVdf apresentou maior capacidade de retenção de água, tanto em baixa como em altas tensões. Essa análise será determinante no comportamento desses solos, sob as condições dos lisímetros, na magnitude da drenagem profunda verificada.

TABELA 6. Parâmetros do modelo de van Genuchten (1980) ajustados para os solos estudados, em diferentes profundidades.

Solo	Profundidade	α	m	n	θ_{pmp}	θ_{sat}	R^2
	cm	kPa ⁻¹	-----		cm ³ cm ⁻³	cm ³ cm ⁻³	
LVdf	0-20	0,6995	0,3068	1,4425	0,242	0,464	0,951
	20-50	0,3254	0,5672	2,3107	0,247	0,611	0,986
	50-80	0,3196	0,5871	2,4216	0,221	0,542	0,989
	80-120	0,3165	0,4426	1,7941	0,228	0,684	0,972
	120-160	0,2885	0,6216	2,6429	0,221	0,576	0,980
	160-220	0,3423	0,4750	1,9047	0,184	0,648	0,953
PVAd	0-18	0,2865	0,3928	1,6469	0,203	0,538	0,993
	18-35	0,3230	0,3678	1,5817	0,179	0,554	0,986
	35-55	0,2313	0,6196	2,6290	0,202	0,465	0,984
	55-75	0,2675	0,5180	2,0745	0,246	0,540	0,981
	75-115	0,2839	0,2732	1,3759	0,156	0,473	0,964
	115-160	0,2711	0,2754	1,3800	0,126	0,458	0,950

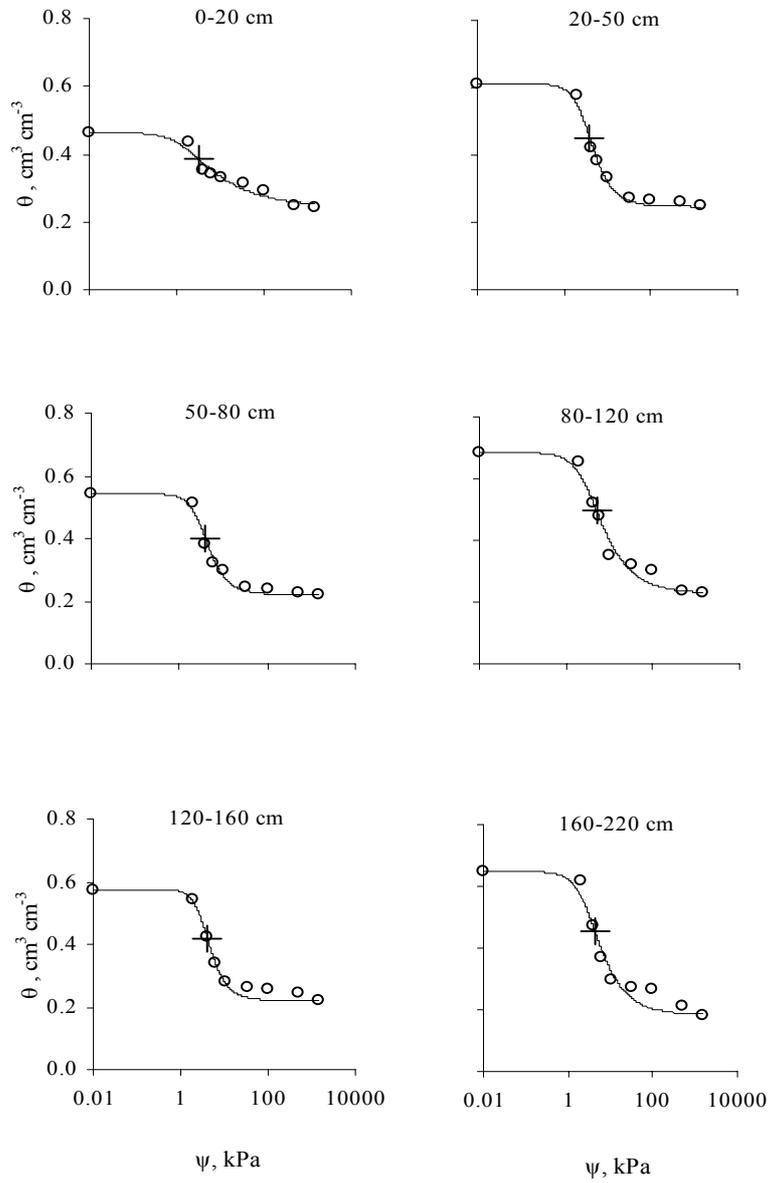


FIGURA 14. Curva característica de retenção de água para o Latossolo Vermelho Distroférico (LVdf), em diferentes profundidades, com detalhe do ponto de inflexão da curva (+).

