



JOÃO JOSÉ DA SILVA JUNIOR

**APLICAÇÃO DO MÉTODO INVERSO PELO
MODELO HYDRUS-2D PARA OBTENÇÃO DE
PROPRIEDADES HÍDRICAS DE SOLOS
TROPICAIS**

LAVRAS - MG

2015

JOÃO JOSÉ DA SILVA JUNIOR

**APLICAÇÃO DO MÉTODO INVERSO PELO MODELO HYDRUS-2D
PARA OBTENÇÃO DE PROPRIEDADES HÍDRICAS DE SOLOS
TROPICAIS**

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas, área de concentração em Engenharia de Água e Solo, para a obtenção do título de Doutor.

Orientador

Prof. Ph.D. Alberto Colombo

LAVRAS - MG

2014

**Ficha catalográfica elaborada pelo Sistema de Geração de Ficha Catalográfica da Biblioteca
Universitária da UFLA, com dados informados pelo(a) próprio(a) autor(a).**

Silva Junior, João José da.

Aplicação do método inverso pelo modelo Hydrus-2D para
a obtenção de propriedades físico hídricas de solos tropicais /
João José da Silva Junior. – Lavras : UFLA, 2015.

109 p. : il.

Tese(doutorado)–Universidade Federal de Lavras, 2014.

Orientador(a): Alberto Colombo.

Bibliografia.

1. Infiltração acumulada. 2. Condição inicial. 3. Função
objetivo. I. Universidade Federal de Lavras. II. Título.

O conteúdo desta obra é de responsabilidade do(a) autor(a) e de seu orientador(a).

JOÃO JOSÉ DA SILVA JUNIOR

**APLICAÇÃO DO MÉTODO INVERSO PELO MODELO HYDRUS-2D
PARA OBTENÇÃO DE PROPRIEDADES HÍDRICAS DE SOLOS
TROPICAIS**

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas, área de concentração em Engenharia de Água e Solo, para a obtenção do título de Doutor.

APROVADA em 27 de Novembro de 2014.

Dra. Fátima Conceição Rezende	UFLA
Dr. Luiz Fernando Coutinho de Oliveira	UFLA
Dr. Mozart Martins Ferreira	UFLA
Dr. Jarbas Honório de Miranda	ESALQ/USP

Ph.D. Alberto Colombo
Orientador

LAVRAS - MG

2014

“Ama-se mais o que se conquista com esforço.”

Benjamin Disraeli

Ao meu pai, pelo exemplo de vida, à minha irmã Ana Cristina pelo amor incondicional, eterno incentivo e confiança em meu potencial. À Cleonice, minha eterna professora, pelo incentivo desde a mais tenra idade que me fez seguir os caminhos da ciência.

A todos aqueles que de alguma forma contribuíram para que eu chegasse até aqui.

DEDICO

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal de Lavras (UFLA), em especial ao Departamento de Engenharia (DEG), pela oportunidade de realização do curso.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (Fapemig) pela concessão da bolsa de estudos.

Aos professores Alberto Colombo e Geraldo César de Oliveira, pela orientação e coorientação proporcionando convivência, confiança e amizade.

A todo o corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas, pelos ensinamentos e bom convívio.

Aos professores do Departamento de Engenharia, responsáveis pela minha formação.

Ao Departamento de Ciência do Solo (DCS), por ter permitido a realização das análises físico hídricas no Laboratório de Física do solo e Manejo e conservação do solo.

Aos funcionários da Hidráulica, Zé Luis e Neném, Dona Dulce e Dorotéo do Laboratório de Física do solo do DCS, pela cooperação.

À minha família, pelos valores transmitidos de forma tão nobre, pela compreensão dos meus muitos momentos de ausência, pelo amor acima de tudo e pela segurança de hoje e sempre.

À minha namorada, amiga e companheira de todas as horas, Juliana Azevedo, pelo carinho, amor e dedicação. Pelas horas que juntos compartilhamos nesta jornada, pela compreensão e incentivo.

Aos meus amigos, Zinho, Rafael, Mário, Julian, André, Bruno Manttoni, Petrus, José (Zeca Urubu), pela convivência e amizade.

A todos os colegas de Pós-Graduação, pelo convívio durante o curso.

Enfim, a todos aqueles que colaboraram de alguma forma para o cumprimento desta etapa da minha vida.

MUITO OBRIGADO

RESUMO GERAL

Verifica-se que as propriedades hidráulicas do solo possuem grande variabilidade espacial, assim um grande número de amostras é requerido para simular, de forma realística, as condições de campo. Além disso, a determinação das propriedades hidráulicas do solo é difícil, demorada e de custo elevado, o custo efetivo da obtenção das propriedades do solo pode ser melhorado com a utilização de métodos indiretos que permitem a determinação de propriedades hidráulicas mediante propriedades mais facilmente mensuráveis. Nos últimos anos, muitas publicações têm sido apresentadas por autores de diversos países oferecendo aproximações e utilização do método inverso. No entanto, a condição ambiental única e as distintas propriedades dos solos tropicais do Brasil requerem considerações extras e a necessidade de ajuste desses métodos e sua aplicação para condições dos solos brasileiros. Diante do exposto, o presente trabalho foi realizado com os objetivos de determinar, com a utilização do método numérico inverso, a curva de condutividade hidráulica não saturada, os parâmetros do modelo de van Genuchten (1980) (θ_s , θ_r , α , n) da curva de retenção de água no solo. Por meio da resolução de um problema inverso do modelo HYDRUS-2D, considerando dados de infiltração acumulada coletados no campo com um ensaio de infiltração com infiltrômetro de tensão assim como no laboratório pelo método da evaporação. Comparou-se a eficiência das propriedades hidráulicas determinadas por esses diferentes métodos e o método padrão da câmara de pressão de Richards. Os métodos do infiltrômetro de tensão, evaporação e o método inverso com dados do experimento de evaporação determinaram de forma eficiente as curvas de retenção de água no solo. As curvas de condutividade hidráulica, obtidas pelo método inverso, tiveram índices estatísticos RQEM, EAM, altos E e d de Willmot baixos indicando desempenho insatisfatório quando comparada ao método padrão.

Palavras-chave: Curva de retenção. Hydrus-2D. Infiltrômetro de tensão. Condutividade hidráulica.

GENERAL ABSTRACT

It is known that the hydraulic properties of the soil present large spatial variability, therefore, a large number of samples is required to realistically simulate field conditions. In addition, the determination of soil hydraulic properties is difficult, slow and costly, the effective cost of obtaining the soil properties may be improved with the use of indirect methods that allow the determination of hydraulic properties with more easily measurable properties. In recent years, authors of various countries offering approximations and the use of the inverse method have presented many publications. However, the unique environmental condition and the distinct properties of tropical soils in Brazil require extra considerations and the need of adjusting these methods and their application for the condition of Brazilian soils. Thus, the present work was conducted with the objectives of determining, using the inverse numeric method, the non-saturated hydraulic conductivity curve, the parameters of the van Genuchten model (1980) (θ_s , θ_r , α , n) of the water retention curve of the soil. By means of resolving an inverse problem of the HYDRUS-2D model, data of accumulated infiltration collected in the field with an infiltration trial using tension infiltrometer as well as in laboratory by means of the evaporation method. We compared the efficiency of the hydraulic properties determined by these different methods and the standard Richards pressure chamber method. The tension infiltrometer, evaporation and inverse methods with data of the evaporation method efficiently determined the water retention curves of the soil. The hydraulic conductivity curves obtained by the inverse method presented high RQEM and EAM statistical indexes and low Willmot indexes indicating unsatisfactory performance when compared to the standard method.

Keywords: Retention curve. Hydrus-2D. Tension infiltrometer. Hydraulic conductivity.

LISTA DE FIGURAS

PRIMEIRA PARTE

Figura 1 Diagrama do problema direto e problema inverso..... 19

SEGUNDA PARTE - ARTIGOS

ARTIGO 1

Figura 1- Curva de retenção $\theta(h)$ determinada em laboratório versus a estimada pelo software Hydrus-2D para um Latossolo Vermelho distroférico e para um Argissolo, onde; Laboratório (curva retenção determinada pelo método padrão de laboratório para o Latossolo e Argissolo) Hydrus C (curva estimada pelo método inverso em campo com café) Hydrus M (curva estimada pelo método inverso em campo sob mata) Hydrus S (curva estimada pelo método inverso em campo para os Argissolos)..... 47

Figura 2 - Curva de condutividade hidráulica não saturada determinada em laboratório versus a estimada pelo software Hydrus-2D para um Latossolo Vermelho distroférico e para um Argissolo, onde; Laboratório (curva retenção determinada pelo método padrão de laboratório para o Latossolo e Argissolo) Hydrus C (curva estimada pelo método inverso em campo com café) Hydrus M (curva estimada pelo método inverso em campo sob mata) Hydrus S (curva estimada pelo método inverso em campo para os Argissolos)..... 56

ARTIGO 2

- Figura 1 - Variação de massa do solo com o tempo de medida estimada pela função Gama.....75
- Figura 2 - Curvas de retenção obtidas pelo método inverso do software Hydrus e pelo método da Evaporação comparado à obtida pelo método padrão de Laboratório em que Laboratório (curva retenção determinada em laboratório para o Latossolo e Argissolo) Hydrus M (curva estimada pelo método inverso do Hydrus-2D para o Latossolo sob mata) Hydrus S (curva estimada pelo método inverso do Hydrus-2D para o Argissolo) ...90
- Figura 3 - Relação entre a umidade estimada ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) da curva de retenção obtidas pelos métodos da evaporação e de laboratório92
- Figura 4 - Curva de condutividade hidráulica não saturada estimada pelo método inverso do software Hydrus e pelo método da Evaporação comparado à determinada em Laboratório, em que Laboratório (curva retenção determinada em laboratório para o Latossolo e Argissolo) Hydrus M (curva estimada pelo método inverso do Hydrus-2D para o Latossolo sob mata) Hydrus S (curva estimada pelo método inverso do Hydrus-2D para o Argissolo).....95

LISTA DE TABELAS

SEGUNDA PARTE - ARTIGOS

ARTIGO 1

Tabela 1 - Análise textural para os quatro solos estudados	45
Tabela 2 - Parâmetros do modelo M-vG (Mualen-Vangenuchten) obtidos considerando o ajuste dos dados resultantes dos métodos laboratoriais, e obtidos com base nos testes de infiltração, por modelagem inversa, com o programa HYDRUS-2D	49
Tabela 3 - Índices de desempenho para curva de retenção observada em laboratório comparada a estimada pelo método inverso com dados de infiltração no campo para dois Latossolos	52
Tabela 4 - Índices de desempenho para curva de retenção observada em laboratório versus a estimada pelo método inverso com dados de infiltração no campo para dois Argissolos	53
Tabela 5 - Índices de desempenho para curva de condutividade hidráulica não saturada observada em laboratório comparada com a estimada pelo Software Hydrus 2D	58
Tabela 6 - Índices de desempenho para curva de condutividade hidráulica não saturada de um Argissolo observada em laboratório comparada com a estimada pelo Software Hydrus 2D	58
Tabela 7 - Coeficientes de determinação (R^2) e de regressão (b), erro padrão e valor P, obtidos por regressão linear simples das curvas de retenção resultantes dos parâmetros obtidos por modelagem inversa dos dados de infiltração para um Latossolo Vermelho distroférico em comparação com os obtidos pelo método padrão de laboratório	60

Tabela 8 - Coeficientes de determinação (R^2) e de regressão (b), erro padrão e valor P, obtidos por regressão linear simples das curvas de retenção resultantes dos parâmetros obtidos por modelagem inversa dos dados de infiltração para dois Argissolos em comparação com os obtidos em laboratório	60
---	----

ARTIGO 2

Tabela 1 - Índices de desempenho para curva de retenção determinada em laboratório comparada a estimada pelo método inverso do Hydrus-2D e pelo método da Evaporação estendido para os Latossolos.....	84
Tabela 2 - Índices de desempenho para curva de retenção determinada em Laboratório comparada a estimada pelo método inverso do software Hydrus-2D e pelo método da Evaporação estendido para os Argissolos	84
Tabela 3 - Coeficientes de determinação (R^2) de regressão (b), erro padrão e valor P(0,05), obtidos por regressão linear simples das curvas de retenção resultantes dos parâmetros obtidos por modelagem inversa e pelo método da evaporação em relação aos obtidos em laboratório para o Latossolo	87
Tabela 4 - Coeficientes de determinação (R^2) de regressão (b), erro padrão e valor P (0,05), obtidos por regressão linear simples das curvas de retenção resultantes dos parâmetros obtidos por modelagem inversa e pelo método da evaporação comparados aos obtidos em laboratório para o Argissolo	88
Tabela 5 - Parâmetros da curva de retenção de água no solo ajustados pelo método da Evaporação estendido e os determinados no laboratório pelo método padrão.....	93

Tabela 6 -	Parâmetros do modelo M-vG (Mualen-Genuchten) obtidos considerando o ajuste dos dados resultantes dos métodos laboratoriais, e obtidos por modelagem inversa, com o programa HYDRUS-2D.....	97
Tabela 7 -	Índices de desempenho para curva de condutividade hidráulica observada em laboratório versus a estimada pelo método inverso do software Hydrus-2D para os solos estudados	99
Tabela 8 -	Índices de desempenho para curva de condutividade hidráulica observada em laboratório comparada a estimada pelo método da Evaporação para os solos estudados.....	100
Tabela 9 -	Modelos exponenciais para a condutividade hidráulica em função da umidade do solo $K(\theta)$ obtidos pelo método da Evaporação.....	102

SUMÁRIO

	PRIMEIRA PARTE	
1	INTRODUÇÃO	15
2	REFERENCIAL TEÓRICO	18
2.1	O modelo Hydrus	23
2.1.1	Rotina para dinâmica da água	24
3	CONCLUSÃO	28
	REFERÊNCIAS	29
	SEGUNDA PARTE - ARTIGOS	33
	ARTIGO 1 Utilização do método inverso para determinação de propriedades hidráulicas de solos tropicais em condição de campo por meio do método do infiltrômetro de tensão	33
1	INTRODUÇÃO	35
2	MATERIAL E MÉTODOS	37
2.1	Infiltrômetro de tensão e método inverso	37
2.2	Testes de Infiltração	40
3	RESULTADOS E DISCUSSÃO	45
4	CONCLUSÕES	62
	REFERÊNCIAS	64
	ARTIGO 2 Aplicação do método da evaporação e do método numérico inverso do Hydrus-2D na obtenção das curvas de retenção e da condutividade hidráulica em solos tropicais	68
1	INTRODUÇÃO	70
2	MATERIAL E MÉTODOS	73
2.1	Método da evaporação e o método inverso	79
3	RESULTADOS E DISCUSSÃO	84
4	CONCLUSÕES	103
	REFERÊNCIAS	105

PRIMEIRA PARTE

1 INTRODUÇÃO

As propriedades hidráulicas da zona não saturada do solo controlam os fluxos de água no solo e influenciam fortemente na redistribuição da precipitação pluvial e muitos processos geomorfológicos, geoquímicos ou ecológicos. Também são fundamentais para se compreender e modelar os processos de infiltração, evapotranspiração e transporte de solutos (ANGULO-JARAMILLO et al., 2000).

O conhecimento da condutividade hidráulica do solo é essencial para qualquer estudo que envolva o movimento da água nesse meio poroso. Essa propriedade físico-hídrica pode ser determinada por vários métodos, no campo ou no laboratório, e a sua alta variabilidade entre repetições é frequentemente apontada como um problema experimental. Dessa forma, metodologias que permitam obtenção, de forma rápida e eficaz, de curvas de retenção de água e de condutividade hidráulica não saturada são necessárias para contornar a alta variabilidade da mesma.

A formulação e a solução de problemas de escoamento não saturado, muitas vezes, requerem a utilização de métodos complexos de análise matemática e técnicas numéricas aproximadas de computação. O método de estimativa de parâmetros envolve a determinação indireta das funções hidráulicas do solo empregando a solução numérica da equação que governa o processo de escoamento de água no solo sujeita às condições de contorno impostas.

Primeiramente, as propriedades hidráulicas do solo são supostas como sendo descritas por um modelo analítico com valores de parâmetros desconhecidos. Durante a execução de um ensaio, um ou mais atributos são

medidos (dados observados) ex. potencial mátrico no tempo, infiltração acumulada, variação do armazenamento de água no solo, umidade volumétrica. Subsequentemente, a equação do balanço de massa é resolvida numericamente utilizando funções hidráulicas com estimativas iniciais de umidade ou potencial mátrico fornecidas. Os parâmetros das curvas de retenção e condutividade hidráulica são otimizados pela minimização da função objetivo, os dados observados e os preditos pelo modelo, utilizando a simulação numérica repetida do processo de fluxo (ECHING; HOPMANS, 1993). A vantagem da utilização da estimativa de parâmetros é que permite uma abordagem flexível sendo possível determinar a curva característica de água no solo e a curva de condutividade hidráulica, simultaneamente (KOOL; PARKER; VAN GENUCHTEN, 1987).

De fato, as curvas de retenção e condutividade hidráulica são afetadas pelas práticas culturais, fenômenos de expansão de argilas, dispersão de partículas, formação de crosta e pela concentração e composição iônica da solução de solo, provocando grande variabilidade espacial na determinação das características hidrodinâmicas do solo.

Diante do exposto, o presente trabalho foi realizado com os objetivos de determinar, com utilização do método numérico inverso, a curva de condutividade hidráulica não saturada os parâmetros do modelo de Van Genuchten (1980) (θ_s , θ_r , α , n) da curva de retenção de água e o parâmetro (K_s) da curva de condutividade no solo por meio da resolução de um problema inverso aplicando o modelo HYDRUS-2D. Para isso, utilizaram-se dados de infiltração acumulada coletados no campo empregando o infiltrômetro de tensão. Assim como a determinação das curvas de retenção de água no solo de condutividade hidráulica com o utilização do método da Evaporação e tensiômetros de larga faixa de funcionamento e a utilização dos dados obtidos no experimento de Evaporação (Potencial mátrico no tempo, fluxo de água na

coluna, e peso final da coluna) como dados de entrada para o método numérico inverso do software Hydrus-2D. Além de comparar as propriedades hidráulicas determinadas por esses métodos em relação ao método padrão de laboratório.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Alguns problemas de movimento de água no solo utilizam dados de medições de campo para deduzir valores de parâmetros dos modelos que descrevem o processo, sendo esta técnica denominada de solução inversa, (BECK; WOODBURY, 1998). A técnica da solução inversa não é algo novo, mas a sua implementação computacional e sua aplicação em diversos campos da ciência são bastante modernas. Para que possa ser aplicada, é fundamental que o sistema no qual se deseja usar a técnica seja representado matematicamente (modelo direto), por meio de funções parametrizadas, e que se tenham alguns valores experimentais do sistema. Valores iniciais são, então, utilizados nos parâmetros e o resultado encontrado é então comparado com aquele conseguido experimentalmente. O conjunto resposta é o que apresenta a melhor combinação dos parâmetros a fim de minimizar a discrepância entre os valores observados e os simulados.

Campos Velho (2001) cita a seguinte afirmação acerca do problema inverso: “a solução de um problema inverso consiste em determinar causas baseadas na observações dos seus efeitos”. Já nos problemas diretos a solução envolve encontrar efeitos na base de uma descrição de suas causas.

O método do problema inverso supõe a priori que o modelo aplicado e os relacionamentos hidráulicos selecionados sejam a descrição exata do comportamento físico do solo e supõe, conseqüentemente, que o erro do modelo é insignificante. Isto implica que os erros entre o simulado e o observado são causados somente por inexatidão distribuída nas medidas.

Campos Velho (2001) define que problemas inversos pertencem à classe de problemas mal postos. Define-se um problema bem posto como sendo aquele que cumpre as três condições apresentadas a seguir:

- a) Existe solução;
- b) A solução é única;
- c) A solução tem uma dependência contínua com os dados de entrada.

Assim, o problema é dito mal posto se alguma das condições acima não são satisfeitas. Em geral, nenhuma das condições descritas é satisfeita num problema inverso (CAMPOS VELHO, 2001). A Figura 1 apresenta um esquema simples descrevendo o problema direto e o problema inverso.

Quando se utiliza a solução do problema inverso para a determinação de parâmetros, este permite a utilização de experiências transientes, dando flexibilidade às condições de contorno experimentais. Como uma vantagem adicional, modelar o problema inverso permite a estimativa simultânea da curva característica e de condutividade num único experimento. Assume-se que as propriedades hidráulicas do solo são descritas por um modelo com valores de parâmetros desconhecidos.