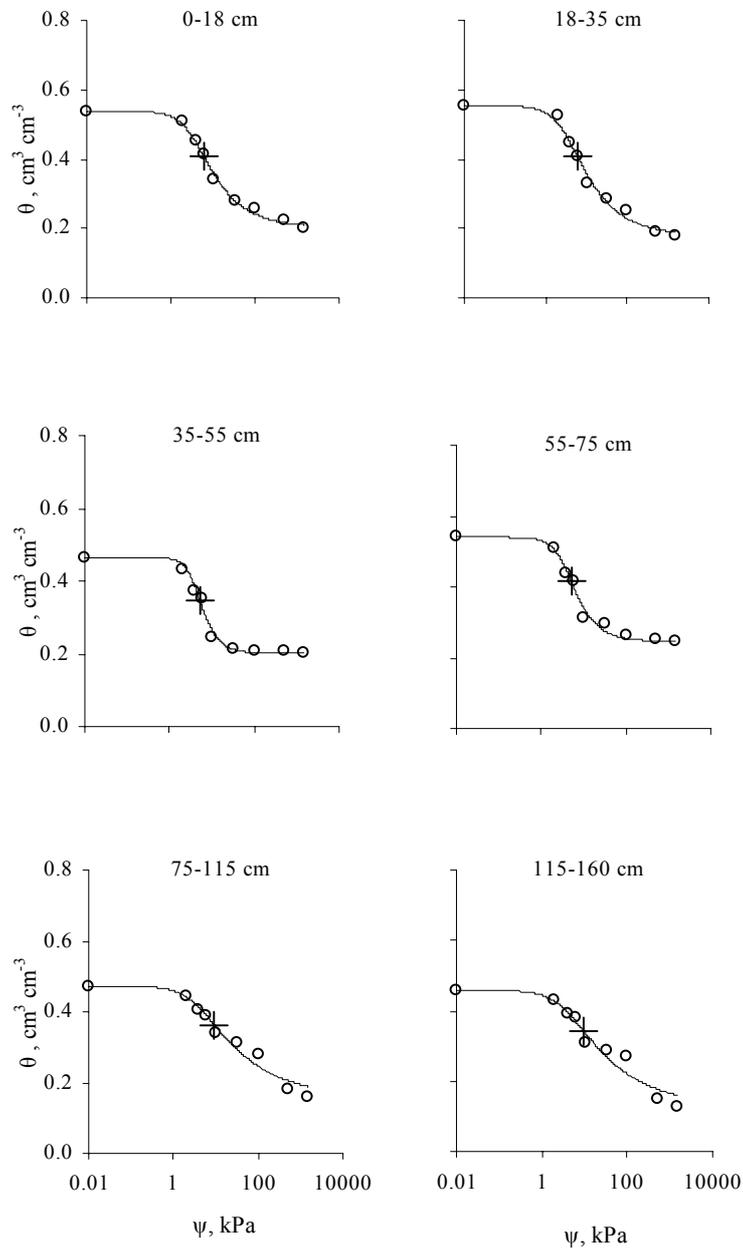


FIGURA 15. Curva característica de retenção de água para o Argissolo Vermelho Amarelo (PVAd), em diferentes profundidades, com detalhe do ponto de inflexão (+).

Na Tabela 7 são apresentados, para efeito comparativo, alguns parâmetros físico-hídricos importantes na discussão dos resultados obtidos, que são: umidade de saturação, capacidade de campo, tensão de água na capacidade de campo, ponto de murcha permanente, porosidade drenável, macroporosidade e microporosidade.

Os resultados da Tabela 7 mostram uma maior porosidade drenável no LVdf, principalmente nas camadas mais profundas, assim como a macroporosidade. Apesar dessa constatação, o que será apresentado a seguir foi a ocorrência de uma maior drenagem no PVAd. A explicação pode vir justamente da capacidade de retenção de água dos dois solos (Figuras 14 e 15), que é maior no LVdf.

TABELA 7. Umidade de saturação (θ_{sat}), capacidade de campo (θ_{cc}), tensão de água na capacidade de campo (ψ_{cc}), ponto de murcha permanente (θ_{pmp}), porosidade drenável (PD), macroporosidade (M) e microporosidade (m), para os solos estudados, em diferentes profundidades (Prof.).

Solo	Prof.	θ_{sat}	θ_{cc}	ψ_{cc}	θ_{pmp}	PD	M	m
	cm	cm ³ cm ⁻³	cm ³ cm ⁻³	kPa		cm ³ cm ⁻³	cm ³ cm ⁻³	
LVdf	0-20	0,464	0,384	3,24	0,242	0,080	0,109	0,355
	20-50	0,611	0,452	3,93	0,247	0,159	0,229	0,382
	50-80	0,542	0,400	3,90	0,221	0,142	0,207	0,335
	80-120	0,684	0,498	4,98	0,228	0,186	0,214	0,470
	120-160	0,576	0,417	4,15	0,221	0,159	0,229	0,347
	160-220	0,648	0,455	4,32	0,184	0,193	0,247	0,401
PVAd	0-18	0,538	0,407	6,16	0,203	0,131	0,129	0,409
	18-35	0,554	0,410	5,83	0,179	0,144	0,147	0,407
	35-55	0,465	0,347	5,19	0,202	0,118	0,139	0,326
	55-75	0,540	0,414	5,13	0,246	0,126	0,144	0,396
	75-115	0,473	0,364	9,04	0,156	0,109	0,084	0,389
	115-160	0,458	0,344	9,39	0,126	0,114	0,086	0,372

Na Tabela 8, apresenta-se o balanço hídrico nos períodos estudados. Observam-se maiores valores para a drenagem profunda, em todas as fases analisadas, para o PVAd, reflexo de sua menor capacidade de retenção de água, o que está associada especialmente à textura desse solo, a qual apresenta teor de areia consideravelmente maior que o LVdf (Tabela 4). Esse comportamento produz efeito importante nas curvas características, observando-se menores umidades associadas à capacidade de campo para o PVAd (Figura 16), exceto na camada superficial, fazendo com que a água em excesso, mesmo que não infiltre rapidamente, é lentamente absorvida pelo solo e atinja as camadas mais profundas do perfil. No LVdf, existe uma quantidade maior de macroporos (Tabela 7), mas que não foi suficiente para promover uma drenagem profunda equivalente ao PVAd, já que, mesmo com mais macroporos, que são responsáveis por drenar a água em excesso, a capacidade de retenção de água desse solo foi superior ao PVAd (demonstrada pelo θ_{cc}), e atribuída também ao alto conteúdo de argila (média de 733 g kg⁻¹ no LVdf contra 379 g kg⁻¹ no PVAd).

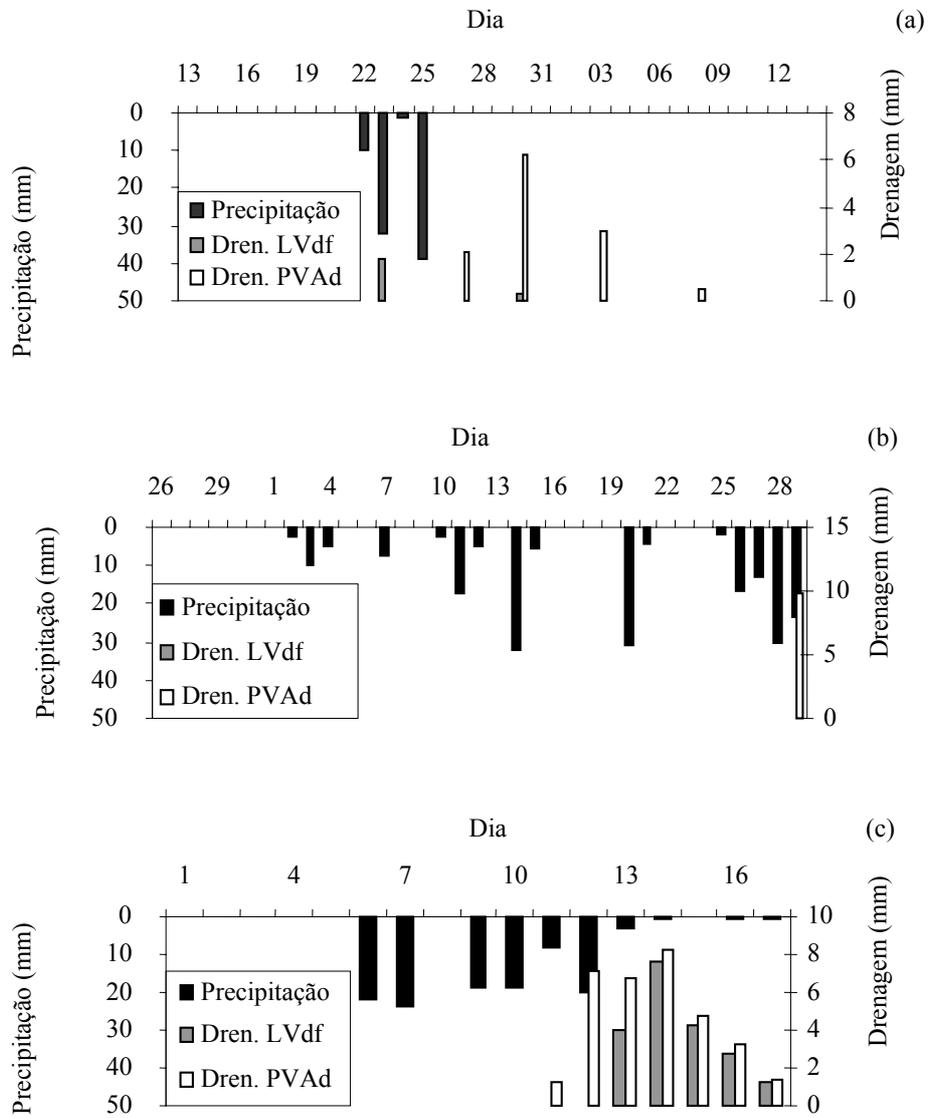
Os dados de ET_r do balanço hídrico demonstram que a perda de água para a atmosfera é mais intensa, nos períodos úmidos, no LVdf, fazendo com que a evapotranspiração real seja muito próxima da evapotranspiração de referência. No período seco analisado, os dois solos perderam, por evapotranspiração, praticamente a mesma quantidade de água, correspondente à aproximadamente 10 % da demanda atmosférica para o período, que foi de 98,5 mm.

TABELA 8. Balanço hídrico nos diferentes períodos, em lisímetros, sob condições naturais.

Solo	Data	Precipitação	Drenagem	ΔA	ETr	ETo
		-----mm-----				
LVdf	13/05/2005 a 13/06/2005	84,6	1,5	+ 6,6	76,5	80,3
	26/10/2006 a 29/11/2006	184,1	0	+ 61,5	122,6	147,4
	10/08/2007 a 31/08/2007	0	0	- 7,2	7,2	98,5
	01/01/2008 a 17/01/2008	124,7	19,8	+ 30,0	74,9	80,9
	13/05/2005 a 13/06/2005	84,6	11,8	+ 2,1	70,7	80,3
PVAd	26/10/2006 a 29/11/2006	184,1	9,8	+ 69,6	104,7	147,4
	10/08/2007 a 31/08/2007	0	0	- 14,8	14,8	98,5
	01/01/2008 a 17/01/2008	124,7	32,6	+ 27,9	64,2	80,9

Na Figura 17, indicam-se os eventos de precipitação nos períodos escolhidos para análise, assim como a drenagem profunda ocorrida nos dois solos. No período compreendido entre 10/08/2007 e 31/08/2007 não houve precipitação tampouco drenagem profunda, por isso não houve a necessidade de serem apresentados graficamente.

Observa-se na Figura 17 que, apenas no período entre maio e junho de 2005, a drenagem profunda ocorreu primeiro no LVdf, e que, nos outros períodos estudados, o PVAd, além de drenar primeiro que o LVdf, manteve essa drenagem por mais tempo, demonstrando que esse processo não ocorreu por meio de fluxo preferencial, pois senão a água rapidamente se infiltraria e seria drenada nos recipientes de coleta.



Nas Figuras 18, 19, 20 e 21 podem ser comparados os valores de umidade antecedente aos eventos de precipitação nos dois solos, assim como a variação da umidade com o tempo, ao longo dos períodos estudados.