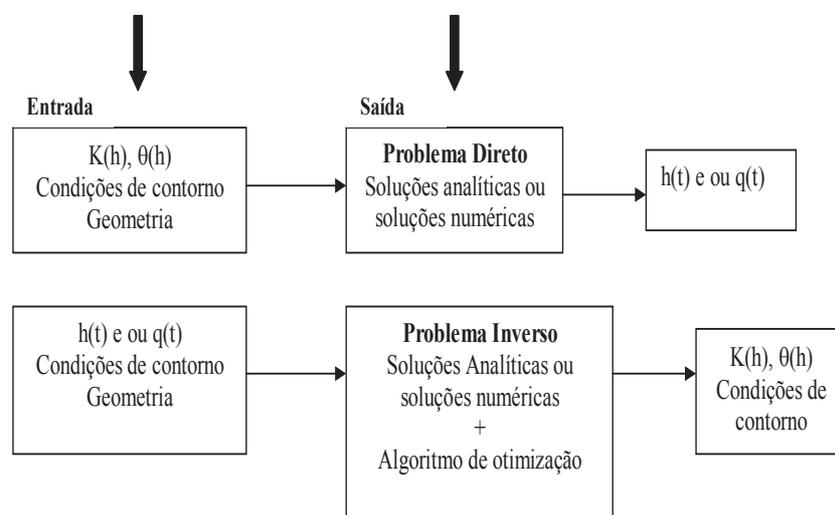


Figura 1 Diagrama do problema direto e problema inverso

Fonte: Velloso (2000).

Estes parâmetros são definidos como o vetor p que contém os parâmetros a ser validados, na seguinte forma:

$$p = [\theta_s, \theta_r, \theta_i, n_i, K_s]^T \quad (1)$$

As estimativas iniciais dos parâmetros do sistema p são designadas utilizando um vetor de estimativa inicial denominado p_0 , este vetor é avaliado e melhorado iterativamente, durante o processo, até que um grau desejado de precisão seja obtido.

Os parâmetros são estimados automaticamente combinando os dados calculados pelo modelo $y(p)$ e os valores observados y^* . Alguma informação disponível de um experimento, tal como a medição de θ_r , θ_s , K_s dentre outros, pode ser usada pelo método, estes serão denominados como informação prévia p^* .

A resposta do sistema é representada por uma solução numérica da equação do balanço de massa, somada com as características hidráulicas parametrizadas, os parâmetros selecionados no modelo e as condições de contorno e iniciais do experimento.

Finalmente, o desempenho do método inverso depende da confiabilidade de toda a informação disponível em uma função objetivo e, apesar da existência de algumas regras gerais, há um espaço amplo para decisões subjetivas.

Para resolver o problema inverso, Hopmans et al. (2002) citam três itens fundamentais:

- a) um ensaio de laboratório ou campo controlado, de fluxo transiente, em que se estabeleçam as condições de contorno e iniciais e obtenham as variáveis medidas;

- b) um modelo numérico de fluxo que simule o regime de fluxo transiente deste ensaio;
- c) um algoritmo de otimização, que estime os parâmetros desconhecidos p , tornando mínimas as diferenças entre os valores medidos nos ensaios e o calculado pelo modelo, definidas na função objetivo $F(p)$ por meio de uma solução iterativa da equação do balanço de massa.

Estes métodos são baseados na construção de uma função, denominada função objetivo que se pretende minimizar, e que expressa o desvio entre os valores observados por amostragem e os estimados pelo sistema. Os valores dos parâmetros inicialmente estimados serão então atualizados sequencialmente e melhorados de modo a minimizar as diferenças até se obter a precisão pretendida. O método baseia-se, ainda, no fato dos processos de infiltração, drenagem e evaporação permitirem caracterizar hidrodinamicamente o solo, uma vez que esses fenômenos integram as propriedades do meio poroso sob a placa porosa, incluindo a influência da heterogeneidade espacial; as diferenças na estrutura do solo e irregularidades texturais; os caminhos preferenciais; as distintas camadas existentes e a anisotropia do solo (ŠIMŮNEK; VAN GENUCHTEN; ŠEJNA, 2009).

Uma vantagem da modelagem inversa é que qualquer tipo de dados, sejam de campo ou de laboratório, pode ser aplicado para estimativa dos parâmetros do modelo, contanto que a resposta do sistema calculado seja sensível ao parâmetro de interesse. Diversos pesquisadores têm utilizado o método inverso com dados experimentais obtidos por diversos métodos.

Utilizando dados laboratoriais tem-se: Parker, Kool e Van Genuchten (1985), que aplicaram a técnica da modelagem inversa utilizando dados de fluxo em função do tempo, obtidos mediante um experimento de desorção em

pequenas amostras de solo inicialmente saturadas, por meio de um incremento pneumático de pressão, em sua superfície. Dentre outros, Parker, Kool e Van Genuchten (1985) que foi modificado por Enching e Hopmas (1993) substituindo o aumento da pressão por vários incrementos de pressão, de 6 em 6 horas, totalizando 36 horas. Van Dam, Stricker e Droogers (1994) propuseram o método de fluxo de saída em multipassos no qual uma amostra de solo indeformada e colocada em uma célula com uma cerâmica porosa na base, depois a amostra é saturada com água e diferentes incrementos de pressão de ar são aplicados em pequenos passos (valores de pressão) no topo da amostra e o fluxo de saída na base da amostra é medido com o tempo quando atingem o equilíbrio com a pressão aplicada.

Chen, Hopmans e Grismer (1999) utilizaram um experimento semelhante, em colunas de solo, Abbaspour, Schulin e Van Genuchten (2001) em lisímetros. Santini e Romano (1999) utilizaram o método de estimativa de parâmetros para a determinação das propriedades hidráulicas do solo não saturado com base em experimentos de evaporação em condições de laboratório e concluíram que o método é confiável e flexível para a determinação das propriedades hidráulicas do solo por meio do método numérico inverso. Já, com dados de campo tem-se: Simunek e Van Genuchten (1996), que utilizaram dados de um experimento de infiltração considerando um infiltrômetro de disco para determinar as características hidrodinâmicas tanto na superfície quanto no subsolo; Jhorar et al. (2002) utilizaram dados de fluxo de evapotranspiração, obtidos pelo programa SWAP, que simula dados de infiltração no campo e Ritter et al. (2003), que utilizaram dados de umidade obtidos numa plantação de bananas nas ilhas Canárias, empregando uma sonda TDR (Reflectometria no domínio do tempo), em profundidades diferentes.

Ramos et al. (2006) que utilizaram uma metodologia que permite determinar indiretamente os parâmetros hidráulicos do solo por modelagem

inversa com base nos dados da infiltração obtidos pelo infiltrômetro de tensão e obter assim, a curva de retenção de água no solo, $\theta(h)$, e a curva da condutividade hidráulica, $K(h)$. Nakhaei e Simunek (2014), que utilizaram o HYDRUS-2D/3D para estimar os parâmetros da equação de van Genuchten para solos não saturados, além de parâmetros de condutividade térmica utilizando da solução do problema inverso, com base nos dados de infiltração e temperaturas observadas durante um ensaio no campo.

Diversos autores, entre os quais Inoue et al. (2000), Mertens, Stenger e Barkle (2006), Vrugt et al. (2008) e Caldwell et al. (2012), também utilizaram a modelagem inversa com o HYDRUS para determinar as propriedades hidráulicas de solos.

2.1 O modelo Hydrus

O modelo HYDRUS, desenvolvido por Šimunek e Van Genuchten (1996) do Departamento de Ciências Ambientais da Universidade de Riverside California, Califórnia, é um pacote de *softwares* para simular o movimento unidimensional de água, calor e solutos em um meio saturado variável. Apesar de ter sua eficiência verificada por diversos casos teste, seu desempenho ainda precisa ser avaliado em condições específicas de campo e de laboratório.

O modelo HYDRUS permite o uso de cinco diferentes modelos analíticos para descrever as propriedades hidráulicas, i) o modelo de Brooks e Corey (1964); ii) o modelo de Genuchten -Mualem (VAN GENUCHTEN, 1980; MUALEM, 1976); iii) o modelo Genuchten modificado de Vogel e Císlerová (1988); iv) o modelo de Kosugi (1996), e v) o modelo de Durner (1994) que considera porosidade dual.

2.1.1 Rotina para dinâmica da água

O movimento uniforme de água, unidimensional, em um meio poroso, parcialmente saturado, é descrito por uma forma modificada da Equação de Richards, pela qual não se considera, no fluxo do líquido, os efeitos da fase gasosa e, também, desconsidera-se o efeito do gradiente térmico no fluxo da água Equação (1):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left[K \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \cos \alpha \right) \right] - S \quad (1)$$

Em que:

h = potencial mátrico da água no solo, L;

θ = teor volumétrico de água, $L^3 L^{-3}$;

t = tempo, T;

x = coordenada espacial, L;

S = termo de sumidouro, $L^3 L^{-3} T^{-1}$;

α = ângulo entre a direção do fluxo e o eixo vertical (ou seja, $\alpha = 0^\circ$ para fluxo vertical, 90° para fluxo horizontal e $0^\circ < \alpha < 90^\circ$ para fluxo inclinado);

K = condutividade hidráulica do solo não saturado, $L T^{-1}$, obtida pela Equação. (2):

$$K(h, x) = K_0(x) K_r(h, x) \quad (2)$$

em que:

K_0 = condutividade hidráulica do solo saturado, $L T^{-1}$;

K_r = condutividade hidráulica relativa do solo não-saturado, $L T^{-1}$.

As propriedades hídricas de um solo não saturado, $\theta(h)$ e $K(h)$, da eq.24, são, de maneira geral, funções não lineares do potencial mátrico. O modelo HYDRUS permite o uso de 5 modelos analíticos para as propriedades hídricas: Brooks e Corey (1964), Van Genuchten (1980), Vogel e Císlerová (1988), Kosugi (1996) e Durner (1994).

As funções de retenção de água no solo, $\theta(h)$ e a condutividade hidráulica $K(h)$, estão de acordo com Brooks e Corey (1964).

Os parâmetros α , n e l no modelo HYDRUS são considerados coeficientes empíricos afetando o formato das funções físico-hídricas. O modelo HYDRUS também implementa uma função físico-hídrica de Van Genuchten (1980), que utilizou o modelo estatístico de distribuição de tamanho de poros de Mualem (1976) para obter uma predição por meio de uma função de condutividade hidráulica não saturada em termos dos parâmetros de retenção de água no solo.

Um terceiro grupo de equações implementadas pelo modelo HYDRUS, diz respeito a Vogel e Císlerová (1988) que modificaram as equações de Genuchten (1980) para adicionar flexibilidade nas descrições das propriedades físico-hídricas próximas da saturação. A retenção de água no solo $\theta(h)$ e a condutividade hidráulica do solo não saturado $K(h)$, das funções de Vogel e Císlerová (1988), são dadas pelas Equações (3) e (4):

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_a + \frac{\theta_m - \theta_a}{\left[1 + (|\alpha \cdot h|)^n\right]^m} & h < h_s \\ \theta_s & h < h_s \end{cases} \quad (2)$$

$$K(h) = \begin{cases} K_0 \cdot K_r(h) & h \leq h_k \\ K_k + \frac{(h-h_k)(K_s - K_k)}{h_s - h_k} & h_k < h < h_s \\ K_s & h \geq h_s \end{cases} \quad (3)$$

Em que, respectivamente, são:

$$K_r = \frac{K_k}{K_s} \left(\frac{S_e}{S_{eK}} \right) \left[\frac{F(\theta_r) - F(\theta)}{F(\theta_r) - F(\theta_{kr})} \right]^2$$

$$F(\theta) = \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_a}{\theta_m - \theta_a} \right)^{\frac{1}{m}} \right]^m$$

$$S_{ek} = \frac{\theta_k - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

As equações acima permitem, para um valor mínimo de capilaridade, não igual a zero, h , trocar o parâmetro θ_s da função de Van Genuchten (1980) por um parâmetro fictício e extrapolado, denominado de θ_m , o qual é um pouco superior a θ_s . Enquanto essa mudança de θ_s para θ_m tem pouco ou nenhum efeito na curva de retenção de água no solo, o efeito no formato e valor da função da condutividade hidráulica pode ser considerável, especialmente para solos de textura fina quando o valor de “ n ” é muito pequeno.

Para aumentar a flexibilidade da expressão analítica, o parâmetro θ_r da função de retenção é substituído por outro parâmetro fictício e extrapolado

denominado de θ_a , do qual se pode dizer que: $\theta_a \leq \theta_r$. A aproximação mantém o significado físico de que θ_r e θ_s são quantidades mensuráveis.

A equação assume que a função prevista para condutividade hidráulica é acertada para um valor medido de condutividade hidráulica, $K_k = K(\theta_k)$, para alguns valores de umidade volumétrica, θ_k , menor ou igual ao valor de saturação, ou seja, $\theta_k \leq \theta_s$ e $K_k \leq K_s$ Luckner, Genuchten Van Nielsen (1989); Vogel e Císlerová (1988).

O modelo HYDRUS permite que as propriedades físico-hídricas do solo também possam ser definidas de acordo com Kosugi (1996), que sugere a seguinte distribuição lognormal Equação (5):

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \begin{cases} \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left\{ \frac{\ln(h/\alpha)}{\sqrt{2n}} \right\} & h < 0 \\ 1 & h \geq 0 \end{cases} \quad (4)$$

O HYDRUS utiliza o método proposto por Marquardt (1963) quem propôs um método muito eficaz, o qual se tornou um padrão para a solução de problemas não-lineares com mínimos quadrados Finsterle e Pruess (1995); Kool, Parker e Van Genuchten (1987); Simunek e Van Genuchten (1996). Chamado geralmente de *método de Marquardt-Levenberg*, esse método representa a união entre o método de Gauss-Newton e o Máximo declive.

3 CONCLUSÃO

Verifica-se que as propriedades hidráulicas do solo possuem grande variabilidade espacial, assim um grande número de amostras é requerido para simular de forma realística as condições de campo. No entanto, a determinação das propriedades hidráulicas do solo é difícil, demorada e de custo elevado, o custo efetivo da obtenção das propriedades do solo pode ser melhorado com a utilização de métodos indiretos que permitem a determinação de propriedades hidráulicas por meio de propriedades mais facilmente mensuráveis. Pela metodologia proposta neste trabalho foi possível estimar a curva de retenção de água no solo em dois solos tropicais pelo método numérico inverso, tanto com dados obtidos com infiltrômetro de tensão quanto com dados obtidos com um experimento de evaporação. Não foi possível a obtenção das curvas de condutividade hidráulica não saturada para nenhum dos solos por meio do método numérico inverso.

REFERÊNCIAS

ABBASPOUR, K. C.; SCHULIN, R.; VAN GENUCHTEN, M. T. Estimating unsaturated soil hydraulic parameters using ant colony optimization. **Advances in Water Resources**, Southampton, v. 24, n. 8, p. 827-841, Aug. 2001.

ANGULO-JARAMILLO, R. et al. Field measurement of soil hydraulic properties by disc and ring infiltrometers: a review and recent developments. **Soil & Tillage Research**, Madison, v. 55, n. 1-2, p. 1-29, May 2000.

BECK, J. V. E.; WOODBURY, K. A. Inverse problems and parameter estimation: integration of Measurements and analysis. **Measurement Science & Technology**, Bristol, v. 9, n. 6, p. 839-847, June 1998.

BROOKS, R. H.; COREY, A. T. **Hydraulic properties of porous media:** volume 3. Fort Collins: Colorado State University, 1964.

CALDWELL, T. G. et al. Characterizing disturbed desert soils using multiobjective parameter optimizations. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 12, n. 1, p. 01-23, Feb. 2012.

CAMPOS VELHO, H. F. Problemas inversos: conceitos básicos e aplicações. In: ENCONTRO DE MODELAGEM COMPUTACIONAL, 4., 2001, Nova Friburgo. **Anais...** São Carlos: SBMAC, 2001. p. 63-79.

CHEN, J.; HOPMANS, J. W.; GRISMER, M. E. Parameter estimation of two-fluid capillary pressuresaturation and permeability functions. **Advances in Water Resources**, Southampton, v. 22, n. 5, p. 479-493, Jan. 1999.

DURNER, W. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. **Water Resource Research**, Washington, v. 30, n. 1, p. 211-223, Jan. 1994.

ENCHING, S. O.; HOPMANS, J. W. Optimization of hydraulic functions form transient outflow and soil water pressure data. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 57, n. 5, p. 1167-1175, Sept./Oct. 1993.

FINSTERLE, S. E.; PRUESS, K. Solving the estimation-identification problem in two-phase flow modeling. **Water Resource Research**, Washington, v. 31, n. 4, p. 913-923, Apr. 1995.

HOPMANS, J. W. J. et al. Inverse modeling of transient water flow. In: ŠIMŮNEK, J.; ROMANO, N.; DURNER, W. **Methods of soil analysis**: part 1: physical methods. 3th. ed. Madison: SSSA, 2002. Chap. 3, p. 963-1008.

INOUE, M. et al. Simultaneous estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from transient infiltration experiments. **Advances in Water Resources**, Southampton, v. 23, n. 7, p. 677–688, June 2000.

JHORAR, R. K. et al. Inversely estimating hydraulic functions using evapotranspiration fluxes. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 258, p. 198-231, 2002.

KOOL, J. B.; PARKER, J. C.; VAN GENUCHTEN, M. T. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models, a review. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 91, n. 3-4, p. 255-293, June 1987.

KOSUGI, K. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. **Water Resources Research**, Washington, v. 32, n. 9, p. 2697-2703, Sept. 1996.

LUCKNER, L.; GENUCHTEN, M. T.; VAN NIELSEN, D. R. A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface. **Water Resources Research**, Washington, v. 25, n. 10, p. 2187-2193, Nov. 1989.

MARQUARDT, D. W. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. **Society for Industrial and Applied Mathematics**, Philadelphia, v. 11, n. 2, p. 431-441, 1963.

MERTENS, J.; STENGER, R.; BARKLE, G. F. Multiobjective inverse modeling for soil parameter estimation and model verification. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 5, v. 3, p. 917-933, Aug. 2006.

MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resources Research**, Washington, v. 12, n. 3, p. 513-522, Mar. 1976.

NAKHAEI, M.; ŠIMŮNEK, J. Parameter estimation of soil hydraulic and thermal property functions for unsaturated porous media using the HYDRUS-2D code. **Journal of Hydrology Hydromechanics**, Oxford, v. 62, n. 1, p. 7–15, 2014.

PARKER, J. C.; KOOL, J. B.; VAN GENUCHTEN, M. T. H. Determining soil properties from one-step outflow experiments by parameter estimation, II. Experimental studies. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 49, p. 1354-1359, 1985.

RAMOS, T. B. et al. Estimation of soil hydraulic properties from numerical inversion of tension disk infiltrometer data. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 5, n. 2, p. 684-696, May 2006.

RITTER, A. et al. Using inverse methods for estimating soil hydraulic properties from field data as an alternative to direct methods. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 59, n. 2, p. 77-96, Mar. 2003.

SANTINI, A.; ROMANO, N. Determining soil hydraulic functions from evaporation experiments by a parameter estimation approach: experimental verifications and numerical studies. **Water Resource Research**, Washington, v. 35, n. 11, p. 3343-3359, Nov. 1999.

ŠIMUNEK, J. et al. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension disc infiltrometer data. **Geoderma**, Amsterdam, v. 86, n. 1-2, p. 61-81, Oct. 1998.

SIMUNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M. T. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion. **Water Resource Research**, Washington, v. 32, n. 9, p. 2683-2696, Feb. 1996.

ŠIMŮNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M. T. H.; ŠEJNA, M. **The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, version 4.14, HYDRUS software series 1**. Riverside: Department of Environmental Sciences, 2009.

ŠIMUNEK, J.; WENDROTH, O.; VAN GENUCHTEN, M. T. H. A parameter estimation analysis of the laboratory tension disc experiment for determining soil hydraulic properties. **Water Resource Research**, Washington, v. 35, n. 10, p. 2965-2979, Oct. 1999.

VAN DAM, J. C.; STRICKER, J. N. M.; DROOGERS, P. Inverse method for determining soil hydraulic functions from multi-step outflow experiments. **Soil Science Society of America**, Madison, v. 58, n. 3, p. 647-652, May/June 1994.