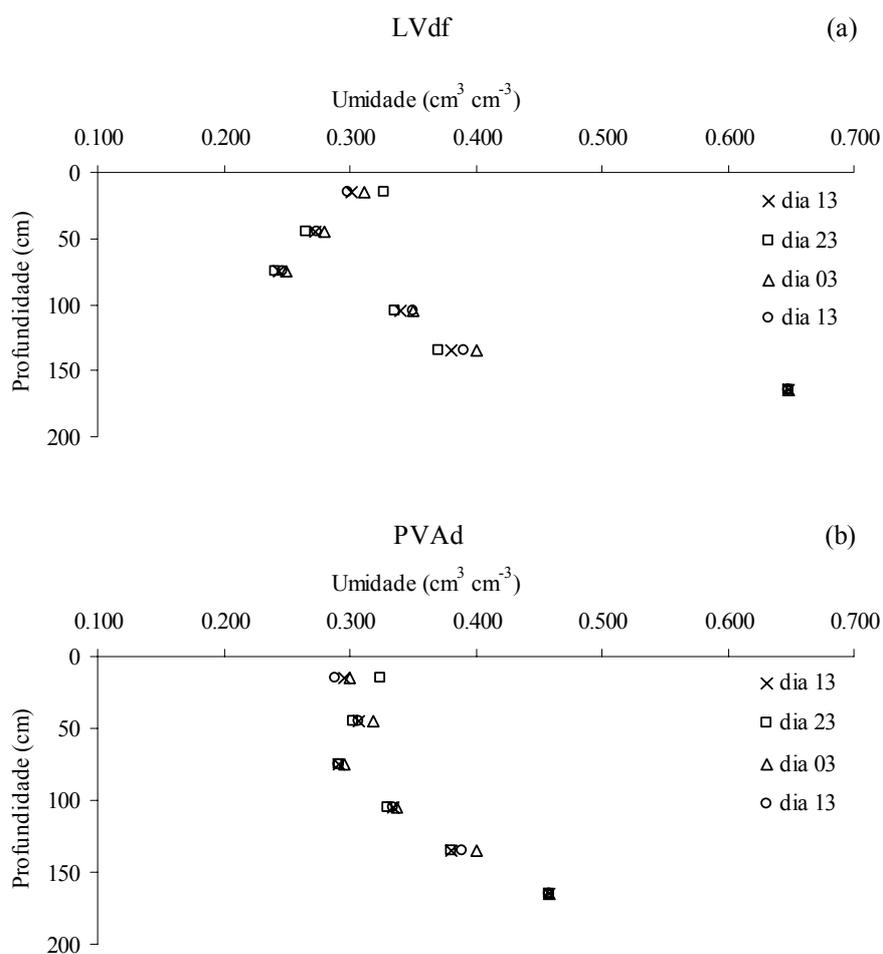


FIGURA 18. Variação da umidade relativa do Latossolo Vermelho Distroférico (LVdf – a) e do Argissolo Vermelho Amarelo (PVAd – b) entre 13/05/2005 e 13/06/2005.

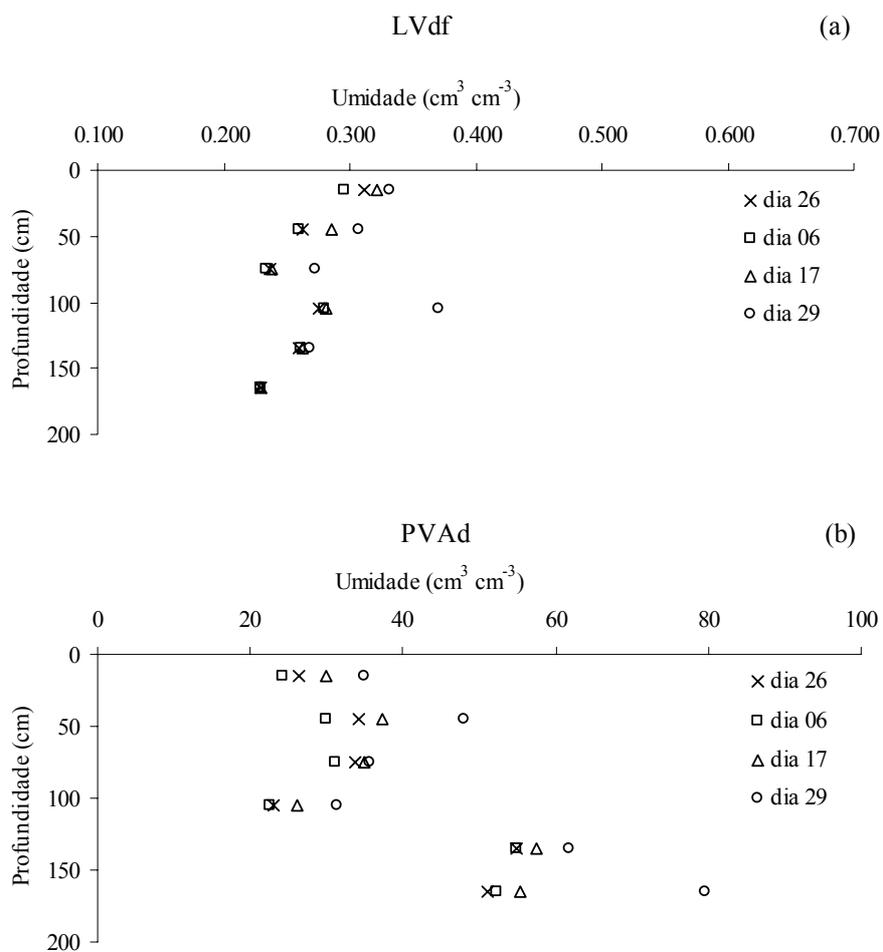


FIGURA 19. Variação da umidade relativa do Latossolo Vermelho Distroférico (LVdf – a) e do Argissolo Vermelho Amarelo (PVAd – b) entre 26/10/2006 e 29/11/2006.