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

VELLOSO, R. Q. **Estudo numérico da estimativa de parâmetros hidráulicos em solos parcialmente saturados, Rio de Janeiro**. 2000. 80 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2000.

VOGEL, T.; ČÍSLEROVÁ, M. On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve. **Transport in Porous Media**, Phoenix: v. 3, n. 1, p. 1-15, Feb. 1988.

VRUGT, J. A. et al. Inverse modeling of subsurface flow and transport properties: a review with new developments. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 7, n. 2, 843–864, May 2008.

WANG, D.; YATES, S. R.; ERNST, F. F. Determining soil hydraulic properties using tension infiltrometers, time domain reflectometry, and tensiometers. **Soil Science Society of America**, Madison, v. 62, n. 2, p. 318-325, Mar./Apr. 1998.

SEGUNDA PARTE - ARTIGOS

ARTIGO 1 Utilização do método inverso para determinação de propriedades hidráulicas de solos tropicais em condição de campo por meio do método do infiltrômetro de tensão

JOÃO JOSÉ DA SILVA JUNIOR*
ALBERTO COLOMBO¹
BRUNO MONTOANI SILVA²
GERALDO C. DE OLIVEIRA³

**ARTIGO formatado de acordo com a NBR 6022 (ABNT, 2003),
conforme instrução do Manual de Normalização da UFLA.**

* Doutorando do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas da UFLA, (Câmpus Universitário, Caixa Postal 3037 CEP 37200-000 Lavras – MG), e-mail: jjsjunior1@posgrad.ufla.br

¹ Prof. PhD. Departamento de Engenharia Agrícola, UFLA, (Câmpus Universitário, Caixa Postal 3037 CEP 37200-000 Lavras – MG), e-mail: acolombo@deg.ufla.br;

^{2,3} Departamento de Ciência do Solo, UFLA, (Câmpus Universitário, Caixa Postal 3037 CEP 37200-000 Lavras – MG), e-mail: brunoms3@yahoo.com.br; geraldooliveira@dcs.ufla.br

RESUMO

Nos últimos anos, muitas publicações têm sido apresentadas por autores de diversos países oferecendo aproximações e utilização do método inverso. No entanto, a condição ambiental única e as distintas propriedades dos solos tropicais do Brasil requerem considerações extras e a necessidade de ajuste desses métodos para as condições dos solos brasileiros. Diante do exposto, o presente trabalho foi realizado com os objetivos de determinar, com a utilização do método numérico inverso, os parâmetros do modelo de van Genuchten (1980) (θ_s , θ_r , α , n) da curva de retenção de água no solo e o parâmetro (K_s) da curva de condutividade hidráulica no solo por meio da resolução de um problema inverso aplicando o modelo HYDRUS-2D. Considerando dados de infiltração acumulada coletados no campo por meio de um ensaio de infiltração empregando o infiltrômetro de tensão e comparando as propriedades hidráulicas determinadas por esses métodos em relação ao método padrão de laboratório. O método inverso conseguiu determinar de forma eficiente as curvas de retenção de água nos solos aqui estudados, não sendo possível a determinação confiável da curva de condutividade hidráulica saturada.

Palavras-chave: Infiltração acumulada. Condição inicial. Função objetivo.

1 INTRODUÇÃO

O avanço tecnológico verificado nas últimas épocas, ao nível computacional, tem permitido o desenvolvimento, a crescente utilização e o aperfeiçoamento de modelos matemáticos de fluxo e/ou de balanço da água e de transporte de solutos no solo cada vez mais sofisticados e exigentes. Esses modelos são geralmente baseados na resolução numérica da equação de Richards que, por conter duas incógnitas (θ e h) numa única equação, requer previamente o conhecimento das características hidrodinâmicas do solo de modo a permitir a sua resolução. Embora de utilização relativamente simples, muitos dos métodos laboratoriais existentes para determinação das propriedades hidráulicas (WIND, 1968; STAKMAN, 1974; SILVA; ALVIM; SANTOS, 1975; ARYA; FARREL; BLAKE, 1975; BOUMA et al., 1983) são demorados, dispendiosos, bastante trabalhosos e limitados ao tamanho das amostras colhidas para o efeito, restringindo a sua utilização na avaliação das propriedades hidráulicas do solo em razão da heterogeneidade do meio.

Simunek e Van Genuchten (1996) sugeriram o utilização da curva de infiltração acumulada determinada por infiltrômetro de tensão em combinação com a solução inversa para estimar os parâmetros hidráulicos do solo $K(h)$ e $\theta(h)$, além da condutividade hidráulica saturada e da sorvidade que são normalmente obtidos de forma direta pelo infiltrômetro de tensão. Com base em uma análise dos dados gerados numericamente para um experimento, os autores concluíram que a curva de infiltração acumulada, por si só não contém informações suficientes para fornecer uma solução inversa única. Portanto, informações adicionais sobre o

processo de fluxo, tais como a umidade e potenciais matriciais medidos em um ou mais locais no perfil do solo são necessárias para se obter sucesso em soluções inversas únicas para as funções hidráulicas do solo.

Nos últimos anos, muitas publicações têm sido apresentadas por autores de diversos países oferecendo aproximações e utilizações do método inverso. No entanto, a condição ambiental única e as distintas propriedades dos solos tropicais do Brasil requerem considerações extras e a necessidade de ajuste desses métodos para as condições dos solos brasileiros.

Com base nos dados de infiltração acumulada obtidos em campo e utilizando o método numérico inverso do modelo Hydrus-2D, este trabalho teve por objetivos:

- a) Determinar os parâmetros da curva de retenção pelo modelo de Van Genuchten (1980) (θ_s , θ_r , α , n);
- b) Determinar a curva de condutividade hidráulica não saturada e o parâmetro k_s ;
- c) Comparar os resultados obtidos com o modelo em relação ao método padrão de laboratório.

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Infiltrômetro de tensão e método inverso

A utilização do método inverso com dados de infiltração acumulada obtidos pelo infiltrômetro de tensão requer a solução numérica da equação que governa o movimento da água no solo equação de Richards, em coordenadas cilíndricas, ou seja:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(rK \frac{\partial h}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1)$$

Sendo θ umidade volumétrica solo ($L^3 L^{-3}$), h o potencial mátrico da água no solo (L), K a condutividade hidráulica ($L T^{-1}$), r é a coordenada radial (L), z a coordenada vertical (L) (positiva no sentido ascendente) é t o tempo (T). No caso do infiltrômetro de tensão, para se resolver numericamente a equação de Richards, deve-se levar em consideração as seguintes condições iniciais e de contorno (WARRICK, 1992):

$$\begin{aligned} \theta(r, z, t) &= \theta_i(z) \\ h(r, z, t) &= h_i(z) \text{ para } t = 0 \end{aligned} \quad (2)$$

Que definem a umidade volumétrica inicial (θ_i) e respectiva tensão (h_i) do solo no início do processo;

$$h(r, z, t) = h_0(t) \text{ para } 0 < r < r_0, z = 0 \quad (3)$$

Que define a tensão sucção imposta (h_0) no solo, sob a placa porosa de raio máximo r_0 , pela coluna de água do infiltrômetro de tensão;

$$\frac{\partial h(r,z,t)}{\partial z} = -1 \text{ para } r > r_0, z = 0 \quad (4)$$

Que indica que fora do anel da placa porosa não há fluxo de água e o solo está sujeito à mesma tensão;

$$h(r, z, t) = h_i \text{ para } r^2 + z^2 = \infty \quad (6)$$

A condição de contorno expressa pela equação (6) assume que as regiões mais afastadas da placa, para baixo ou para os lados, não exercem qualquer influência no processo de infiltração.

O método inverso exige a parametrização das propriedades hidráulicas do solo não saturado, neste estudo foram utilizadas a equação de Van Genuchten (1980) para descrever a curva de retenção de água no solo $\theta(h)$ e a equação de Mualem- Van Genuchten para descrever a curva de condutividade hidráulica não saturada $K(h)$ que são dadas assim expressas.

$$S_e(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{(1 + |\alpha h|^\eta)^{1-1/\eta}} \quad h > 0 \quad (7)$$

$$\theta(h) = \theta_s \quad h \geq 0$$

$$K(h) = K_s \frac{[(1+|\alpha h|^\eta)^{1-1/\eta} - |\alpha h|^{\eta-1}]^2}{(1+|\alpha h|^\eta)^{(1-1/\eta)(l+2)}} \quad (8)$$

$$K(h) = K_s \quad h \geq 0$$

Em que S_e é a saturação efetiva ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), θ_s e θ_r são, respectivamente, os teores de água saturada e residual ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), h é o potencial mátrico (cm de água), $K(h)$ é a condutividade hidráulica no solo não saturado (cm dia^{-1}), K_s é a condutividade hidráulica do solo saturado (cm dia^{-1}) e $\alpha(\text{cm}^{-1})$, η e l são parâmetros de ajuste que definem a forma das curvas.

A função objetivo, na sua forma simplificada (ŠIMŮNEK; VAN GENUCHTEN, 1996), sem informação a priori, isto é, informação que exista sobre o ajuste dos parâmetros antes de ser equacionado o problema inverso e admitindo que os erros não estejam correlacionados, ou seja, a amostragem é bem feita tornando as sucessivas medições independentes [$\text{cov}(\varepsilon_i, \varepsilon_i) = 0$], é dada pela seguinte equação, que soluciona o problema inverso e permite estimar os parâmetros hidráulicos do solo:

$$\phi(\beta) = \sum_{i=1}^n W_i [q_i^* - q_i(\beta)]^2 \quad (9)$$

Em que W_j e $W_i = \left(\frac{1}{n} \sigma_{\varepsilon_i}^2\right)$ são os pesos de um determinado ponto medido no conjunto de todas as observações n , $q^* = \{q^*1, q^*2, \dots, q^*n\}$ é o vetor das observações realizadas (potencial mátrico h , umidade volumétrica θ e/ou a infiltração acumulada Q) e $q(\beta) = \{q_1, q_2, \dots, q_n\}$ é o correspondente vetor com as previsões do modelo após a otimização dos parâmetros desconhecidos.

A equação (9), no caso de vários conjuntos de medições (infiltração, umidade do solo, etc.) assume então a seguinte forma:

$$\Phi(\beta, q_m) = \sum_{j=1}^m \left(W_j \sum_{i=1}^{n_j} W_i \left(q_j^*(t_1) - q_j(t_1, \beta) \right)^2 \right) \quad (10)$$

O processo de minimização das diferenças entre o observado e o estimado, apesar de se tratar da otimização de uma função não linear, poderá assim ser resolvida pelo método dos mínimos quadrados ponderados.

A resolução de $\Phi(\beta)$ consiste num processo iterativo em que se faz necessário minimizar o somatório do quadrado dos erros. A minimização desse somatório, ou seja, da função, é resolvida recorrendo ao método de otimização de funções não lineares de Levenberg-Marquardt com utilização do software HYDRUS-2D (ŠIMŮNEK et al., 1999).

2.2 Testes de Infiltração

Os testes de infiltração foram realizados nos municípios de Lavras-MG, no campus da Universidade Federal de Lavras e de Bom Sucesso em uma área experimental denominada sitio Águas Claras.

Foram realizados 12 testes de infiltração, sendo 3 em um Latossolo Vermelho Distroférico, cultivado com café, 3 em um Latossolo vermelho distroférico sob condição de mata e 6 em um

Argissolo cultivado com Cedro Australiano. Cada teste foi realizado a uma distância de 1 m um do outro.

Utilizou-se um infiltrômetro de tensão, modelo 2826D20 da SOILMOISTURE, com o diâmetro do disco de tensão de 20 cm. Foram utilizados, também, quatro tensões de sucção de água na superfície do solo durante a realização dos testes sendo de -15, -6,0, - 3,0 e 0 cm. Antes dos testes retiraram-se os restos vegetais presentes na superfície do solo e nivelou a mesma para garantir um perfeito contato do disco com a superfície, além disso, a superfície do solo foi coberta com uma fina camada de areia com diâmetro entre 0,2 e 0,3 mm com um valor de K_s (condutividade hidráulica saturada) superior a K_s do solo, para garantir o contato hidráulico entre o disco e o solo subjacente.

A camada de areia foi umedecida imediatamente antes da colocação do disco para melhorar o contato entre o tecido do disco e a areia e prevenir entrada de ar no disco (CAMEIRA; FERNANDO; PEREIRA, 2002).

As leituras da variação do nível de água na régua milimetrada do reservatório do infiltrômetro de tensão foram realizadas a cada 30 segundos. Os testes de infiltração foram realizados com valores descendentes de tensões sendo fornecidas inicialmente altas tensões de sucção, as quais foram reduzidas consecutivamente para tensões mais baixas, assim que o estado estacionário era atingido para cada incremento de sucção.

No início dos testes foram retiradas amostras indeformadas em triplicata para a determinação do conteúdo inicial de água no solo, em um raio de 30 cm do local, onde os testes de infiltração foram realizados, para

evitar modificações na estrutura do solo no local de realização dos testes. Para a determinação do conteúdo final de água no solo, também foram retiradas, em triplicata, amostras indeformadas diretamente sob a área onde o disco do infiltrômetro estava instalado imediatamente após o encerramento da aplicação da tensão de 0 cm e da retirada da camada de areia de acordo com metodologia proposta por Wang, Yates e Ernst (1998) e Šimunek, Wendroth e Van Genuchten (1999).

As amostras indeformadas de solo foram coletadas em triplicata, na superfície do solo, para determinação da umidade volumétrica (θ_v) em nove valores de tensões ($|h| = 1, 2, 4, 10, 30, 50, 100, 500$ e 1500 kPa). Seguindo a metodologia de Wraith e Or (1998), os pares de valores foram lançados em uma planilha do Excel para ajuste, com auxílio da ferramenta Solver, dos parâmetros θ_s (umidade de saturação, $m^3 m^{-3}$), θ_r (umidade residual, $m^3 m^{-3}$), α ($1/cm$) e n do modelo de representação da curva de retenção de água de Van Genuchten (1980). Neste processo de ajuste, o parâmetro m foi considerado igual a $1-1/n$.

A função objetiva foi definida considerando a infiltração de água no solo Q , a múltiplas tensões ($-15, -6, -3$ e 0), da umidade volumétrica final θ_f do solo, e das umidades a 100 e 1500 kPa, θ_{100kPa} , $\theta_{1500kPa}$ segundo a metodologia descrita em Šimunek et al. (1998a) e Šimunek et al. (1998b), tendo sido utilizado o software HYDRUS-2D (ŠIMŮNEK et al., 1999) para a minimização da função objetiva (Φ) dada pela eq. 10 pelo método de Levenberg-Marquardt.

Os coeficientes de ponderação w_i de cada medição da infiltração em cada conjunto de tensões foram definidos como iguais à unidade uma vez que se desconhecem os erros de observação de cada medição.

A comparação das curvas $\theta(h)$ e $K(h)$, obtidas por modelagem inversa com o HYDRUS-2D e pelo método padrão de laboratório, foi feita recorrendo à análise de regressão linear simples do tipo $y=bx$, correspondendo o x aos valores do HYDRUS-2D e o y aos valores obtidos com o método padrão de laboratório, e aos coeficientes de determinação (R^2) e de regressão (b), valor de $p(0,005)$ e desvio padrão da regressão.

Utilizaram-se, também, diferentes critérios estatísticos para a comparação das curvas $\theta(h)$ e $K(h)$, obtidas por modelagem inversa com o HYDRUS-2D e pelo método padrão de laboratório: índice de concordância de Willmott (d); erro absoluto médio (EAM); raiz quadrada do erro médio normalizado (RQEM) e índice de eficiência (E). Esses indicadores foram obtidos a partir das Equações (11) a (14).

$$d = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \right] \quad (11)$$

$$EAM = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |(O_i - P_i)| \right] \quad (12)$$

$$RQEM = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2 \right]^{0.5} \cdot \left(\frac{100}{\bar{O}} \right) \quad (13)$$

$$E = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2} \right] / \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (14)$$

Sendo P_i = dados obtidos nos ensaios experimentais;

O_i = dados simulados pelo modelo Hydrus-2D;

n = número de observações; e

\bar{O} = média dos valores simulados.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os solos estudados apresentaram variação nos percentuais de areia, argila e silte (Tabela 1). Segundo Reichardt (1990), a textura afeta a retenção de água, pois, diretamente, determina a área de contato entre as partículas sólidas e a água, e determina as proporções de poros de diferentes tamanhos.

Tabela 1 - Análise textural para os quatro solos estudados

	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)	Ds (g cm ⁻³)	Dp (g cm ⁻³)
LVdf Café	27	20	53	1,2	2,44
LVdf Mata	23	18	59	0,946	2,27
Argissolo S1	67	12	21	1,29	2,33
Argissolo S2	41	19	39	1,31	2,45

A massa específica do solo (Ds) apresentaram grandes variações, 0,946 g cm⁻³ a 1,31 g cm⁻³, tendo o LVdf mata apresentado o menor valor e Argissolo S2 apresentado o maior valor, o que caracteriza uma certo grau de compactação para Argissolo. O Argiloso S1 foi que apresentou a maior percentagem de areia (67%) e as menores percentagens de silte (12%) e argila (21%) (Tabela 1). As densidades das partículas variaram de 2,27 a 2,51, o Latossolo sob condição de mata nativa apresentou menores valores de densidade de partícula (Dp), e isso pode ser atribuído provavelmente, aos maiores teores de matéria orgânica (MOS) desse tipo de ambiente, visto que a massa específica da MOS é menor que os demais constituintes da fase sólida (FERREIRA, 2010).

As curvas de retenção $\theta(h)$ determinadas em laboratório versus as estimadas pelo software Hydrus-2D para um Latossolo Vermelho distroférico e para o Argissolo encontram-se representadas na Figura 1. Os parâmetros do modelo de M-vG (Mualen-van Genuchten) que definem essas curvas são apresentados na Tabela 2.

As curvas $\theta(h)$ apresentadas na Figura 1, determinadas pela modelagem inversa das funções objetivas $\Phi(Q, \theta_i, \theta_f, \theta_{100\text{kpa}}, \theta_{1500\text{kpa}})$, construídas com os dados de infiltração e os teores iniciais e finais de água no solo e a umidade a 100 kpa e a umidade a 1500 kpa, resultaram numa boa concordância quando comparadas com os pontos determinados laboratorialmente.

A comparação entre as curvas de retenção revela que, de forma geral, para as baixas tensões de água no solo, menores que 1 cm.c.a, a umidade apresenta uma semelhança entre as curvas estimada em laboratório e aquelas obtidas pelo software Hydrus-2D. Para as tensões maiores, acima de 1 cm.c.a, verificam-se que as curvas de retenção $\theta(h)$ determinadas em laboratório quanto comparadas a estimadas pelo software Hydrus-2D tiveram melhores ajustes em relação à umidade para o LVdf M1 a M3 e para o Argissolo S4 e S6 enquanto os demais testes apresentaram variações entre as curvas (Figura 1).

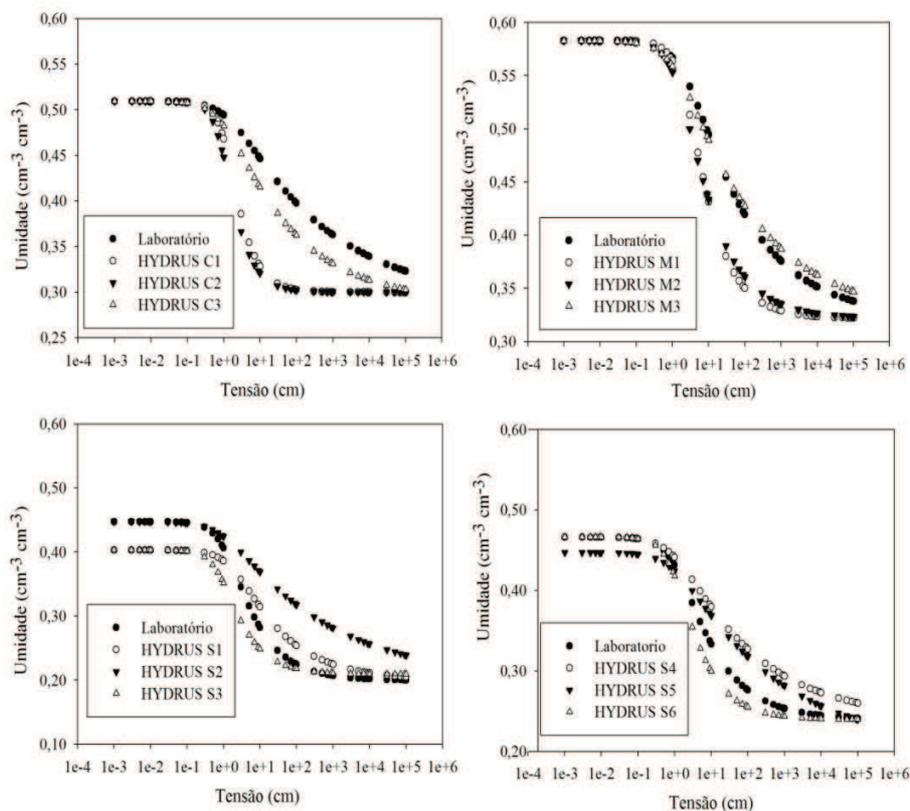


Figura 1 - Curva de retenção $\theta(h)$ determinada em laboratório versus a estimada pelo software Hydrus-2D para um Latossolo Vermelho distroférico e para um Argissolo, onde; Laboratório (curva retenção determinada pelo método padrão de laboratório para o Latossolo e Argissolo) Hydrus C (curva estimada pelo método inverso em campo com café) Hydrus M (curva estimada pelo método inverso em campo sob mata) Hydrus S (curva estimada pelo método inverso em campo para os Argissolos)

Os parâmetros do modelo de M-vG (Mualen-Van Genuchten) que definem essas curvas são apresentados na Tabela 2. Na Tabela 2 são apresentados os parâmetros do modelo M-vG obtidos com base no ajuste dos dados resultantes dos métodos laboratoriais e obtidos com base nos testes de infiltração, por modelagem inversa, com o programa HYDRUS-2D. A umidade saturada θ_s ajustada pelo método padrão de laboratório apresentou algumas diferenças em relação aos valores de θ_s encontrados por modelagem inversa. Os valores de θ_s estimados para os testes de infiltração C1, C2, C3, M1, M2, M3 e S2, S4 e S6, foram iguais aos determinados em laboratório, por outro lado os valores estimados para os testes S1, S3 e S5 foram menores que os determinados em laboratório. Para o parâmetro θ_r os valores estimados para os Latossolos foram iguais ou maiores que os determinados pelo método padrão, variando para o Latossolo cultivado com café de 0,289 a 0,300 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) e no Latossolo sob mata de 0,322 a 0,328 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$). O mesmo comportamento foi observado nos Argissolos variando de 0,200 a 0,209 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) nos testes S1 a S3 e de 0,201 a 0,239 nos testes S4 a S6. Para o parâmetro α , os valores variaram de 0,741 a 1 para o Latossolo nos testes C1 a C3, e de 0,390 a 0,785 nos testes M1 a M3. Nos Argissolos, a variação foi de 0,506 a 1,1 nos testes S1 a S3 e de 0,944 a 1,030 para os testes S4 a S6.

Para o parâmetro n , os valores estimados variaram nos Latossolos de 1,240 a 2,00 nos testes C1 a C3 e de 1,209 a 1,607 nos testes M1 a M3. Nos Argissolos esta variação foi de 1,160 a 1,660 nos testes S1 a S3 e de 1,160 a 1,590 nos testes S4 a S5.

Tabela 2 Parâmetros do modelo M-vG (Mualen-Vangenuchten) obtidos considerando o ajuste dos dados resultantes dos métodos laboratoriais, e obtidos com base nos testes de infiltração, por modelagem inversa, com o programa HYDRUS-2D

Solo	Parâmetro	Laboratório	C1			C2			C3		
			MOD	I.C	D.P	MOD	I.C	D.P	MOD	I.C	D.P
	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	0,289	0,3	0,294 - 0,306	0,003	0,3	0,293 - 0,307	0,003	0,289	0,251-0,326	0,019
	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	0,509	0,509	0,500 - 0,518	0,004	0,509	0,500 - 0,518	0,005	0,509	0,500-0,586	0,005
	α (cm ⁻¹)	0,673	0,741	0,349 - 1,133	0,199	1	0,102 - 1,898	0,457	0,97	0,475-2,415	0,735
LVdf	n	1,168	2	1,592 - 2,408	0,208	2	1,387 - 2,613	0,312	1,24	1,076-1,405	0,084
Cafê	Ks (cm min ⁻¹)	0,467	6,7*10 ⁻⁵	-4*10 ⁻⁵ - 1,7*10 ⁻⁴	5*10 ⁻⁵	1,47*10 ⁻⁵	-4*10 ⁻⁵ - 7*10 ⁻⁵	3*10 ⁻⁵	7,3*10 ⁻⁴	2,8*10 ⁻⁴ - 1,2*10 ⁻³	2,3*10 ⁻⁴
	R ²		0,924				0,911			0,957	
	θ_i (cm ³ cm ⁻³)		0,305				0,336			0,31	
	θ_r (cm ³ cm ⁻³)		0,482				0,467			0,443	
				M1		M2		M3			
	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	0,322	0,322	0,248 - 0,396	0,038	0,322	0,288 - 0,376	0,022	0,328	0,278 - 0,379	0,025
	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	0,583	0,583	0,411 - 0,755	0,087	0,583	0,537 - 0,629	0,023	0,583	0,504 - 0,662	0,04
	α (cm ⁻¹)	0,435	0,39	0,284 - 0,496	0,054	0,595	0,472 - 0,718	0,063	0,785	0,785 - 0,785	0
LVdf	n	1,259	1,607	1,172 - 2,043	0,211	1,466	1,049 - 1,882	0,212	1,209	1,023 - 1,394	0,094
Mata	Ks (cm min ⁻¹)	0,334	5,6*10 ⁻⁵	4*10 ⁻⁵ - 7*10 ⁻⁵	1*10 ⁻⁵	3,9*10 ⁻⁴	3*10 ⁻⁴ - 4,8*10 ⁻⁴	5*10 ⁻⁵	7,5*10 ⁻⁴	7,5*10 ⁻⁴ - 7,5*10 ⁻⁴	0
	R ²			0,889			0,746			0,77	
	θ_i (cm ³ cm ⁻³)			0,362			0,252			0,34	
	θ_r (cm ³ cm ⁻³)			0,47			0,397			0,423	

C1 a C3 repetições do Latossolo vermelho distroférico (LVdf) cultivado com café, M1 a M3 repetições do Latossolo sob mata, MOD parâmetros estimados pelo modelo, I.C intervalo de confiança, D.P desvio padrão.

“Tabela 2, continuação”

Solo	Parâmetro	Laboratório	S1			S2			S3		
			MOD	I.C	D.P	MOD	I.C	D.P	MOD	I.C	D.P
Argissolo	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	0,2	0,2	0,184 - 0,216	0,008	0,2	0,2 - 0,201	1*10 ⁻⁵	0,209	0,197 - 0,221	0,006
	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	0,447	0,4	0,397 - 0,409	0,003	0,447	0,446 - 0,447	1*10 ⁻⁵	0,403	0,395 - 0,411	0,004
	α (cm ⁻¹)	0,783	0,506	0,287 - 0,725	0,111	1,03	1,026 - 1,027	2*10 ⁻⁵	1,1	0,075 - 2,124	0,52
	n	1,526	1,34	1,202 - 1,470	0,068	1,16	1,161 - 1,162	1*10 ⁻⁵	1,6	1,243 - 2,082	0,213
	Ks (cm min ⁻¹)	1,136	4,6*10 ⁻⁴	2,3*10 ⁻⁴ - 6,8*10 ⁻⁴	1,2*10 ⁻⁴	0,015	0,015 - 0,016	1,7*10 ⁻⁴	5,3*10 ⁻⁸	0	0
	R ²			0,946				0,834		0,834	
	θ_i (cm ³ cm ⁻³)			0,327				0,288		0,256	
	θ_f (cm ³ cm ⁻³)			0,369				0,392		0,403	
				S4			S5			S6	
Argissolo	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	0,239	0,239	0,237 - 0,241	0,001	0,201	0,200 - 0,201	1*10 ⁻⁵	0,239	0,228 - 0,251	0,006
	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	0,466	0,466	0,4662 - 0,4663	2*10 ⁻⁵	0,447	0,4474 - 0,4475	1*10 ⁻⁵	0,466	0,444 - 0,489	0,011
	α (cm ⁻¹)	0,827	0,968	0,965 - 0,972	0,002	1,03	1,026 - 1,027	2*10 ⁻⁵	0,944	-0,287 - 2,174	0,624
	n	1,409	1,207	1,206 - 1,206	0	1,16	1,610 - 1,1611	1*10 ⁻⁵	1,59	1,079 - 2,098	0,258
	Ks (cm min ⁻¹)	0,318	0,005	0,004 - 0,007	7,1*10 ⁻⁴	0,015	0,0148 - 0,0155	1,7*10 ⁻⁴	8*10 ⁻⁹	0	0
	R ²			0,73				0,834		0,824	
	θ_i (cm ³ cm ⁻³)			0,362				0,34		0,34	
θ_f (cm ³ cm ⁻³)			0,47				0,423		0,423		

S1 a S6 repetições do Argissolo cultivado, MOD parâmetros estimados pelo modelo, I.C intervalo de confiança, D.P desvio padrão.

As variações entre as curvas podem estar associadas à forma com que cada teste foi realizado. Segundo Šimůnek e Van Genuchten (1996), as determinações com o infiltrômetro de tensão são, em geral, um processo de umedecimento do solo e, portanto as equações do modelo de M-vG (Mualem-Van Genuchten) obtidas, e respectivos parâmetros, deverão representar a fase de umedecimento do solo, num processo de histerese, enquanto no laboratório, as metodologias são baseadas num processo de secagem. Isso explica o maior valor de umidade para os valores, obtidos em laboratório, uma vez que o ângulo de contato da água com a partícula de solo é maior no umedecimento do que no secamento, portanto, a adesão é menor no umedecimento o que resulta em uma menor retenção fazendo com haja uma diferença entre a curva de umedecimento e a curva de secamento.

Os baixos valores de desvio padrão e as estreitas faixas de intervalo de confiança, obtidos por todos os parâmetros da equação de van Genuchten, além dos elevados valores de R^2 , são um forte indicativo da qualidade dos parâmetros estimados pelo Hydrus-2D, e de que o problema inverso aqui proposto tem solução única para cada um dos parâmetros estudados.

Na Tabela 2 estão apresentadas os valores de condutividade hidráulica saturada (K_s) determinada pelo software Hydrus-2D. Observa-se que, para todos os testes tanto nos Latossolos quanto nos Argissolos, os valores de condutividade hidráulica estimados pelo método inverso do software Hydrus-2D foram menores que os valores de K_s obtidos em campo pelo método do infiltrômetro de tensão. Na Tabela 2 observa-se que tanto para o Latossolo Vermelho distroférico quanto para o

Argissolo, os intervalos de confiança para a condutividade hidráulica saturada são muito amplos, assim a possibilidade de existência de mais de uma solução para o valor de K_s é alta, ou seja, não existe um valor único como solução para este parâmetro. Este mesmo comportamento da condutividade hidráulica saturada foi observado em um trabalho utilizando infiltrômetro de disco em estudos e método inverso realizados por Simunek et al. (1998b) e Venterella et al. (2005), baseados na infiltração acumulada onde, obtiveram, aparentemente, bons resultados para a estimativa de quatro dos sete parâmetros do modelo de Genuchten-Maulem (com m e l fixos), exceto para K_s . Nas Tabelas 3 e 4 são apresentados os índices de desempenho para curva de retenção observada em laboratório versus a estimada no campo para cada tipo de solo.

Tabela 3 - Índices de desempenho para curva de retenção observada em laboratório comparada a estimada pelo método inverso com dados de infiltração no campo para dois Latossolos

Latossolo Vermelho distroférico						
Índices	C1	C2	C3	M1	M2	M3
MAE	0,044	0,048	0,019	0,02739	0,026	0,006
RQEM	0,211	0,218	0,137	0,16549	0,161	0,079
E	0,334	0,286	0,716	0,70444	0,720	0,933
d	0,735	0,716	0,869	0,86638	0,871	0,965

Tabela 4 - Índices de desempenho para curva de retenção observada em laboratório versus a estimada pelo método inverso com dados de infiltração no campo para dois Argissolos

Índices	Argissolo					
	S1	S2	S3	S4	S5	S6
MAE	0,027	0,044	0,027	0,023	0,021	0,010
RQEM	0,164	0,209	0,164	0,153	0,145	0,102
E	0,736	0,567	0,734	0,737	0,763	0,884
d	0,850	0,756	0,856	0,858	0,870	0,944

No geral, houve um desempenho satisfatório para as curvas de retenção estimadas pelo modelo Hydrus-2D, sendo comprovado pelos valores baixos de MAE e RQEM, que para os testes C1 a C3 variaram de 0,019 a 0,048 e 0,137 a 0,218, respectivamente e para os testes M1 a M3 a variação foi de 0,006 a 0,027 e 0,079 a 0,165. Para os Argissolos a variação dos parâmetros estatísticos MAE e RQEM nos testes S1 a S3 foram de 0,027 a 0,044 e 0,164 a 0,209, respectivamente e para os testes S4 a S6 a variação foi de 0,010 a 0,023 e 0,102 a 0,153 para MAE e RQEM, respectivamente, podendo-se assim afirmar que o desempenho das curvas de retenção estimadas para os solos estudados foi satisfatório uma vez que quanto menores os valores absolutos de RQEM e EAM, melhor o ajuste do modelo.

Para os índices estatísticos de Willmont e Índice de Eficiência E nos Latossolos estudados, os valores variaram de 0,716 a 0,869 e de 0,286 a 0,716 para os testes C1 a C3. Para os testes M1 a M3, essa variação foi de 0,866 a 0,965 e 0,704 a 0,933 para os índices d de Willmont e Índice de Eficiência E, respectivamente. Nos Argissolos estudados estes índices variaram nos testes S1 a S4 de 0,756 a 0,856 e de 0,567 a 0,736 e nos

testes S4 a S6 de 0,858 a 0,944 e de 0,737 a 0,884 para os índices d de Willmont e Índice de Eficiência E, respectivamente. Os valores mostrados acima indicam um bom desempenho, de acordo com o índice d de Willmont, visto que quanto mais próximo da unidade (1,00) os valores índice de concordância do modelo melhor o ajuste. Em relação à eficiência do modelo, observa-se que os testes M1 a M3 tiveram os menores desempenhos, este índice estatístico é considerado mais restritivo, mas, no geral, os valores obtidos para o índice de eficiência E foram maiores que 0,7.

Os valores dos parâmetros da curva de retenção para o Latossolo Vermelho distroférico estimados pelo Hydrus-2D, são semelhantes aos comumente apresentados para os Latossolos Vermelhos distroféricos (LVdf) na literatura, como, por exemplo, os obtidos por Barbosa et al, (2014), que estudaram o efeitos de diferentes percentuais de Zeólitas na retenção de água de um LVdf, coletado na área da Universidade Federal de Lavras, e obtiveram os seguintes valores $\theta_s = 0,587 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $\theta_r = 0,200 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $n = 1,517$ e $\alpha = 0,661 \text{ cm}^{-1}$. Assim como estão de acordo com os obtidos por Lucas et al. (2011) que compararam dois métodos (papel de filtro e câmara de pressão de Richards) para determinação das curvas de retenção em Latossolo vermelho distroférico e obtiveram os seguintes resultados $\theta_r = 0,01778 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\theta_s = 0,63684 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\alpha = 0,44276 \text{ cm}^{-1}$; $m = 0,08319$; e $n = 1,09074$. E são corroborados, também, por Araujo Junior et al. (2011) que, avaliando o efeito de diferentes manejos de plantas invasoras, na curva de retenção em LVdf, cultivado com café e comparando os mesmo com a curva do mesmo solo sob mata nativa, obtiveram os seguintes resultados para o

LVdf cultivado com café sem nenhuma capina $\theta_r = 0,240 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\theta_s = 0,660 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\alpha = 1,135 \text{ cm}^{-1}$; e $n = 1,7$ e para o LVdf sob mata $\theta_r = 0,230 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\theta_s = 0,670 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\alpha = 4,843 \text{ cm}^{-1}$; e $n = 1,391$.

Os valores dos parâmetros da curva de retenção, obtidos para os Argissolos, são corroborados pelos relatados por Dalbianco (2009), que avaliando o efeito de diferentes sistemas de manejo sob as propriedades físico-hídricas de um Argissolo, na microbacia hidrográfica Cândido Brum, no município de Arvorezinha Rio Grande do Sul, encontraram os seguintes parâmetros para curva de retenção no argissolo sob mata: $\theta_r = 0,19 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\theta_s = 0,5791 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\alpha = 0,3032$; $m = 0,2263$; e $n = 1,2925 \text{ cm}^{-1}$, para o argissolo sob preparo convencional $\theta_r = 0,17 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\theta_s = 0,5692 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\alpha = 0,2246 \text{ cm}^{-1}$; $m = 0,2262$; e $n = 1,2923$. Assim como Suzuki et al. (2008) que, avaliando a qualidade físico-hídrica de um Argissolo sob floresta, pastagem e eucalipto no sul do Brasil, encontraram os seguintes valores de parâmetros para curva de retenção no Argissolo sob mata: $\theta_r = 0,1898 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\theta_s = 0,4070 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\alpha = 0,1111 \text{ cm}^{-1}$; $m = 0,3563$; e $n = 1,5777$, para o Argissolo cultivado com eucalipto a 4 anos $\theta_r = 0,1693 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\theta_s = 0,3680 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\alpha = 0,3785 \text{ cm}^{-1}$; $m = 0,2702$; e $n = 1,3710$.

Ao analisar a curva de condutividade hidráulica não saturada estimada em laboratório comparada com aquela estimada pelo software Hydrus-2D, observa-se que há um decréscimo em todas as curvas com o aumento do módulo do potencial mátrico de água no solo e em todos os testes os valores de condutividade hidráulica não saturada determinado pelo software Hydrus-2D foram menores que os valores encontrados nos testes em laboratório (Figura 2).

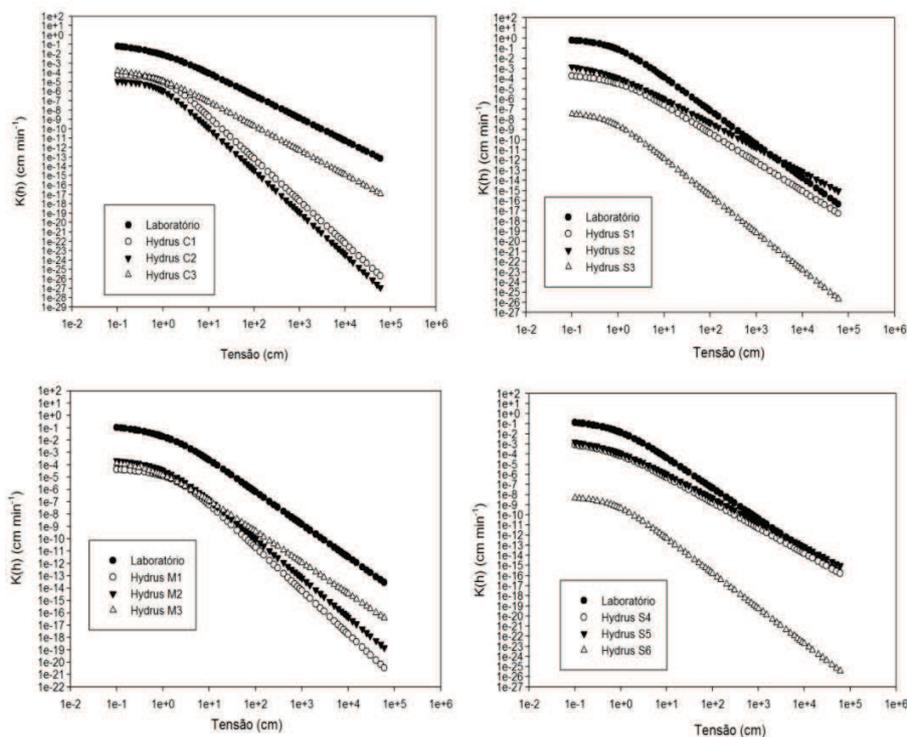


Figura 2 - Curva de condutividade hidráulica não saturada determinada em laboratório versus a estimada pelo software Hydrus-2D para um Latossolo Vermelho distroférico e para um Argissolo, onde; Laboratório (curva retenção determinada pelo método padrão de laboratório para o Latossolo e Argissolo) Hydrus C (curva estimada pelo método inverso em campo com café) Hydrus M (curva estimada pelo método inverso em campo sob mata) Hydrus S (curva estimada pelo método inverso em campo para os Argissolos)

Nas Tabelas 5 e 6 estão apresentados os índices de desempenho para curva de condutividade hidráulica não saturada determinada em

laboratório versus a estimada pelo Hydrus-2dD com dados de campo para cada tipo de solo. Para o índice estatístico erro médio absoluto (MAE) e raiz quadrada do erro médio, o Latossolo Vermelho distroférico cultivado com café C1 a C3 obtiveram os melhores desempenhos, com valores de (MAE) para os três testes de 0,005, e de (RQEM) de 0,074. Já, para o LVdf sob mata M1 a M3 os valores obtidos foram de 0,011 pra (MAE) e 0,104 para RQEM. Os índices estatísticos MAE e RQEM, obtidos para os Argissolos nos testes S1 a S3, foram de 0,058 para MAE e 0,242 para o RQEM e para os testes S4 a S6 de 0,012 de MAE e 0,107 de RQEM. Os valores de EAM e RQEM obtidos tanto para o Latossolo quanto para o Argissolo corroboram a análise visual da Figura 2, os altos valores destes índices estatísticos demonstram uma baixa precisão das curvas de condutividade hidráulica não saturada estimada pelo software uma vez que quanto menor o valor destes índices maior a precisão da estimativa.