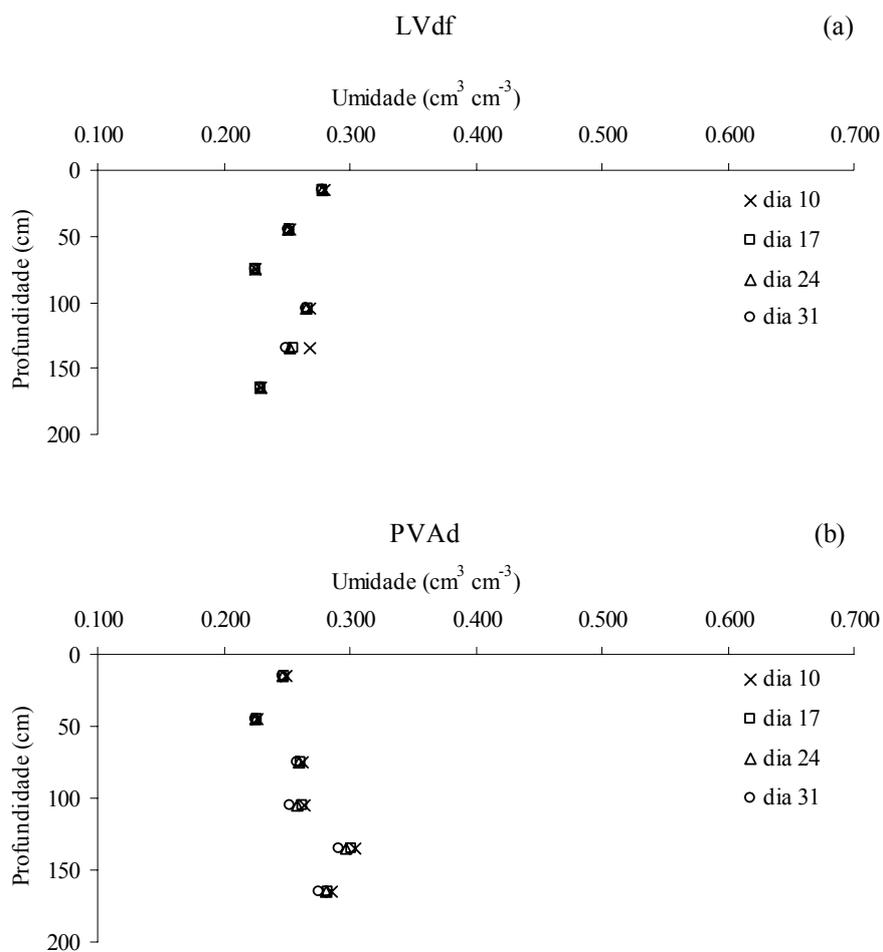


FIGURA 20. Variação da umidade relativa do Latossolo Vermelho Distroférico (LVdf – a) e do Argissolo Vermelho Amarelo (PVAd – b) entre 10/08/2007 e 31/08/2007.

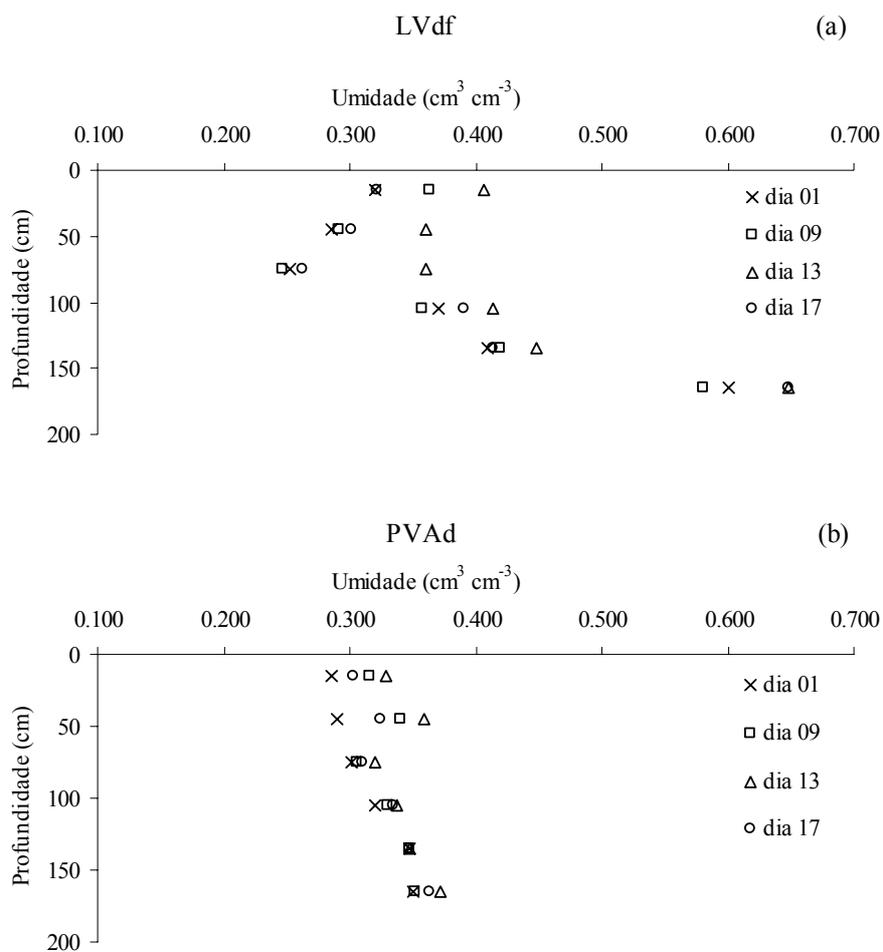


FIGURA 21. Variação da umidade relativa do Latossolo Vermelho Distroférico (LVdf – a) e do Argissolo Vermelho Amarelo (PVAd – b) entre 01/01/2008 e 17/01/2008.