O índice estatístico d de Willmont obtidos para o LVdf cultivado com café testes C1 a C3 foi de 0,606 e o Índice de Eficiência E foi de 0,350. Já, para os testes M1 a M3 Latossolo sob mata nativa o valor obtido para os três teste foi de 0,602, de índice d de Willmont e 0,338 de índice de Eficiência E.

Tabela 5 - Índices de desempenho para curva de condutividade hidráulica não saturada observada em laboratório comparada com a estimada pelo Software Hydrus 2D

Índices	Latossolo Vermelho distroférico					
	C1	C2	C3	M1	M2	M3
MAE	0,005	0,005	0,005	0,011	0,011	0,011
RQEM	0,074	0,074	0,074	0,104	0,104	0,104
E	0,350	0,350	0,350	0,338	0,339	0,338
d	0,606	0,606	0,606	0,602	0,602	0,602

Tabela 6 - Índices de desempenho para curva de condutividade hidráulica não saturada de um Argissolo observada em laboratório comparada com a estimada pelo Software Hydrus 2D

Índices	Argissolo					
	S1	S2	S3	S4	S5	S6
MAE	0,058	0,058	0,058	0,012	0,011	0,012
RQEM	0,242	0,241	0,242	0,107	0,107	0,108
E	0,361	0,362	0,365	0,365	0,368	0,361
d	0,610	0,611	0,614	0,612	0,613	0,610

Nos Argissolos o índice d de Willmont variou de 0,610 a 0,614 e o índice de eficiência E variou de 0,361 a 0,365 para os testes S1 a S3. Para os testes S4 a S6, o índice d de Willmont variou de 0,610 a 0,613 e o Índice de Eficiência do modelo E, variou de 0,361 a 0,368. Em geral, as curvas de condutividade hidráulica não saturada para os dois solos apresentaram valores para o índice de concordância e eficiência do modelo muito abaixo da unidade (1,00), o que sinaliza para um baixo desempenho dos modelos.

Uma possível solução para os baixos valores de Ks estimados, seria em vez de estimar o parâmetro (Ks) condutividade hidráulica

saturada, por meio do método inverso, que se realize a determinação da condutividade hidráulica no campo com a utilização do próprio infiltrômetro de tensão com tensões de sucção igual a 0 cm. Essa vertente é corroborada por Ramos et al. (2006) que afirmam que valores K_s , obtidos com o infiltrômetro de tensão com tensões de sucção igual de 0 cm, são excelentes estimativas da condutividade hidráulica saturada, considerando-se todos os outros erros que normalmente ocorrem durante a determinação do K_s em laboratório e em experimentos de campo.

Ramos et al. (2013) avaliaram o efeito dos diferentes sistemas de manejo sobre os atributos físico-hídricos para um Latossolo Vermelho distroférico cultivado com café e sob mata nativa no Campus da UFLA e obtiveram valores de condutividade hidráulica saturada em um LVdf sob mata de $2,142 \text{ cm min}^{-1}$ e, para o LVdf cultivado com café, a condutividade hidráulica saturada foi de $0,466 \text{ cm min}^{-1}$. Os valores de condutividade hidráulica saturada estimados tanto para o LVdf cultivado com café quanto para o LVdf sob mata, obtidos neste estudo, estão abaixo dos valores obtidos pelo referido autor.

Os resultados da análise de regressão entre os valores medidos de umidade e potencial mátrico pela câmara de pressão de Richards em laboratório e os da modelagem inversa obtidos pelo Hydrus-2D para a curva de retenção de água no solo $\theta(h)$ são apresentados nas Tabelas 7 e 8.

Tabela 7 - Coeficientes de determinação (R^2) e de regressão (b), erro padrão e valor P, obtidos por regressão linear simples das curvas de retenção resultantes dos parâmetros obtidos por modelagem inversa dos dados de infiltração para um Latossolo Vermelho distroférico em comparação com os obtidos pelo método padrão de laboratório

Curva de Retenção $\theta(h)$ LVdf Hydrus-2D				
Local	R^2	b	<i>Erro padrão</i>	<i>valor-P</i>
C1	0,9623	1,0902	0,0195	1,4E-39
C2	0,9613	1,0989	0,0205	7,4E-39
C3	0,9735	1,0390	0,0063	2,4E-58
Local	R^2	b	<i>Erro padrão</i>	<i>valor-P</i>
M1	0,971	1,047	0,011	3,5E-49
M2	0,972	1,047	0,009	1,4E-51
M3	0,975	0,997	0,002	2,4E-74

Tabela 8 - Coeficientes de determinação (R^2) e de regressão (b), erro padrão e valor P, obtidos por regressão linear simples das curvas de retenção resultantes dos parâmetros obtidos por modelagem inversa dos dados de infiltração para dois Argissolos em comparação com os obtidos em laboratório

Curva de Retenção $\theta(h)$ Argissolo Hydrus-2D				
Local	R^2	b	<i>Erro padrão</i>	<i>valor-P</i>
S1	0,968	1,031	0,014	3,314E-44
S2	0,958	0,898	0,018	1,8E-02
S3	0,972	1,092	0,010	1,137E-51
Local	R^2	b	<i>Erro padrão</i>	<i>valor-P</i>
S4	0,971	0,947	0,010	1,893E-49
S5	0,971	0,987	0,010	9,251E-49
S6	0,974	1,025	0,006	1,541E-59

Para as curvas de retenção de água no solo $\theta(h)$, os coeficientes de determinação R^2 para todos os testes realizados nos Latossolos foram superiores a 0,96, e para os Argissolos variaram de 0,958 a 0,974. Estes altos coeficientes de determinação, obtidos pela regressão dos valores estimados versus os determinados no laboratório, mostram que as curvas de retenção obtidas pelo método inverso representam no mínimo 95% do comportamento da curva de retenção obtida pelo método padrão de laboratório.

Os coeficientes de regressão b variaram de 0,997 a 1,09 para os testes realizados no Latossolo e de 0,898 a 1,092 nos Argissolos podendo - se afirmar que, na maioria dos Latossolos estudados, os resultados obtidos pela modelagem inversa são ligeiramente maiores que os obtidos pelo método de laboratório. Já, no caso dos Argissolos, há tanto uma pequena subestimativa quanto superestimativa. Os valores de erro padrão para todos os solos estudados sempre abaixo de 0,0205 assim como valor de P mostram significância estatística da regressão.

4 CONCLUSÕES

As curvas de retenção de água no solo $\theta(h)$, estimadas pela modelagem inversa para os quatro solos, mostraram um bom ajuste com as determinadas pelo método padrão de laboratório a câmara de pressão de Richards como mostraram os índices estatísticos e a análise de regressão.

Não foi possível a estimativa adequada das curvas de condutividade hidráulica não saturada pela modelagem inversa para os quatro solos estudados em razão da subestimativa da condutividade hidráulica saturada K_s , o que pode ser sanado com a utilização deste parâmetro determinado em campo pelo infiltrômetro de tensão.

Os dados de infiltração, obtidos com o infiltrômetro de tensão, a umidade do solo no início e final do teste e a umidade do solo a 100 kPa e a 1500 kPa, podem ser utilizados para determinar a curva característica de retenção de água no solo por meio da modelagem inversa do software Hydrus-2D.

**USE OF THE INVERSE METHOD FOR DETERMINING THE
HYDRAULIC PROPERTIES OF TROPICAL SOILS IN FIELD
CONDITIONS BY MEANS OF THE TENSION INFILTRMETER
METHOD**

ABSTRACT

In recent years, authors of various countries offering approximations and the use of the inverse method have presented many publications. However, the unique environmental condition and the distinct properties of tropical soils in Brazil require extra considerations and the need of adjusting these methods for the condition of Brazilian soils. Thus, the present work was conducted with the objectives of determining the, using the inverse numeric method, the parameters of the van Genuchten model (1980) (θ_s , θ_r , α , n) of the water retention curve of the soil and the parameter (K_s) of the hydraulic conductivity curve of the soil by means of resolving an inverse problem of the HYDRUS-2D model. Considering the data of accumulated infiltration collected in the field by means of an infiltration trial employing the tension infiltrometer and comparing the hydraulic properties determined by these methods in relation to the standard laboratory method. The inverse method allowed us to efficiently determine the water retention curves of the soils studied here, not being possible to determine a trustworthy saturated hydraulic conductivity curve.

Keywords: Accumulated infiltration. Initial condition. Objective function.

REFERÊNCIAS

ARAÚJO-JUNIOR, C. F. et al. Sistema poroso e capacidade de retenção de água em latossolo submetido a diferentes manejos de plantas invasoras em uma lavoura cafeeira. **Planta Daninha**, Viçosa, v. 29, n. 3, p. 499-513, jul./set. 2011. p. 499-513.

ARYA, L. M.; FARREL, D. A.; BLAKE, G. R. A field study of soil water depletion patterns in presence of growing soybean roots. I. Determination of hydraulic properties of the soil. **Soil Science Society of America**, Madison, v. 45, n. 3, p. 1023-1030, May/June 1975.

BARBOSA, S. M. et al. Potencialidade de utilização de zeólitas na atenuação do déficit hídrico em Latossolo do cerrado. **Semina: ciências agrárias**, Londrina, v. 35, n. 4, suplemento 1, p. 2357-2368, 2014.

BOUMA, J. et al. Assessing the suitability of soils with macropores for subsurface liquid waste disposal. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v. 12, n. 3, p. 305-311, July/Sept. 1983.

CAMEIRA, M. R.; FERNANDO, R. M.; PEREIRA, L. S. Soil macropore dynamics affected by tillage and irrigation for a silty loam alluvial soil in southern Portugal. **Soil & Tillage Research**, Madison, v. 70, n. 1-2, p. 131-140, Feb. 2002.

DALBIANCO, L. **Variabilidade espacial e estimativa da condutividade hidráulica e caracterização físico-hídrica de uma microbacia hidrográfica rural**. 2009. 116 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2009.

DE VOS, J. A. et al. Identification of the hydraulic characteristics of a layered silty loam. In: VAN GENUCHTEN, M.; LEIJ, F. J. (Ed.). **Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media**. Riverside: University of California, 1999. Chap. 1, p. 783-798.

FERREIRA, M. M. Caracterização física do solo. In: Lier, Q. J. van (ed.). **Física do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2010. p.1-27.

LUCAS, J. F. R. et al. Curva de retenção de água no solo pelo método do papel-filtro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, n. 6, p. 1957-1973, nov./dez. 2011.

RAMOS, B. Z. et al. Avaliação dos atributos físico-hídricos em um Latossolo Vermelho distroférico sob diferentes sistemas de manejo-Lavras/Minas Gerais/Brasil. **Revista de Ciências Agrárias**, Lisboa, v. 36, n. 3, p. 440-446, jul. 2013.

RAMOS, T. B. et al. Estimation of soil hydraulic properties from numerical inversion of tension disk infiltrometer data. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 5, n. 2, p. 684-696, May 2006.

REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. São Paulo: Manole, 1990.

SCHWARTZ, R. C.; EVETT, S. R. Conjunctive use of tension infiltrometry and Time Domain Reflectometry for inverse estimation of soil hydraulic properties. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 2, n. 4, p. 530-538, Nov. 2003.

SILVA, A. A.; ALVIM, A. J. S.; SANTOS, M. J. Métodos de análise de solos, plantas e água. **Pedologia**, Recife, v. 10, n. 3, p. 03-24, dez. 1975.

ŠIMŮNEK, J. et al. Analysis of a field tension disc infiltrometer data by parameter estimation. **International Agrophysics**, Lublin, v. 12, n. 3, p. 167-180, Jan. 1998b.

ŠIMŮNEK, J. et al. Estimating hysteresis in the soil water retention function from modified cone penetrometer test. **Water Resources Research**, Washington, v. 35, n. 5, p. 1329–1345, Apr. 1999.

ŠIMŮNEK, J. et al. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension disc infiltrometer data. **Geoderma**, Amsterdam, v. 86, n. 1-2, p. 61-81, Oct. 1998a.

ŠIMŮNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M. T. H. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion. **Water Resource Research**, Washington, v. 32, n. 9, p. 2683-2696, Apr. 1996.

ŠIMŮNEK, J.; WENDROTH, O.; VAN GENUCHTEN, M. T. H. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from laboratory tension disc infiltrometer experiments. **Water Resource Research**, Washington, v. 35, n. 10, p. 2965-2979, Oct. 1999b.

STAKMAN, W. P. Measuring soil moisture. In: RIDDER, N. A. de et al. (Ed.). **Drainage principles and applications**. Wageningen: International Institute of Land Reclamation and Improvement, 1974. p. 221-251.

SUZUKI L. E. A. S. **Qualidade físico-hídrica de um argissolo sopastagem no sul do Brasil**. 2008. 136 p. Tese (Doutorado em Engenharia Florestal) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2008.

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

VENTRELLA, D. et al. Estimating hydraulic conductivity of a fine-textured soil. **Geoderma**, Amsterdam, v. 124, n. 3-4, p. 267-277, Feb. 2005.

WANG, D.; YATES, S. R.; ERNST, F. F. Determining soil hydraulic properties using tension infiltrometers, time domain reflectometry, and tensiometers. **Soil Science Society of America**, Madison, v. 62, n. 2, p. 318-325, Mar./Apr. 1998.

WARRICK, A. W. Model for disc infiltrometers. **Water Resource Research**, Washington, v. 28, n. 5, p. 1319-1327, May 1992.

WIND, G. P. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In: RIJTEMA, P. E.; WASSINK, H. (Ed.). **Water in the unsaturated zone**: volume 1. The Netherlands: IASH, 1968. p. 181-191.

WRAITH, J. M.; OR, D. Nonlinear parameter estimation using spreadsheet software. **Journal of Natural Resources and Life Science and Education**, Madison, v. 27, p. 13-19, 1998.

**ARTIGO 2 Aplicação do método da evaporação e do método numérico
inverso do Hydrus-2D na obtenção das curvas de retenção e
da condutividade hidráulica em solos tropicais**

JOÃO JOSÉ DA SILVA JUNIOR²
ALBERTO COLOMBO¹
BRUNO MONTOANI SILVA²
GERALDO C. DE OLIVEIRA³

**ARTIGO formatado de acordo com a NBR 6022 (ABNT, 2003),
conforme instrução do Manual de Normalização da UFLA.**

² Doutorando do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas da UFLA, (Câmpus Universitário, Caixa Postal 3037 CEP 37200-000 Lavras – MG), e-mail: jjsjunior1@posgrad.ufla.br

¹ Prof. PhD. Departamento de Engenharia Agrícola, UFLA, (Câmpus Universitário, Caixa Postal 3037 CEP 37200-000 Lavras – MG), e-mail: acolombo@deg.ufla.br.

^{2,3} Departamento de Ciência do Solo, UFLA, (Câmpus Universitário, Caixa Postal 3037 CEP 37200-000 Lavras – MG), e-mail: brunoms3@yahoo.com.br; geraldooliveira@dcs.ufla.br

RESUMO

A aplicação de novos conhecimentos envolvendo as propriedades físico-hídricas do solo permite o desenvolvimento de métodos e equipamentos ágeis para obtenção da curva de retenção e da condutividade hidráulica do solo. As metodologias empregadas atualmente são trabalhosas e demandam muito tempo. Neste trabalho foram obtidas as curvas de retenção de água no solo e de condutividade hidráulica com a utilização do método da evaporação e tensiômetros de larga faixa de funcionamento e utilizaram-se os dados obtidos no experimento de evaporação (Potencial mátrico no tempo, fluxo de água na coluna e peso final da coluna) como dados de entrada para o método numérico inverso do software Hydrus-2D, com a finalidade de obtenção das curvas de retenção e condutividade hidráulica. Foi utilizado um Latossolo Vermelho distroférico e um Argissolo, amostrados na profundidade de 20 cm. Tanto o método da evaporação quanto o método inverso foram capazes de estimar a curva de retenção de água no solo, com altos valores de R^2 e dos índices estatísticos utilizados, EAM, Índice de WILLMONT, RQEM e Índice de Eficiência E. Os métodos propostos não estimaram de forma eficiente a curva de condutividade hidráulica não saturada.

Palavras-chave: Equitensiômetro. Fluxo de água. Solo não saturado.

1 INTRODUÇÃO

O estudo das propriedades hidráulicas, segundo Martinez-Fernandez e Ceballos (2005) e Pachepsky, Guber e Jacques (2005) é importante na determinação do conteúdo de água no solo para modelagem da dinâmica do fluxo da água de superfície e subsuperfície.

A aplicação do uso das propriedades hidráulicas no meio agrônômico e ambiental recebeu atenção especial como forma de aperfeiçoar o tempo e custo para determinação e obtenção de conhecimento permitindo, dessa forma, o manejo e adequação da melhor utilização de recursos ambientais importantes como solo e água. A determinação do comportamento da água, de seu armazenamento no solo e da sua interação com o transporte e absorção de nutrientes pelas plantas são recursos que permitem melhorar o trabalho e o desenvolvimento de tecnologias para melhoria na produção vegetal.

O desconhecimento desse comportamento prejudica a previsão do fluxo de água no solo e a transpiração vegetal (SCHNEIDER; IPPISCH; ROTH, 2006). Dentre os métodos existentes, para determinação das propriedades hídricas do solo, existe o método da evaporação. O método foi proposto por Wind (1968) e, posteriormente, melhorado por Schindler, Bohne e Sauerbrey (1985) que propôs modificações no método original, medindo a massa total da amostra durante todo o experimento e o potencial mátrico em somente duas profundidades. Com isso, foi possível determinar a função de retenção de água e de condutividade hidráulica simultaneamente estabelecendo o potencial mátrico, em função da umidade do solo $[h(\theta)]$, da condutividade hidráulica em função da

umidade do solo $[K(\theta)]$ e da condutividade hidráulica, em função do potencial mátrico $K(h)$.

Submetendo um cilindro de solo saturado à perda de água constante por meio da evaporação e, ao mesmo tempo, avaliando a variação da massa de solo no cilindro, verifica-se a variação do potencial mátrico no período de avaliação em diferentes profundidades do cilindro. Os sensores utilizados para registro de valores de tensão (tensiômetros) são coletados por meio de um data logger e os dados são acessados por computador ou manualmente.

Utilizando amostras de solo indeformadas, o método da evaporação permite a determinação das propriedades físico-hídricas do solo desde a saturação até a condição de solo mais seco, além de o método ser particularmente interessante pela sua relativa simplicidade. Comparando-o com os experimentos de drenagem (“perfil instantâneo”), o método é muito menos trabalhoso e permite observações no solo mais seco, em que essas observações no solo sob drenagem livre são geralmente inviáveis Van Lier e Libardi. (1999), Hurtado, Cichota e Van Lier (2005).

O método da evaporação, no entanto, apresenta limitações pelo fato de utilizar tensiômetros. Não só o método referido, como também qualquer método que faça utilização de tensiômetros convencionais por apresentarem funcionalidade apenas em uma faixa de tensão de 0 a 100 kPa. Em função disso, novos equipamentos surgiram a fim de ampliar essa faixa de avaliação da tensão da água no solo. Um tensiômetro de polímeros foi desenvolvido Bakker et al. (2007); Van Der Ploeg et al. (2008); De Rooij et al. (2009) assim como novos estudos para

desenvolvimento de metodologias para determinação das propriedades hidráulicas do solo (DURIGON; VAN LIER, 2011). A utilização de tensiômetros, para avaliação da tensão próxima de 1000 kPa, a exemplo de equitensiômetros referido neste estudo, é possível por meio do método da evaporação.

Diante desse panorama, o presente trabalho foi realizado com o principal objetivo da determinação da curva de retenção de água no solo e da curva de condutividade hidráulica com a utilização do método da evaporação e tensiômetros de larga faixa de funcionamento; assim como a utilização dos dados obtidos no experimento de evaporação (potencial mátrico no tempo, fluxo de água na coluna e peso final da coluna) como dados de entrada para o método numérico inverso do software Hydrus-2D, com a finalidade de obtenção das curvas de retenção e condutividade hidráulica e comparação destas com as curvas obtidas pelo método padrão de laboratório.

2 MATERIAL E MÉTODOS

O experimento foi realizado no laboratório de Física e Conservação da Água e do Solo da Universidade Federal de Lavras. Para tal foram coletadas três amostras de solo com estrutura preservada em um solo classificado como Latossolo Vermelho distroférico e três amostras com estrutura preservada em um Argissolo na profundidade de 20 cm. Para a coleta dessas amostras de solo indeformadas utilizou-se um cilindro de PVC de alta resistência com dimensões de 16 cm de altura, 15 cm de diâmetro e 10 mm de espessura. Foram coletadas, também, três amostras de solo indeformadas com amostrador do tipo Uhland para a determinação da condutividade hidráulica saturada e posterior obtenção da curva de condutividade hidráulica não saturada pelo modelo de Mualem-Genuchten. O material coletado foi saturado lentamente com a água considerando a base. O procedimento de saturação foi realizado com muito cuidado para eliminar qualquer possibilidade de entrada de ar no sistema. Após abertura dos orifícios circulares no tubo, os equitensiômetros foram inseridos horizontalmente nas profundidades de 4 e 12 cm. A altura de inserção dos tensiômetros seguiu um padrão que permitisse distanciar os tensiômetros um do outro igualmente em relação à altura total do cilindro. Os orifícios dos cilindros com os tensiômetros já inseridos foram preenchidos com pasta silicone para evitar a perda de água da amostra.

Os equitensiômetros utilizados são do fabricante Delta-T Devices, Inglaterra, com capacidade de leitura de 0 a 1000 kPa. Este tipo de tensiômetro possui um sensor de umidade que apresenta como princípio

de funcionamento, a reflectometria no domínio do tempo, que é incorporado a um material poroso com uma relação conhecida, estável entre umidade volumétrica e potencial mátrico.

A base do cilindro foi vedada com tecido que permitia a entrada de água para saturação e que viabilizasse a perda por evaporação somente pela parte superior. Após o preparo e condicionamento da amostra com os tensiômetros, o conjunto foi dependurado em uma célula de carga com resolução de 50 g. Os equitensiômetros foram conectados a um coletor automático para registro dos dados ao longo do tempo de evaporação do experimento. O experimento foi conduzido em local do laboratório com pouca variação de umidade e temperatura ambiente. Por fim, o software para registro de dados foi iniciado, para que os dados de tensão e dos sensores de massa da amostra fossem coletados. Em intervalos de 50 minutos foram feitas as tomadas de potencial mátrico nas posições de instalação dos equitensiômetros, assim como da variação de massa.

Os dados de variação de massa com o tempo foram ajustados a uma função Gama o que permitiu a determinação da massa para intervalos de tempo menores que 50 minutos (Figura 1).

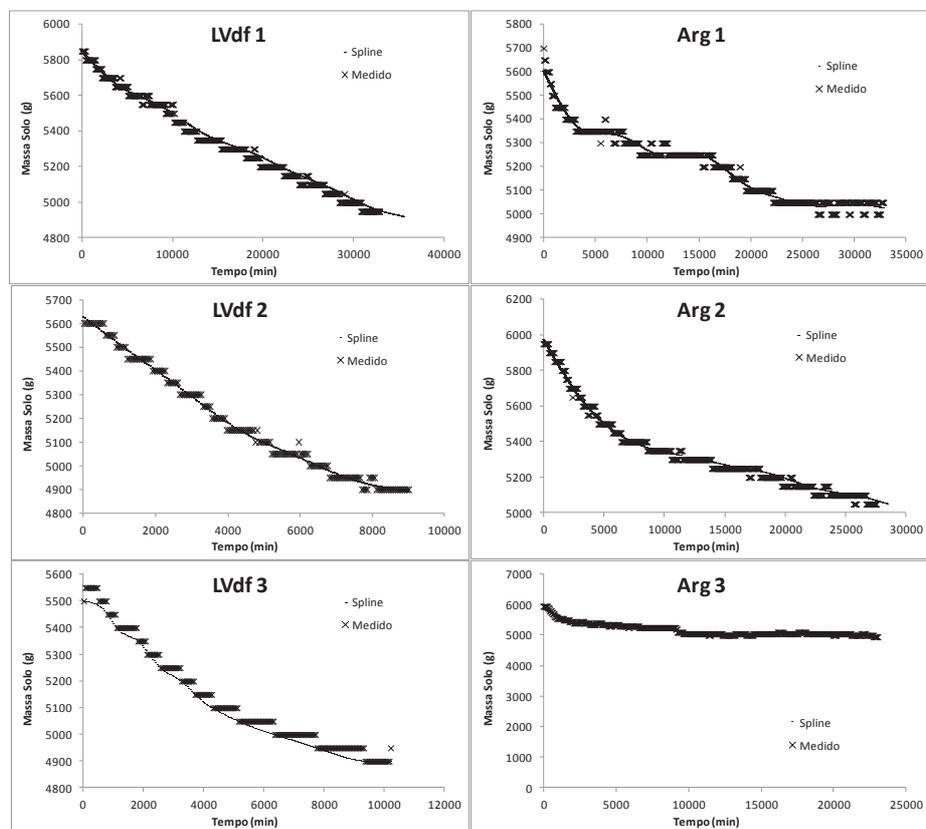


Figura 1 - Variação de massa do solo com o tempo de medida estimada pela função Gama

A massa total de água inicialmente na amostra foi calculada utilizando a seguinte equação:

$$M(t_0) = (W_w - W_d) + \left[(W(t_0) - W(t_{final})) \right] \quad (1)$$

Em que o primeiro termo $(W_w - W_d)$ representa o conteúdo de água remanescente da amostra ao final do experimento de evaporação e o

segundo termo $[(W(t_0) - W(t_{final}))]$ representa a água removida da amostra durante o experimento de evaporação. A massa de água remanescente na amostra a cada instante medido, $M(t)$, foi determinado utilizando:

$$M(t) = M(t_0) - \Delta M = M(t_0) - [W_{t_0} - W(t)] \quad (2)$$

Dessa maneira, então, pode ser convertida em conteúdo volumétrico de água total por:

$$\theta(t) = \frac{M(t)}{\rho_w V_t} \quad (3)$$

E o armazenamento total de água, S (cm), foi calculado por:

$$S(t) = \theta(t) \cdot L = \frac{M(t)}{\rho_w \cdot A} \quad (4)$$

Em que ρ_w = densidade da água (g cm^{-3}); V_t = total em massa de solo (g), que é o volume do núcleo menos o volume dos furos do espaço ocupado pelos equitensiômetros. A = área da secção transversal cilindro da amostra e L = altura do cilindro.

A curva de retenção de água no solo foi ajustada a um modelo matemático da curva de retenção que, neste trabalho, utilizou-se a equação descrita por Van Genuchten (1980):

$$\frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{(1 + |\alpha h|^\eta)^{1-1/\eta}} \quad (5)$$

Em que θ_s , θ_r , = teores de água saturada e residual, respectivamente, ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) e α (cm^{-1}) e n são parâmetros empíricos da equação. Por meio de um procedimento iterativo, são encontrados os valores dos parâmetros da equação que melhor coincidem com as observações experimentais (WENDROTH; WYPLER, 2006; DURIGON; VAN LIER, 2011).

Para obtenção dos parâmetros da curva de retenção, utilizou-se a rotina solver do software Excel, para tanto inicialmente, atribuem-se valores arbitrários aos parâmetros, θ_s , θ_r , α e n e calcula-se o armazenamento de água para cada tempo, obtendo-se assim o $S(t)_{\text{calc}}$ (armazenamento calculado) e por meio do processo de minimização do quadrado dos desvios entre o armazenamento calculado $S(t)_{\text{calc}}$ e o armazenamento observado $S(t)_{\text{obs}}$, com o utilização da rotina solver do Excel, obtiveram-se os parâmetros da curva de retenção.

De posse dos valores dos parâmetros da curva de retenção de água no solo θ_s , θ_r , α e n e obtidos pelo método da evaporação estendido e pelo método padrão de laboratório e dos valores de condutividade hidráulica saturada, obtidos no laboratório, determinou-se a curva de condutividade hidráulica não saturada segundo a seguinte equação:

$$K(h) = K_s \frac{[(1 + |\alpha h|^\eta)^{1-1/\eta} - |\alpha h|^{\eta-1}]^2}{(1 + |\alpha h|^\eta)^{(1-1/\eta)(l)}} \quad (6)$$

A curva de condutividade hidráulica não saturada calculada pela inversão da equação de Darcy é dada por:

$$K_i(h_i) = -\frac{q_i}{\frac{\Delta h_i}{\Delta z} + 1} \quad (7)$$

Em que h_i = pressão média (cm.c.a) entre o intervalo de tempo i e $i-1$ para as duas profundidades, K_i = condutividade hidráulica correspondente a h_i (cm min⁻¹), Δh_i é a diferença média entre as leituras dos equitensiômetros (cm.c.a) e $\Delta Z = Z_2 - Z_1$ é a distância entre os equitensiômetros (cm), h_i e dado por $h_i = 0,25 \cdot (h_1^{i-1} + h_2^{i-1} + h_1^i + h_2^i)$, e Δh_i é dado por $\Delta h_i = 0.5 \cdot ((h_2^{i-1} - h_1^{i-1}) + (h_2^i - h_1^i))$, sendo o subscrito a posição espacial e o sobrescrito o intervalo de tempo.

O fluxo de água entre dois intervalos de tempo t_{i-1} e t_i por meio de um plano, que está localizado exatamente no centro entre os dois níveis de medida do tensiômetro, é assumido como sendo igual $q_i = Z_m \cdot \Delta\theta_i / \Delta t_i$ sendo $\Delta\theta_i = \bar{\theta}_i - \bar{\theta}_{i-1}$ a alteração média do umidade volumétrica entre as leituras, causada pela perda de evaporação pela superfície, $\Delta t_i = t_i - t_{i-1}$ o incremento de tempo entre duas leituras, Z_m (cm) é a distância com base na parte inferior da coluna em relação ao plano entre os dois tensiômetros (SCHINDLER; IPPISCH; ROTH, 2006).

Os valores condutividade hidráulica, obtidos pelo método da evaporação, foram transformados em logaritmo e por meio do gráfico de Log(K) versus θ foi linearizada obtendo os modelos exponenciais para a relação $K(\theta)$ segundo Reichardt e Timm (2004).

2.1 Método da evaporação e o método inverso

A utilização do método inverso com dados de potencial mátrico no tempo, fluxo de água na coluna e peso final da coluna, obtidos pelo método da evaporação, requer a solução numérica da equação que governa o movimento da água no solo que é dada, pela seguinte forma modificada da equação de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} + K \right) \quad (8)$$

Sendo θ a umidade volumétrica no solo ($L^3 L^{-3}$), h = potencial mátrico da água no solo (L), K = condutividade hidráulica ($L T^{-1}$), z = coordenada vertical (L) (positiva no sentido ascendente; é t = tempo (T). No caso do método da Evaporação, para se resolver numericamente a equação de Richards, devem-se levar em consideração as seguintes condições iniciais e de contorno Šimůnek et al. (1998):

$$h(z, 0) = h_i(z) \quad (9)$$

$$-K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) = q_{evap} (L, t) \quad (10)$$

$$q(0, t) = -K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) = 0 \quad (11)$$

Em que h_i = potencial mátrico (L), q_{evap} = taxa de evaporação variável no tempo que ocorre na superfície da coluna de solo (L T⁻¹), e L = coordenada da superfície do solo.

O método inverso exige a parametrização das propriedades hidráulicas do solo não saturado. Neste estudo, foram utilizadas a equação de Van Genuchten (1980) para descrever a curva de retenção de água no solo $\theta(h)$ e a equação de Mualem-Genuchten para descrever a curva de condutividade hidráulica não saturada $K(h)$ que são dadas pelas seguintes equações.

$$S_e(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{(1 + |\alpha h|^\eta)^{1-1/\eta}} \quad h > 0 \quad (12)$$

$$\theta(h) = \theta_s \quad h \geq 0$$

$$K(h) = K_s \frac{[(1 + |\alpha h|^\eta)^{1-1/\eta} - |\alpha h|^{\eta-1}]^2}{(1 + |\alpha h|^\eta)^{(1-1/\eta)l}} \quad (13)$$

$$K(h) = K_s \quad h \geq 0$$

Em que S_e = saturação efetiva (cm³ cm⁻³), θ_s e θ_r são, respectivamente, os teores de água saturado e residual (cm³ cm⁻³), h = potencial mátrico (cm de água), $K(h)$ = condutividade hidráulica no solo não saturado (cm dia⁻¹), K_s = condutividade hidráulica do solo saturado (cm dia⁻¹) e α (cm⁻¹), η e l são parâmetros de ajuste que definem a forma das curvas.

A função objetivo, na sua forma simplificada (ŠIMŮNEK; VAN GENUCHTEN, 1996), ou seja, sem informação a priori, que exista sobre o ajuste dos parâmetros antes de ser equacionado o problema inverso e admitindo que os erros não estejam correlacionados, ou seja, a amostragem é bem feita tornando as sucessivas medições independentes [$\text{cov}(\varepsilon_i, \varepsilon_i) = 0$], é dada pela seguinte equação, que soluciona o problema inverso e permite estimar os parâmetros hidráulicos do solo:

$$\phi(\beta) = \sum_{i=1}^n W_i [q_i^* - q_i(\beta)]^2 \quad (14)$$

Em que W_j e $W_i = \left(\frac{1}{n} \sigma_{\varepsilon_i}^2\right)$ são os pesos de um determinado ponto medido no conjunto de todas as observações n respectivamente, $q^* = \{q^*_1, q^*_2, \dots, q^*_n\}$ é o vetor das observações realizadas (potencial mátrico h , umidade volumétrica θ e/ou a infiltração acumulada Q) e $q(\beta) = \{q_1, q_2, \dots, q_n\}$ é o correspondente vetor com as previsões do modelo após a otimização dos parâmetros desconhecidos.

A Função objetivo dada pela equação 14, no caso deste trabalho, foi elaborada com as seguintes medições: potencial mátrico nas duas posições e diferentes tempos e valor médio do conteúdo de água no fim do experimento, assumindo, então, a seguinte forma:

$$\Phi(\beta, q_m) = \sum_{j=1}^m \left(W_j \sum_{i=1}^{n_j} W_i \left(q_j^*(t_1) - q_j(t_1, \beta) \right)^2 \right) \quad (15)$$

A minimização das diferenças, apesar de se tratar da otimização de uma função não linear, poderá, assim, ser resolvida pelo método dos

mínimos quadrados ponderados. A resolução de $\Phi(\beta)$ consiste num processo iterativo em que se faz necessário minimizar o somatório do quadrado dos erros.

A minimização da função objetivo é resolvida recorrendo ao método de otimização de funções não lineares de Levenberg-Marquardt com utilização do software HYDRUS-2D (ŠIMŮNEK; WENDROTH; VAN GENUCHTEN, 1999).

A comparação das curvas $\theta(h)$ e $K(h)$, obtidas pelo método da evaporação e pelo método numérico inverso do software Hydrus-2D, comparado com o método padrão de laboratório foi feita recorrendo à análise de regressão linear simples do tipo $y=bx$, correspondendo o x aos valores do método da evaporação e método inverso e o y aos valores obtidos com o método padrão de laboratório e aos coeficientes de determinação (R^2) e de regressão (b), valor de $p(0,005)$ e desvio padrão da regressão.

Utilizaram-se, também, diferentes critérios estatísticos para a comparação das curvas $\theta(h)$ e $K(h)$ obtidas pelos métodos da evaporação pelo método inverso do software Hydrus-2D e pelo método padrão de laboratório, ou seja índice de concordância de Willmott (d); erro absoluto médio (EAM); raiz quadrada do erro médio normalizado (RQEM) e índice de eficiência (E), dados pelas Equações (16) a (19).

$$d = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}| + |i + \bar{O}|)^2} \right] \quad (16)$$

$$EAM = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |(O_i - P_i)| \right] \quad (17)$$

$$RQEM = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2 \right]^{0.5} \cdot \left(\frac{100}{\bar{O}} \right) \quad (18)$$

$$E = \left[\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{n} \right] / \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 \quad (19)$$

Sendo P_i = dados obtidos nos ensaios experimentais;

O_i = dados simulados pelo modelo Hydrus-2D;

n = número de observações; e

\bar{O} = média dos valores simulados.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nas Tabelas 1 e 2 estão apresentados os parâmetros: Erro absoluto médio; Raiz quadrada do erro médio; Índice de Eficiência e Índice d de Willmont utilizados para comparação das curvas de retenção de água no solo obtidas pelos métodos da evaporação e pelo método inverso do software Hydrus-2D em relação ao método padrão de laboratório, para as três repetições no Latossolo Vermelho distroférico e no Argissolo.

Tabela 1 - Índices de desempenho para curva de retenção determinada em laboratório comparada a estimada pelo método inverso do Hydrus-2D e pelo método da Evaporação estendido para os Latossolos

Índices	LVdf Hydrus			LVdf Evaporação		
	LVdf1	LVdf2	LVdf3	LVdf1	LVdf2	LVdf3
EAM	0,038	0,123	0,061	0,037	0,015	0,015
RQEM	0,195	0,351	0,246	0,191	0,124	0,122
Ef	0,599	-0,297	0,361	0,615	0,838	0,845
d	0,771	0,454	0,652	0,816	0,925	0,926

Sendo LVdf1 a LVdf3 as repetições realizadas para o Latossolo Vermelho distroférico em cada método.

Tabela 2 - Índices de desempenho para curva de retenção determinada em Laboratório comparada a estimada pelo método inverso do software Hydrus-2D e pelo método da Evaporação estendido para os Argissolos

Índices	Argissolo Hydrus			Argissolo Evaporação		
	Arg1	Arg2	Arg3	Arg1	Arg2	Arg3
EAM	0,066	0,061	0,033	0,063	0,060	0,092
RQEM	0,257	0,246	0,181	0,251	0,245	0,303
Ef	0,280	0,336	0,642	0,295	0,326	-0,026
d	0,702	0,624	0,822	0,739	0,747	0,623

Sendo Arg1 a Arg3 as repetições realizadas para o Argissolo em cada método.

Os valores de MAE obtidos pelas curvas de retenção de água no solo ajustadas pelo método inverso do Hydrus variaram de 0,195 a 0,351 para o LVdf1 a LVdf3, os valores deste mesmo parâmetro a curva de retenção obtida pelo método da Evaporação estendido variaram de 0,015 a 0,037. Para o Argissolo os valores de EAM obtidos pelo método inverso do Hydrus variaram de 0,033 a 0,066 para o Arg1 a Arg3 e de 0,06 a 0,092 para a curva de retenção obtida pelo método da evaporação. O índices estatísticos RQEM obtidos pelas curvas de retenção de água no solo ajustadas pelo método inverso do Hydrus variaram de 0,195 a 0,351, para o LVdf1 a LVdf3 e de 0,191 a 0,124 pelo método da evaporação para o LVdf1 a LVdf3. No Argissolo o RQEM variou de 0,181 a 0,257 para o método inverso do Hydrus e de 0,245 a 0,303 para o método da evaporação. Os valores do Erro absoluto médio (EAM) e da Raiz quadrada do erro médio (RQEM) mostram que as curvas de retenção ajustadas pelo método da evaporação e pelo método inverso para o Latossolo Vermelho distroférico e para o Argissolo possuem boa precisão na estimativa uma vez que quanto menor o valor destes índices maior a precisão da estimativa das curvas de retenção de água no solo.