Com base nos resultados apresentados, é possível notar que, primeiro, como a drenagem no PVAd foi mais demorada, é provável que tenha havido uma saturação das camadas superiores do lisímetro, apesar do sensor de umidade não ter conseguido registrar essa condição. A magnitude da drenagem ocorrida no PVAd sustenta essa condição, já que para ocorrer a saturação dos primeiros 20 cm do solo (abaixo dessa profundidade a condutividade hidráulica, medida no laboratório cai bruscamente), seriam necessários, considerando a umidade de saturação igual a $0,538 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ e umidade no ponto de murcha permanente igual a $0,203 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ (Tabela 8), 53,6 litros ou 68 mm precipitados sobre a superfície do lisímetro ($0,785 \text{ m}^2$), condição atingida nos três períodos de chuva monitorados. Salienta-se ainda que, entre maio e junho de 2005, e em janeiro de 2008 a umidade antecedente aos eventos de precipitação era elevada, facilitando ainda mais a saturação da camada superficial do PVAd. Em novembro de 2006, o solo se encontrava com baixa umidade, além da alta demanda atmosférica, fazendo com que a drenagem iniciasse apenas no fim do período monitorado, no PVAd. Além disso, os maiores valores de drenagem ocorreram de 2 a 3 dias após as chuvas, permitindo excluir a ocorrência de fluxo preferencial, seja por meio de fissuras no solo como através das paredes do cilindro.

Deve-se ressaltar também que, sob condições de lisímetros, em que não há escoamento superficial, a infiltração é favorecida, mesmo que de maneira mais lenta, pois não há perdas de água por escoamento superficial. Em condições de campo, entretanto, o PVAd ocorre, geralmente, em áreas de relevo mais movimentado, além de possuir uma camada de menor condutividade hidráulica (Tabela 6), o que desfavorece o processo de infiltração de água, transformando uma parte da precipitação em escoamento superficial.

Na Tabela 10 indicam-se dados de umidade dos solos nos dias em que foi verificada a ocorrência de drenagem, comparando-os com os valores de umidade na capacidade de campo, para cada camada, nos solos estudados.

TABELA 10. Umidade do solo, umidade na capacidade de campo e valores de drenagem (D) nos solos estudados, nas diferentes camadas.

Data	Umidade ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)/umidade na capacidade de campo ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)						D mm
	Camada						
	1	2	3	4	5	6	
	LVdf						
03/06/2005	0,31/0,38	0,28/0,45	0,25/0,40	0,35/0,50	0,40/0,50	0,65/0,42	1,3
08/06/2005	0,30/0,38	0,28/0,45	0,25/0,40	0,35/0,50	0,39/0,50	0,65/0,42	0,2
	PVAd						
27/05/2005	0,32/0,41	0,36/0,41	0,36/0,35	0,40/0,41	0,45/0,36	0,48/0,34	2,1
30/05/2005	0,31/0,41	0,35/0,41	0,36/0,35	0,39/0,41	0,45/0,36	0,48/0,34	6,2
03/06/2005	0,30/0,41	0,34/0,41	0,36/0,35	0,39/0,41	0,44/0,36	0,48/0,34	3
08/06/2005	0,30/0,41	0,33/0,41	0,35/0,35	0,39/0,41	0,43/0,36	0,48/0,34	0,5
	LVdf						
17/11/2006	0,32/0,38	0,29/0,45	0,24/0,40	0,28/0,50	0,26/0,50	0,21/0,42	0
29/11/2006	0,33/0,38	0,31/0,45	0,27/0,40	0,37/0,50	0,27/0,50	0,21/0,42	0
	PVAd						
17/11/2006	0,30/0,41	0,30/0,41	0,35/0,35	0,37/0,41	0,37/0,36	0,34/0,34	0
29/11/2006	0,32/0,41	0,32/0,41	0,36/0,35	0,39/0,41	0,39/0,36	0,42/0,34	9,8
	LVdf						
13/01/2008	0,41/0,38	0,36/0,45	0,36/0,40	0,41/0,50	0,45/0,50	0,65/0,42	4,0
14/01/2008	0,41/0,38	0,33/0,45	0,29/0,40	0,41/0,50	0,45/0,50	0,65/0,42	7,6
15/01/2008	0,34/0,38	0,31/0,45	0,27/0,40	0,40/0,50	0,45/0,50	0,65/0,42	4,2
16/01/2008	0,33/0,38	0,31/0,45	0,27/0,40	0,39/0,50	0,43/0,50	0,65/0,42	2,7
17/01/2008	0,32/0,38	0,30/0,45	0,26/0,40	0,39/0,50	0,41/0,50	0,65/0,42	1,3
	PVAd						
11/01/2008	0,33/0,41	0,39/0,41	0,38/0,35	0,39/0,41	0,39/0,36	0,39/0,34	1,2
12/01/2008	0,32/0,41	0,37/0,41	0,38/0,35	0,39/0,41	0,39/0,36	0,39/0,34	7,1
13/01/2008	0,33/0,41	0,38/0,41	0,38/0,35	0,39/0,41	0,39/0,36	0,39/0,34	6,8
14/01/2008	0,32/0,41	0,36/0,41	0,38/0,35	0,38/0,41	0,39/0,36	0,39/0,34	8,2
15/01/2008	0,32/0,41	0,36/0,41	0,38/0,35	0,38/0,41	0,39/0,36	0,39/0,34	4,7
16/01/2008	0,31/0,41	0,35/0,41	0,37/0,35	0,38/0,41	0,39/0,36	0,38/0,34	3,2
17/01/2008	0,31/0,41	0,34/0,41	0,37/0,35	0,38/0,41	0,39/0,36	0,38/0,34	1,4

Os resultados da Tabela 10 mostram que, para o LVdf, nos momentos antecedentes ao fim do processo de drenagem, apenas a camada mais profunda monitorada estava com umidade acima da capacidade de campo. No PVAd, as duas últimas camadas apresentavam valor superior ao da umidade na capacidade de campo, além da camada 3. Nesta camada há um acúmulo de argila, com a característica de possuir baixíssima condutividade hidráulica (Tabela 5), desta forma retendo uma maior quantidade de água.

No período em que se iniciou o processo de drenagem no PVAd (26/10/2006 a 29/11/2006), as camadas 3, 5 e 6 estavam com umidade superior à capacidade de campo, enquanto as outras camadas, ou atingiram valores iguais ou bem próximos a essa condição, ou nem chegaram a atingir essa condição, demonstrando o caráter dinâmico da capacidade do solo em reter água, em função de diferentes valores de umidade anteriores ao processo de umedecimento do solo.