Os valores do índice de Eficiência (E) obtidos pelas curvas de retenção de água no solo ajustadas pelo método inverso do Hydrus para o LVdf1 e LVdf3 foram de 0,599 e 0,361 e para o LVdf2 de -0,297. Já, os índices de eficiência obtidos pelo método da evaporação variaram de 0,615 a 0,845. O índice d de Willmont obtidos pelo método inverso do Hydrus variou de 0,454 a 0,771 no LVdf1 ao LVdf3. No método da evaporação o índice d de Willmont variou de 0,816 a 0,926. A repetição LVdf2 obteve um índice E negativo e um baixo valor de índice d de

Willmont, mostrando uma baixa correspondência entre a curva de retenção estimada pelo método inverso, em relação à obtida pelo método padrão de laboratório. O índice de Eficiência E e o índice d de Willmont obtidos pelo método inverso do Hydrus para o Argissolo variou de 0,280 a 0,642 e de 0,702 a 0,822. O método da Evaporação obteve valores de E e d de Willmont variando de -0,026 a 0,326 e 0,623 a 0,739, sendo os menores valores obtidos pela repetição Arg3 com valores de E e d de Willmont de -0,026 e 0,623, respectivamente. O índice de concordância (d) fornece o grau de exatidão entre as variáveis envolvidas, uma vez que está relacionada à diferença entre os valores estimados em relação aos valores observados, sendo seu campo de variação de 0 (zero) (nenhuma concordância) a 1 concordância perfeita (WILLMONT, 1981).

O método da evaporação mostrou melhor desempenho quando comparado ao método inverso tanto para o Argissolo quanto para o Latossolo uma vez que os valores do índice de concordância d de Willmont foram maiores o que sinaliza para o bom desempenho dos modelos. Verifica-se que a repetição Arg3 do Argissolo no método da Evaporação e a LVdf2 no método inverso obtiveram os menores valores dos índices E e d de Willmont.

Nas tabelas 3 e 4 são apresentados os valores dos coeficientes de determinação (R^2) coeficientes da regressão (b), erro padrão e valor P(0,05) da análise de variância para a regressão linear simples das curvas de retenção de água no solo obtidas pelo método da evaporação e pelo método inverso do Software Hydrus-2D versus a curva obtida pelo método padrão de laboratório para o Latossolo e Argissolo respectivamente.

Tabela 3 - Coeficientes de determinação (R^2) de regressão (b), erro padrão e valor P(0,05), obtidos por regressão linear simples das curvas de retenção resultantes dos parâmetros obtidos por modelagem inversa e pelo método da evaporação em relação aos obtidos em laboratório para o Latossolo

Curva de Retenção $\theta(h)$								
Local	LVdf Hydrus				LVdf Evaporação			
	R^2	b	<i>Erro padrão</i>	<i>valor-P</i>	R^2	b	<i>Erro padrão</i>	<i>valor-P</i>
1	0,970	1,061	0,012	1,38E-47	0,972	0,931	0,007	2,22E-53
2	0,964	0,896	0,015	1,77E-40	0,974	1,001	0,005	2,24E-60
3	0,964	0,803	0,014	1,62E-40	0,974	0,988	0,005	1,27E-62

Os coeficientes angulares para a regressão dos dados de umidade, obtidos com o método inverso do Hydrus-2D, comparado aos obtidos em laboratório variaram de 0,803 a 1,061, já para o método da evaporação estes variaram de 0,931 a 1,01 para o Latossolo Vermelho distroférico. As curvas obtidas pelo método inverso nas repetições LVdf 2 e LVdf3 subestimam a umidade real, assim como as curvas obtidas pelo método da evaporação nas repetições LVdf 1 e LVdf3 e para o método da evaporação esta subestimativa é menor. As repetições LVdf1 do método inverso e LVdf2 do método da evaporação superestimam ligeiramente a curva de retenção de água no solo. Os valores do erro padrão variaram de 0,012 a 0,015 para os a regressão obtida com a curva de retenção estimada pelo método inverso em relação à curva de laboratório e de 0,005 a 0,007 para a curva de retenção obtida com o método da evaporação no Latossolo Vermelho distroférico.

Os valores de coeficiente de determinação R^2 no Latossolo Vermelho distroférico variaram de 0,964 a 0,970 para o método inverso do Hydrus e de 0,972 a 0,974 para o método da Evaporação.

Tabela 4 - Coeficientes de determinação (R^2) de regressão (b), erro padrão e valor P (0,05), obtidos por regressão linear simples das curvas de retenção resultantes dos parâmetros obtidos por modelagem inversa e pelo método da evaporação comparados aos obtidos em laboratório para o Argissolo

Curva de Retenção $\theta(h)$									
Argissolo Hydrus					Argissolo Evaporação				
	R^2	b	<i>Erro padrão</i>	<i>valor-P</i>		R^2	b	<i>Erro padrão</i>	<i>valor-P</i>
S1	0,957	0,847	0,018	1,54E-36	S4	0,897	1,157	0,053	8,14E-24
S2	0,952	0,885	0,022	1,77E-40	S5	0,932	1,028	0,034	5,87E-29
S3	0,962	0,953	0,017	1,14E-39	S6	0,928	1,030	0,036	3,64E-28

Para o Argissolo, os coeficientes angulares da regressão dos dados de umidade obtidos com o método inverso comparados à umidade determinada em laboratório variaram de 0,847 a 0,953, já para o método da evaporação estes variaram de 1,028 a 1,15. As curvas obtidas pelo método inverso nas repetições Arg1 a Arg3 subestimam a umidade real, as curvas de retenção obtidas pelo método da evaporação nas repetições Arg1 a Arg3, superestimam a umidade determinada pelo método padrão.

No Argissolo, os valores de Erro padrão variaram de 0,017 a 0,022 para o método inverso e de 0,034 a 0,053 para o método da evaporação.

Os coeficientes de determinação R^2 nos Argissolos estimados pelo método inverso do Hydrus foram de 0,952 a 0,962 e de 0,897 a 0,932 para o método da evaporação. Mesmo havendo subestimativa para o Latossolo

e superestimativa para o Argissolo, as curvas de retenção de água no solo estimadas pelo método inverso e pelo método da evaporação representam de forma adequada as curvas determinadas no laboratório. Demonstrando, dessa forma, a significância para todas as curvas ajustadas e em todos os casos valores obtidos de P são significativos a 5%.

Na Figura 2 estão apresentadas as curvas de retenção de água no solo $\theta(h)$ ajustadas pelos métodos da evaporação e método inverso do Software Hydrus-2D em relação à curva de retenção determinada no laboratório pelo método padrão. Observa-se que as curvas estimadas resultaram numa boa concordância com as curvas determinadas para o Argissolo e Latossolo no método da evaporação e para o método inverso do Hydrus-2D este ajuste é menos representativo.

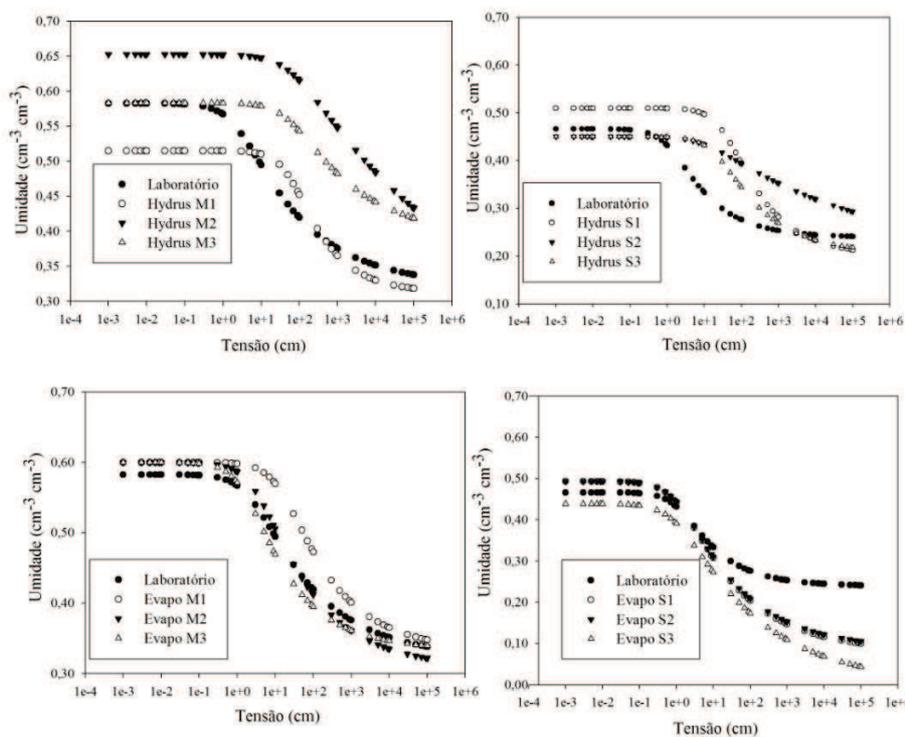


Figura 2 - Curvas de retenção obtidas pelo método inverso do software Hydrus e pelo método da Evaporação comparado à obtida pelo método padrão de Laboratório em que Laboratório (curva retenção determinada em laboratório para o Latossolo e Argissolo) Hydrus M (curva estimada pelo método inverso do Hydrus-2D para o Latossolo sob mata) Hydrus S (curva estimada pelo método inverso do Hydrus-2D para o Argissolo)

Verifica-se que os dados obtidos pelo método da evaporação, tanto para o Latossolo quanto para o Argissolo, apresentam melhor concordância com os dados medidos em laboratório pelo método padrão. A determinação com o método inverso o Argissolo obteve um melhor

desempenho que o Latossolo Vermelho distroférico como corroborado pelos índices estatísticos utilizados e já discutidos anteriormente.

A umidade volumétrica estimada ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), pelo método da evaporação para o Latossolo Vermelho distroférico nos pontos LVdf1, foi subestimada em comparação ao método de laboratório, em toda a faixa de umidade estimada avaliada, como indica a posição da reta ajustada entre os valores estimados e os valores determinados com os parâmetros da curva de retenção obtidas pelo método padrão, os dados ficaram abaixo da reta 1:1 (Figura 3).

A umidade volumétrica estimada pelo método da evaporação para o Argissolo nos pontos Arg3 foi superestimada em comparação às umidades no laboratório, em toda a faixa de umidade volumétrica avaliada, como indica a posição da reta ajustada entre os valores observados e os valores obtidos, sempre acima da reta 1:1 (Figura 3).

Observa-se que, para as repetições do Latossolo Vermelho distroférico LVdf2 e LVdf3, assim como para as repetições do Argissolo Arg1 e Arg2 as umidades volumétricas estimadas obtidas pelo método da evaporação estão muito próximas às obtidas em laboratório coincidentes com a reta 1:1.

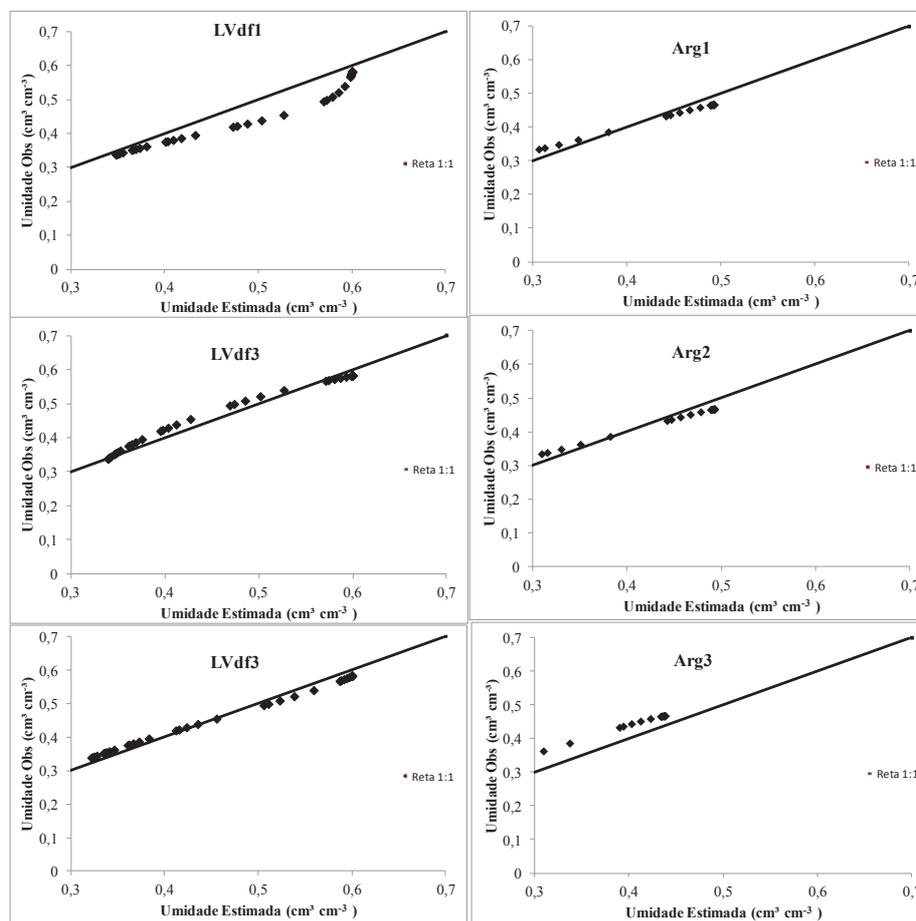


Figura 3 - Relação entre a umidade estimada ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) da curva de retenção obtidas pelos métodos da evaporação e de laboratório

Na Tabela 5 estão apresentados os parâmetros das curvas de retenção de água no solo estimados pelo método da evaporação e determinadas em laboratório.

Tabela 5 - Parâmetros da curva de retenção de água no solo ajustados pelo método da Evaporação estendido e os determinados no laboratório pelo método padrão

Parâmetro	Laboratório	Argissolo 1	Argissolo 2	Argissolo 3
$\alpha(\text{cm}^{-1})$	0.783	0.895	0.895	1.000
n	1.526	1.267	1.267	1.202
$\theta_r (\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3})$	0.200	0.080	0.086	0.000
$\theta_s (\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3})$	0.447	0.493	0.493	0.439
m	0.345	0.211	0.211	0.168
$K_s (\text{cm min}^{-1})$		1.137		
	Laboratório	LVdf 1	LVdf 2	LVdf 3
$\alpha(\text{cm}^{-1})$	0.435	0.648	0.315	0.048
n	1.259	1.352	1.300	1.318
$\theta_r (\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3})$	0.322	0.334	0.309	0.332
$\theta_s (\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3})$	0.583	0.600	0.600	0.600
m	0.206	0.260	0.231	0.241
$K_s (\text{cm min}^{-1})$		0.330		

Pode - se observar que para os Argissolos o parâmetro α variou de 0,895 a 1, para o Latossolo vermelho distroférico; a variação deste parâmetro foi de 0,048 a 0,648. O parâmetro α é o inverso da sucção mátrico da entrada de ar, à medida que este aumenta a curva de retenção é deslocada para a direita, Van Genuchten (1980).

Os valores de n estimados pelo método da evaporação para o Argissolo variaram de 1,202 a 1,267 e para o Latossolo vermelho distroférico, a variação foi de 1,30 a 1,352. O parâmetro n representa o índice de distribuição de poros e o aumento deste provoca uma rotação da curva no sentido horário.

O valor do parâmetro m variou para o Argissolo de 0,168 a 0,211 e para o Latossolo de 0,231 a 0,260 e o aumento deste parâmetro

provocou um aumento na inclinação da curva. Os parâmetros da curva de retenção de água no solo estimado pelo método da vaporização ficaram em concordância com os valores dos parâmetros obtidos por Lucas et al. (2011) que avaliaram diferentes métodos para determinação da curva de retenção de água em um LVdf. Os autores obtiveram os seguintes valores para os parâmetros: $\theta_r = 0,01778 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\theta_s = 0,63684 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\alpha = 0,44276$; $m = 0,08319$; e $n = 1,09074$. Silva Junior et al. (2013), utilizando o método numérico inverso para a determinação da condutividade hidráulica saturada, obtiveram para um LVdf os seguintes parâmetros de ajuste da equação de VG-Mualem; $\theta_r = 0,300 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\theta_s = 0,542 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\alpha = 1,653 \text{ (cm}^{-1}\text{)}$; $m = 0,2217$; e $n = 1,2048$. Os valores, para os parâmetros da curva de retenção, obtidos neste estudo, estão dentro da faixa de valores obtidos pelos autores anteriormente citados.

Os parâmetros da curva de retenção obtidos para o Argissolo, também, estão de acordo com os encontrados por Soares et al. (2014) utilizando FPTs (funções de pedotransferência) para as diferentes classes de solos do Estado do Rio Grande do Sul; os autores obtiveram para as classes texturais, franco argiloso e argilo arenoso, nas quais se enquadram o Argissolo aqui estudado, os seguintes valores máximos e mínimos dos parâmetros da curva de retenção para os solos argilo arenoso $\theta_r = 0,32$ a $0,04 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\theta_s = 0,6798$ a $0,2582 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\alpha = 1,1301$ a $0,0354$; $m = 0,1538$ a $0,2738$; e $n = 1,1818$ a $1,3772$. Já para os solos franco argilosos os valores obtidos foram $\theta_r = 0,49$ a $0,04 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\theta_s = 0,7099$ a $0,2986 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $\alpha = 0,1834$ a $0,0454$; $m = 0,2585$ a $0,2582$; e $n = 1,3487$ a $1,3481$.

Pela Figura 4 podem ser conferidas as curvas de condutividade hidráulica não saturada $K(h)$ ajustadas pelo método de Evaporação e pelo método inverso do Hydrus-2D e as obtidas no laboratório.

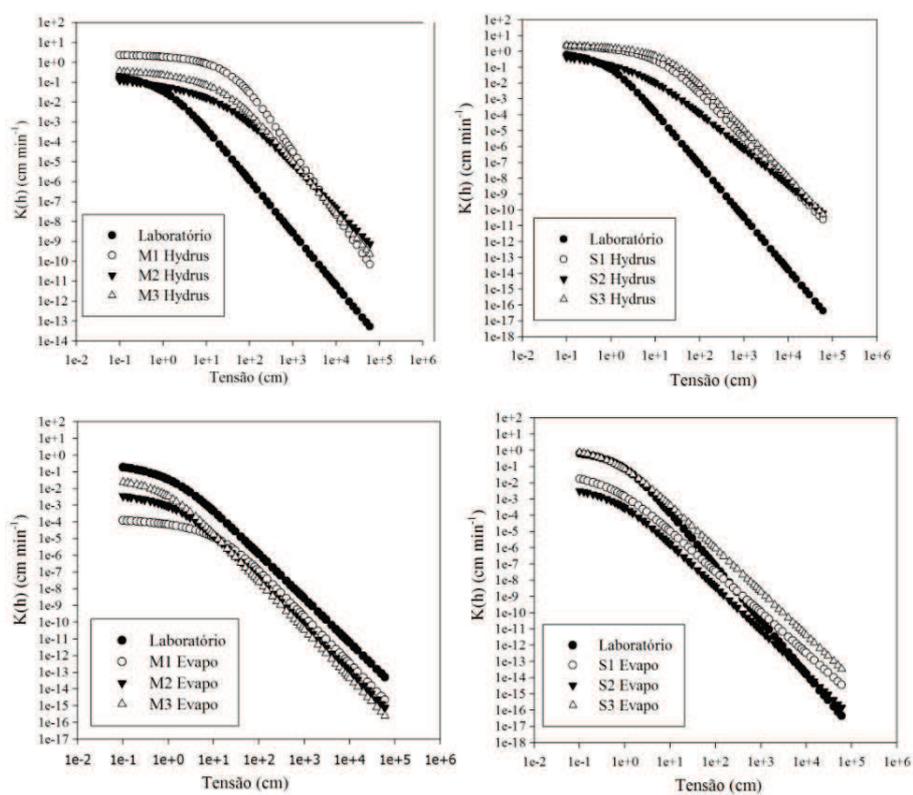


Figura 4 - Curva de condutividade hidráulica não saturada estimada pelo método inverso do software Hydrus e pelo método da Evaporação comparado à determinada em Laboratório, em que Laboratório (curva retenção determinada em laboratório para o Latossolo e Argissolo) Hydrus M (curva estimada pelo método inverso do Hydrus-2D para o Latossolo sob mata) Hydrus S (curva estimada pelo método inverso do Hydrus-2D para o Argissolo)

Observa-se que as curvas obtidas resultaram numa baixa concordância entre determinado em laboratório e as metodologias aqui propostas. O melhor ajuste se deu para o método da evaporação tanto para o Latossolo Vermelho distroférico, quanto para o Argissolo como explicitado pelos índices estatísticos discutidos posteriormente. (KOOL; PARKER; VAN GENUCHTE, 1985; VAN DAM; STRICKER; DROOGER, 1992; VAN DAM; STRICKER; DROOGER, 1994; WILDENSCHILD; HOPMANS; ŠIMUNEK, 2000; HOLLENBECK; JENSEN, 1998), utilizando o método inverso com experimentos de vazão de saída acumulada, obtiveram um baixo desempenho de condutividade hidráulica, na região perto da saturação. Estes autores atribuíram a falta de confiança desta à alta correlação entre os parâmetros e sua baixa sensibilidade. Na Tabela 6, observa-se que tanto para o Latossolo Vermelho distroférico quanto para o Argissolo, os intervalos de confiança para a condutividade hidráulica saturada são muito amplos, assim a possibilidade de existência de mais de uma solução para o valor de K_s é alta, ou seja, não existe um valor único como solução para este parâmetro.