Como já comentado anteriormente, esse caráter dinâmico da água no solo pode provocar equívocos em se tratando de desenvolvimento de modelos baseados num valor estático da umidade na capacidade de campo, devendo-se atentar para as condições antecedentes de umidade do solo para uma predição mais próxima do que acontece na prática.

5 CONCLUSÕES

O solo que permitiu um maior aproveitamento de água para as plantas foi o Latossolo Vermelho Distroférico, traduzido pelo maior valor de evapotranspiração e menor drenagem profunda.

O solo que apresentou maior potencial de recarga de lençóis subterrâneos e conseqüentemente maior potencial de lixiviação de nutrientes e contaminantes, em virtude da maior drenagem profunda verificada, foi o Argissolo Vermelho Amarelo, para as condições do lisímetro.

A condutividade hidráulica do solo saturado determinada em laboratório não se relacionou com a magnitude dos valores de drenagem verificados em diferentes períodos, para os dois solos estudados.

A umidade na capacidade de campo, determinada a partir do ponto de inflexão da curva característica de retenção de água, durante o processo de secagem do solo, foi um indicativo confiável das condições de umidade em que o solo se encontrava, principalmente para o Latossolo Vermelho Distroférico.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACCIOLY, A. M. A.; SIQUEIRA, J. O. Contaminação química e biorremediação do solo. **Tópicos em Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 1, p. 299-351, 2000.
- BASTOS, C. J.; RIGITANO, R. L. O.; LIMA, J. M.; CASTRO, N. R. A. Lixiviação do fungicida triadimenol em macrolisímetros de Latossolos da região de Lavras-MG. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 29, n. 4, p. 767-774, jul./ago. 2005.
- BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. São Paulo: Ícone, 1990. 355 p.
- BLAKE, G. R.; HARTGE, K. H. Bulk density. In: KLUTE, A. (Ed.). **Methods of soil analysis**. 2. ed. Madison: American Society of Agronomy, 1986b. v. 1, p. 377-382.
- BRASIL. Ministério da Agricultura e da Reforma Agrária. Departamento Nacional de Meteorologia. **Normais climatológicas: 1961-1990**. Brasília, DF, 1992. 84 p.
- BUCKMAN, H. O.; BRADY, C. A. **Natureza e propriedades dos solos**. 4. ed. São Paulo: Freitas Bastos, 1989. 594 p.
- CASTRO, N. R. A. **Sorção, degradação e lixiviação do inseticida Thiamethoxam em Latossolo e Argissolo**. 2005. 161 p. Tese (Doutorado em Entomologia Agrícola) - Universidade Federal de Lavras, Lavras.
- CASTRO, N. R. A.; RIGITANO, R. L. O.; LIMA, J. M.; BASTOS, C. J. Lixiviação de aldicarbe em macrolisímetros de dois Latossolos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 40, n. 8, p. 803-810, ago. 2005.
- COSTA, E. T. S.; GUILERME, L. R. G.; AMARAL, L. C. S. Lixiviação de atrazina em lisímetros de Latossolo Vermelho Acriférico típico da região de Lavras-MG. In: CONGRESSO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA ESAL/UFLA, 16., 2003, Lavras. **Resumos...** Lavras: UFLA, 2003. p.125.
- DANTAS, A. A. A.; CARVALHO, L. G.; FERREIRA, E. Classificação e tendências climáticas em Lavras, MG. **Revista Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 31, n. 6, p. 1862-1866, nov./dez. 2007.
- DAY, P. R. Particle fractionation and particle-size analysis. In: BLACK, C. A. (Ed.). **Methods of soil analysis**. Madison: American Society of Agronomy, 1965. Part 1., p. 545-567. (Agronomy Monograph, 9)
- DOURADO NETO, D.; NIELSEN, D. R.; HOPMANS, J. W.; REICHARDT,

K.; BACCHI, O. O. S. Software to model soil water retention curves (SWRC, version 2.00). **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 57, n. 1, p. 191-192, jun./mar. 2000.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. rev. atual. Rio de Janeiro, 1997. 212 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisas de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro, Embrapa Solos, Brasília, Sistema de Produção de Informação, 2006. 306p.

FERREIRA, M. M.; DIAS JÚNIOR, M. S.; MESQUITA, M. G. B. F.; ALVES, E. A. B. F. **Física do solo**. Lavras: UFLA, 2003. 79 p.

FERREIRA, M. M.; MARCOS, Z. Z. Estimativa da capacidade de campo de Latossolo Roxo Distrófico e Regossolo através do ponto de inflexão da curva característica de umidade. **Revista Ciência e Prática**, Lavras, v. 7, n. 1, p. 96-101, jan./jun. 1983.

FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Mineralogia da fração argila e estrutura de latossolos da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 23, n. 3, p. 507-514, jul./set. 1999.

GENUCHTEN, M.Th. Van. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society American Journal**, Madison, v. 44, n. 5, p. 892-898, Sept./Oct. 1980.

HILLEL, D. **Environmental Soil Physics**. New York: Academic, 1998. 771 p.

KLAR, A. E. **A água no sistema solo-planta-atmosfera**. São Paulo: Nobel, 1984. 408 p.

KLEIN, V. A.; LIBARDI, P. L. Condutividade hidráulica de um Latossolo Roxo, não saturado, sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 32, n. 6, p. 945-953, nov./dez. 2002.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. 2. ed. Piracicaba. 1999. 497 p.

MEDINA, B. F.; OLIVEIRA, R. C. Relações entre capacidade de campo determinada in situ e em laboratório em Latossolo Amarelo muito argiloso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 11, n. 1, p. 91-95, jan./abr. 1987.

MELLO, C. R.; OLIVEIRA, G. C.; FERREIRA, D. F.; LIMA, J. M. Predição da porosidade drenável e disponibilidade de água para Cambissolos da

Microrregião Campos das Vertentes, MG. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 37, n. 9, p. 1319-1324, set. 2002b.

MELLO, C. R.; OLIVEIRA, G. C.; RESK, D. V. S.; LIMA, J. M.; DIAS JÚNIOR, M. S. Estimativa da capacidade de campo baseada no ponto de inflexão da curva característica. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 26, n. 4, p.836-841, jul/ago. 2002a.

MENDONÇA, J. C.; SOUSA, E. F.; BERNARDO, S.; DIAS, G. P.; GRIPPA, S. Comparação entre métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET_0) na região Norte Fluminense, RJ. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 7, n. 2, p.275-279, maio/jun. 2003.

MESQUITA, M. G. B. F.; MORAES, S. O. A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 34, n. 3, p.963-969, 2004.

MIRANDA, F. R.; OLIVEIRA, J. J. G.; SOUZA, F. Evapotranspiração máxima e coeficientes de cultivo para a cultura da melancia irrigada por gotejamento, **Revista Ciência Agrônômica**, Fortaleza, v. 35, n. 1, p.36-43, jan./jun. 2004.

MOHANTY, B. P.; SKAGGS, T. H.; VAN GENUCHTEN, M. T. Impact of saturated hydraulic conductivity on the prediction of tile flow. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 62, n. 6, p. 1522-1529, Nov./Dec. 1998.

MORAES, J. M.; SCHULER, A. E.; GUANDIQUE, M. E. G.; MILDE, L. C.; GROppo, J. D.; MARTINELLI, A. L.; VICTORIA, R. L. Propriedades físicas dos solos na parametrização de um modelo hidrológico. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 8, n. 1, p. 61-70, jan./mar. 2003.

OTHMER, H., DIEKKRUGER, B., KUTILEK, M. Bimodal porosity and unsaturated hydraulic conductivity. **Soil Science**, Baltimore, v. 52, n. 3, p. 139-150, Sept. 1991.

PANACHUKI, E. **Infiltração de água no solo e erosão hídrica, sob chuva simulada, em sistema de integração agricultura-pecuária**. 2003. 59 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, Dourados.

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

PERES, J. G.; PEREIRA, A. R.; FRIZZONE, J. A.; VILLA NOVA, N. A. Determinação da resistência do dossel da grama para as condições de evapotranspiração potencial. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 4, n. 1, p. 55-60, jan./jun. 1996.

QUEIROZ, J. E. **Parâmetros hidro-dinâmicos de um solo de várzea para fins de drenagem subterrânea**. 1995. 167 p. Tese (Doutorado em Irrigação e Drenagem) Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba.

QUEIROZ, M. M. F.; RUSTEBERG, B.; GHEYI, H. R.; GUERRA, H. O. C. Estudo da condutividade hidráulica de um solo aluvial em lisímetros. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 3, n. 2, p. 161-166, maio/ago. 1999.

REICHARDT, K. Capacidade de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 12, n. 3, p.211-216, set./dez. 1988.

RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S. B.; CORRÊA, G. F. **Pedologia**: base para a distinção de ambientes. 4. ed. Viçosa, MG: NEPUT, 2002. 338 p.

REYNOLDS, W. D.; BOWMAN, B. T.; BRUNKE, R. R.; DRURY, C. F.; TAN, C. S. Comparasion of tension infiltrometer, pressure infiltrometer, and soil core estimates of saturated hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 64, n. 2, p. 478-484, Mar./Apr. 2000.

SANTIAGO, A. V.; PEREIRA, A. R.; FOLEGATTI, M. V.; MAGGIOTTO, S. R. Evapotranspiração de referência medida por lisímetro de pesagem e estimada por Penman-Monteith (FAO-56), nas escalas mensal e decencial. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 10, n. 1, p. 57-66, jan./jun. 2002.

SHARMA, M. L., UEHARA, G. Influence of soil structure on water relations in low Humic Latosols: II. Water movement. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 32, p. 770-774, 1968.

SAXTON, K. E.; MCGUINNESS, J. L. Evapotranspiration. In: HANN, C. T.; JOHNSON, H. P.; BRAKENSIEK, D. L. **Hydrologic Modeling of Small Watersheds**. St. Joseph: ASAE, 1982. Cap. 6, p. 229-276.

SCAPINI, C. A.; REINERT, D. J.; REICHERT, J. M.; ZANETTE, A.; SILVA, V. R. Medição da densidade e porosidades do solo pelo método do cilindro e torrão parafinado em sistema de preparo do solo e pastejo animal. In: REUNIÃO SUL-BRASILEIRA DE CIÊNCIA DO SOLO, 2., 1998, Santa Maria. **Anais...** Santa Maria: SBCS, 1998. p. 7-10.

SILVA, F. C.; FOLEGATTI, M. V.; PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A. Uso de dispositivos lisimétricos para medida da evapotranspiração de referência. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v.7, n. 1, p. 19-23, jan./jun. 1999.

SILVEIRA, A. L.; LOUZADA, J. A.; BELTRAME, L. Infiltração e armazenamento no solo. In: TUCCI, C. E. M. (Org.) **Hidrologia**: ciência e

aplicação. 2. ed. Porto Alegre: ABRH/UFRGS, 2001. p. 335-372.

SOUZA, J. J. Complemento de uma bateria de lisímetros - coleta dos solos e implantação do complexo. In: ESCOLA SUPERIOR DE AGRICULTURA DE LAVRAS. **Materiais corretivos**: relatório final. Lavras, 1983. p. 171-198.

SOUZA, L. D.; REICHARDT, K. Estimativas da capacidade de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 20, n. 2, p.183-189, maio/ago. 1996.

van LIER, Q. J. Índices da disponibilidade de água para as plantas. In: **Tópicos em Ciência do Solo**. Viçosa, MG: SBCS, 2000. v.1. 352 p.