Tabela 6 - Parâmetros do modelo M-vG (Mualem-Genuchten) obtidos considerando o ajuste dos dados resultantes dos métodos laboratoriais, e obtidos por modelagem inversa, com o programa HYDRUS-2D

Solo	Parâmetro	Laboratório	LVdf1			LVdf2			LVdf3		
			Mod	I.C	D.P	Mod	I.C	D.P	Mod	I.C	D.P
LVdf	θ_r ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0,289	0,312	0,296 - 0,329	0,008	0,242	0,158 - 0,326	0,043	0,388	0,323 - 0,453	0,033
	θ_s ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0,509	0,515	0,503 - 0,527	0,006	0,653	0,561 - 0,744	0,047	0,583	0,529 - 0,637	0,027
	α (cm^{-1})	0,673	0,017	0,006 - 0,03	0,006	0,017	-0,006 - 0,041	0,012	0,019	-0,013 - 0,051	0,016
	n	1,17	1475,00	1,351 - 1,599	0,063	1,1	1,057 - 1,148	0,023	1,25	1,115 - 1,379	0,0672
	Ks (cm min^{-1})	0,61	2,55	-0,731 - 5,824	1668,00	0,536	-0,951 - 2,023	0,755	0,567	-1,451 - 2,586	1026,00
R ²			0,91258			0,88502			0,87667		
			Arg1			Arg2			Arg3		
Argissolo	θ_r ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0,32	0,205	0,194 - 0,217	0,005	0,2	0,088 - 0,311	0,056	0,2	0,163 - 0,237	0,018
	θ_s ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0,58	0,45	0,429 - 0,470	0,01	0,451	0,343 - 0,558	0,055	0,51	0,407 - 0,612	0,052
	α (cm^{-1})	0,44	0,045	0,037 - 0,054	0,004	0,104	-0,075 - 0,283	0,091	0,027	-0,015 - 0,07	0,022
	n	1,26	1,36	1,267 - 1,443	0,044	1,11	1,049 - 1,166	0,029	1,4	1,307 - 1,494	0,047
	Ks (cm min^{-1})	1,14	3,00	2,527 - 3,474	0,241	2,76	-7,574 - 13,085	5263,00	2,85	-8,876 - 14,571	5973,00
R ²			0,87028			0,86052			0,88274		

LVdf1 a LVdf3 repetições do Latossolo vermelho distroférico, Arg1 a Arg3 repetições do Argissolo, MOD parâmetros estimados pelo modelo, I.C intervalo de confiança, D.P desvio padrão.

No entanto, estes valores estimados para o LVdf variaram de 0,536 a 2,55 cm min⁻¹ e de 2,76 a 3,0 cm min⁻¹ para o Argissolo. Os valores de condutividade hidráulica obtidos estão de acordo com os valores relatados na literatura uma vez que são compatíveis, por exemplo, com os obtidos por Silva et al. (2005) que, avaliando o efeito de longo prazo (17 anos) dos sistemas de preparo convencional (PC), preparo reduzido (PR) e semeadura direta (SD) sobre os atributos físicos relacionados ao armazenamento e disponibilidade de água de um Argissolo, obtiveram valor médio de condutividade hidráulica saturada de 0,268 cm min⁻¹. Suzuki (2008), avaliando a qualidade físico-hídrica de um Argissolo sob floresta e pastagem e eucalipto, no sul do Brasil, encontraram valores médios de condutividade hidráulica saturada de 2,396 cm min⁻¹ para a pastagem e 2,055 cm min⁻¹ para a área cultivada com eucalipto e 2,853 cm min⁻¹ para a área com mata nativa.

Silva et al. (2012) determinaram a condutividade hidráulica para três classes de solo (Argissolo, Latossolo e Cambissolo), mapeadas na sub-bacia do córrego Palmital, localizada no município de Viçosa, Minas Gerais e encontraram valores de condutividade hidráulica saturada para os Latossolos, variando entre as ordens de grandeza de 0,00362 a 0,000606 cm min⁻¹. Para os Argissolos, os valores de condutividade hidráulica variaram entre as ordens de grandeza de 0.00139 a 0.0072 cm min⁻¹ que mostra a grande variabilidade para este parâmetro.

Nas Tabelas 7 e 8 são apresentados os parâmetros: Erro absoluto médio; Raiz quadrada do erro médio; Índice de Eficiência e índice d de Willmont utilizados para comparação das curvas de Condutividade Hidráulica não saturada no solo obtidas pelos métodos da evaporação e

método inverso comparados a de laboratório, para as três repetições no Latossolo Vermelho distroférico e no Argissolo.

Tabela 7 - Índices de desempenho para curva de condutividade hidráulica observada em laboratório versus a estimada pelo método inverso do software Hydrus-2D para os solos estudados

Índices	LVdf Hydrus			Argissolo Hydrus		
	M1	M2	M3	S1	S2	S3
MAE	0,647	0,011	0,059	0,395	0,023	0,510
RQEM	0,805	0,103	0,243	0,629	0,151	0,714
E	-31,948	0,464	-2,014	-5,763	0,612	-7,732
d	0,057	0,756	0,399	0,228	0,801	0,186

Os valores de (MAE) obtidos para as curvas de condutividade hidráulica no solo ajustadas pelo método inverso variaram de 0,011 a 0,647 para o Latossolo Vermelho distroférico e de 0,023 a 0,510 para o Argissolo, Já, os valores da Raiz quadrada do erro médio (RQEM) variaram de 0,103 a 0,805 para o Latossolo Vermelho distroférico e de 0,151 a 0,714 para o Argissolo, demonstrando um baixo desempenho das curvas de condutividade hidráulica não saturadas obtidas para o Latossolo Vermelho distroférico uma vez que quanto menor o valor absoluto de RQEM e EAM, melhor o ajuste do modelo.

Os valores do Índice de Eficiência (E) variaram de -31,948 a 0,464 para as curvas de condutividade hidráulica não saturada obtidas para o Latossolo Vermelho distroférico, o menor valor de E foi obtido pela repetição LVdf1 com E de -31,948. Para o Argissolo, os valores de E variaram de -7,732 a 0,612 demonstrando o baixo desempenho das curvas

de condutividade hidráulica não saturada obtidas pelo método inverso do software Hydrus-2d para estes solos.

Os valores do Índice d de Willmont variaram de 0,057 a 0,756 para as curvas de condutividade hidráulica não saturada obtidas pelo método inverso para o Latossolo, o menor valor foi obtido pela repetição LVdf1.

Tabela 8 – Índices de desempenho para curva de condutividade hidráulica observada em laboratório comparada a estimada pelo método da Evaporação para os solos estudados

Índices	LVdf Evaporação			Argissolo Evaporação		
	M1	M2	M3	S1	S2	S3
MAE	0,020	0,019	0,017	0,057	0,058	0,006
RQEM	0,140	0,139	0,132	0,239	0,241	0,075
E	0,001	0,021	0,114	0,023	0,004	0,904
d	0,002	0,042	0,204	0,046	0,009	0,953

Os valores de (MAE) obtidos para as curvas de condutividade hidráulica no solo ajustadas pelo método da Evaporação estendido variaram de 0,017 a 0,020 para o Latossolo Vermelho distroférico e de 0,006 a 0,058 para o Argissolo. Já, os valores da Raiz quadrada do erro médio (RQEM) variaram de 0,132 a 0,140 para as curvas de condutividade hidráulica não saturada ajustada pelo método da evaporação para o Latossolo Vermelho distroférico e de 0,004 a 0,904 para o Argissolo. Estes dados demonstram o baixo desempenho das curvas de condutividade hidráulica não saturada obtida pelo método da evaporação tanto para o Latossolo Vermelho distroférico quanto para o Argissolo, quando comparado ao método padrão. Apesar disso, o

desempenho foi melhor que o obtido pelo método inverso do Hydrus, uma vez que quanto menor o valor absoluto de RQEM e EAM, melhor o ajuste do modelo.

Os valores do Índice de Eficiência (E) variaram de 0,001 a 0,114 para as curvas de condutividade hidráulica não saturada obtidas pelo Latossolo Vermelho distroférico, no Argissolo os valores de E variaram de 0,004 a 0,904 demonstrando o baixo desempenho das curvas de condutividade hidráulica não saturada obtidas para estes solos.

Os valores do Índice d de Willmont variaram de 0,002 a 0,204 para as curvas de condutividade hidráulica não saturadas obtidas pelo método da Evaporação para o Latossolo Vermelho distroférico. Para o Argissolo os valores do índice d de Willmont variaram de 0,009 a 0,0953 evidenciando, assim, um baixo desempenho da curva de condutividade hidráulica não saturada estimada para esses solos nas três repetições. Segundo Gomes et al. (2002), o índice estatístico d de Willmont indica o quanto a reta dos valores estimados e medidos se aproximam da reta ideal 1:1. Dessa forma, evidencia-se que, de acordo com este índice, as curvas de condutividade hidráulica não saturada, ajustadas pelos métodos da evaporação e inverso, possuem uma baixa estimativa tanto para o Latossolo Vermelho distroférico quanto para o Argissolo.

No Tabela 9 são apresentados os modelos exponenciais para a condutividade hidráulica em função da umidade do solo obtidos pelo método da Evaporação. Observa-se que todas as equações obtiveram um valor alto de R^2 mostrando um bom ajuste.

Tabela 9 - Modelos exponenciais para a condutividade hidráulica em função da umidade do solo $K(\theta)$ obtidos pelo método da Evaporação

Solo	Eq. Condutividade (cm min^{-1})	R^2
LVdf1	$K(\theta) = 4.4 * 10^{-15} * 10^{17.693 * (\theta)}$	0.867
LVdf2	$K(\theta) = 7.23E10^{-15} * 10^{14.141 * (\theta)}$	0.994
LVdf3	$K(\theta) = 4.1E * 10^{-16} * 10^{15.387 * (\theta)}$	0.953
Arg 1	$K(\theta) = 6.29 * 10^{-21} * 10^{46.207 * (\theta)}$	0.885
Arg 2	$K(\theta) = 1.41E * 10^{-09} * 10^{14.163 * (\theta)}$	0.986
Arg 3	$K(\theta) = 6.17E * 10^{-18} * 10^{34.797 * (\theta)}$	0.881

4 CONCLUSÕES

O método da evaporação foi capaz de determinar a curva de retenção de água $\theta(h)$ no solo para os dois solos estudados. O método inverso do Software Hydrus-2D obteve uma menor precisão na determinação da curva de retenção de água $\theta(h)$ para o Latossolo sendo satisfatória para o Argissolo.

A determinação das curvas de condutividade hidráulica não saturada pelo método da evaporação apresentou um baixo desempenho de acordo com os índices avaliados.

O método inverso do Hydrus-2D não estimou com precisão as curvas de condutividade hidráulica não saturadas, podendo - se atribuir este fato à possível existência de múltiplas soluções para o parâmetros K_s .

AGRADECIMENTOS

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG) pela concessão da bolsa de estudos.

Ao departamento de Ciência do Solo da Universidade Federal de Lavras (DCS/UFLA), na pessoa do professor Geraldo César Oliveira, pela parceria realizada, que permitiu a realização da maioria das análises laboratoriais.

**APPLICATION OF THE EVAPORATION METHOD AND OF
THE INVERSE NUMERIC METHOD OF THE HYDRUS-2D IN
OBTAINING THE RETENTION AND HYDRAULIC
CONDUCTIVITY CURVES IN TROPICAL SOILS**

ABSTRACT

The application of new knowledge involving the physical-hydric properties of the soil allows the development of agile methods and equipment to obtain the retention and hydraulic conductivity curves of the soil. The methodologies currently employed are laborious and demand a lot of time. In this work, we obtained the water retention and hydraulic conductivity curves in the soil by means of the evaporation method and wide range functioning tensiometers using the data obtained in the evaporation experiment (matric potential in time, water flow in the column and final weight of the column) with entry data for the inverse numeric method of the Hydrus-2D software, with the aim of obtaining the retention and hydraulic conductivity curves. We used a Red Distroferric Oxisol and an Ultisol, sampled at the depth of 20 cm. Both the evaporation method and the inverse method were capable of estimating the water retention curve of the soil, with high values of R^2 and of the statistical indexes used, EAM, Willmont index, RQEM and E efficiency index. The proposed methods did not efficiently estimate the non-saturated hydraulic conductivity curve.

Keywords: Equitensiometer. Water flow. Non-saturated soil.

REFERÊNCIAS

- BAKKER, G. et al. New polymer tensiometers: measuring matric pressures down to the wilting point. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 6, n. 1, p. 196-202, Feb. 2007.
- DELTA-T DEVICES. **Profile probe type PR2**: user manual: version 1.2. Cambridge: Delta-T Devices, 2001.
- DELTA-T DEVICES. **ThetaProbe soil moisture sensor– ML2x**: user manual. Cambridge: Delta-T Devices, 1999.
- DURIGON, A.; VAN LIER, Q. de J. Determinação das propriedades hidráulicas do solo utilizando tensiômetros de polímeros em experimentos de evaporação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, n. 4, p. 1271-1276, jul./ago. 2011.
- ECHING, S. O.; HOPMANS, J. W.; WENDROTH, O. Unsaturated hydraulic conductivity from transient multi-step outflow and soil water pressure data. **Soil Science Society of America**, Madison, v. 58, n. 3, p. 687-695, May/June 1994.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2 ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006.
- GOMES, E. N. et al. Modelos de estimativa da par global e difusa em função da radiação de ondas curtas e da transmissividade atmosférica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz de Iguaçu. **Anais...** Foz de Iguaçu: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002. p. 2936-2941.
- HOLLENBECK, K.; JENSEN, K. Maximum-likelihood estimation of unsaturated hydraulic parameters. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 210, n. 1-4, p. 192–205, Sept. 1998.

- HURTADO, A. L. B.; CICHOTA, R.; VAN LIER, Q. de J. Parametrização do método do perfil instantâneo para adeterminação da condutividade hidráulica do solo em experimentos com evaporação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, n. 2, p. 301-307, maio/abr. 2005.
- JHORAR, R. K. et al. Inversely estimating hydraulic functions using evapotranspiration fluxes. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 258, p. 198-231, 2002.
- KOOL, J. B.; PARKER, J. C., VAN GENUCHTEN, M. T. Determining soil hydraulic parameters from one-step outflow experiments by parameter estimation: I theory and numerical studies. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 46, n. 6, p. 1348-1354, Nov./Dec. 1985.
- LUCAS, J. F. R. et al. Curva de retenção de água no solo pelo método do papel-filtro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, n. 6, p. 1957-1973, nov./dez. 2011.
- MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ, J.; CEBALLOS, A. Mean soil moisture estimation using temporal stability analysis. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 38, n. 1-4, p. 28-38, Oct. 2005.
- MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ, J.; CEBALLOS, A. Mean soil moisture estimation using temporal stability analysis. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 312, n. 1-4, p. 28-38, Oct. 2005.
- PACHEPSKY, Y.; GUBER, A.; JACQUES, D. Temporal persistence in vertical distributions of soil moisture contents. **Soil Science Society of America**, Madison, v. 69, n. 2, p. 347-352, Mar. 2005.
- REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. Barueri: Manole, 2004.
- ROOIJ, G. H. de et al. Measuring very negative water potentials with polymer tensiometers: principles, performance and applications. **Biologia**, London, v. 64, n. 3, p. 438-442, Jan. 2009.

SCHINDLER, U.; BOHNE, K.; SAUERBREY, R. Comparison of different measuring and calculating methods to quantify the hydraulic conductivity of unsaturated soil. **Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde**, Weinheim, v. 148, n. 6, p. 607-617, Jan. 1985.

SCHNEIDER, K.; IPPISCH, O.; ROTH, D. K. Novel evaporation experiment to determine soil hydraulic properties. **Hydrology and Earth System Sciences**, Berlin, v. 10, n. 6, p. 817-827, Oct. 2006.

SILVA JUNIOR, J. J. da et al. Determinação da condutividade hidráulica do solo utilizando o problema inverso do software hydrus-1d. **Revista Agro@ambiente On-line**, Boa Vista, v. 7, n. 3, p. 242-251, set./dez. 2013.

SILVA, B. L. Caracterização da condutividade hidráulica dos solos típicos de uma microbacia representativa da zona da mata de minas gerais. In: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 17.; Encontro Nacional de Perfuradores de Poços, 18. 2012, Bonito. **Anais...** Bonito: Associação Brasileira de Água subterrânea, 2012. 1 CD ROM.

SILVA, M. A. S. da et al. Atributos físicos do solo relacionados ao armazenamento de água em um Argissolo Vermelho sob diferentes sistemas de preparo. **Ciencia Rural**, Santa Maria, v. 35, n. 3, p. 544-552, jun. 2005.

ŠIMŮNEK, J.; WENDROTH, O.; VAN GENUCHTEN, M. T. H. A parameter estimation analysis of the laboratory tension disc experiment for determining soil hydraulic properties. **Water Resource Research**, Washington, v. 35, n. 10, p. 2965-2979, 1999.

ŠIMŮNEK, J. et al. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension disc infiltrometer data. **Geoderma**, Amsterdam, v. 86, n. 1-2, p. 61-81, Oct. 1998.

ŠIMŮNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M. T. H. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion. **Water Resource Research**, Washington, v. 32, n. 9, p. 2683-2696, Feb. 1996.

SOARES, F. C. et al. Redes neurais artificiais na estimativa da retenção de água do solo. **Ciencia Rural**, Santa Maria, v. 44, n. 2, p. 293-300, fev. 2014.

SUZUKI L. E. A. S. **Qualidade físico-hídrica de um argissolo sopastagem no sul do Brasil**. 2008. 136 p. Tese (Doutorado em Engenharia Florestal) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2008.

VAN DAM, J. C.; STRICKER, N. M.; DROOGERS, P. Inverse method for determining soil hydraulic functions from one-step outflow experiments. **Soil Science Society of America**, Madison, v. 56, n. 4, p. 1042-1050, July/Aug. 1992.

VAN DAM, J. C.; STRICKER, J. N. M.; DROOGERS, P. Inverse method for determining soil hydraulic functions from multi-step outflow experiments. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 58, n. 3, p. 647-652, May 1994.

VAN DER PLOEG, M. J. et al. Matric potentials measurements by polymer tensiometers in cropped lysimeters under water-stressed conditions. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 7, p. n. 3, 1048-1054, Aug. 2008.

VAN GENUCHTEN, M. T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America**, Madison, v. 44, n. 5, p. 892-897, Sept./Oct. 1980.

VAN LIER, Q. de J.; LIBARDI, P. L. Variabilidade dos parâmetros da equação que relaciona a condutividade hidráulica com a umidade do solo no método do perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, n. 4, p. 1005-1014, Oct./Dec. 1999.

WENDROTH, O. et al. Reevaluation of the evaporation method for determining hydraulic functions in unsaturated soils. **Soil Science Society of America**, Madison, v. 57, n. 6, p. 1436-1443, Nov./Dec. 1993.

WENDROTH, O. O. B.; WYPLER, N. **Unsaturated hydraulic properties**: laboratory evaporation. London: Taylor & Francis Group, 2006.

WILDENSCHILD, D.; HOPMANS, J. W.; ŠIMUNEK, J. Flow rate dependence of soil hydraulic characteristics. **Soil Science Society of America**, Madison, v. 65 n. 1, p. 35-48, Jan. 2000.

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

WIND, G. P. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In: RIJTEMA, P. E.; WASSINK, H. (Ed.). **Water in the unsaturated zone**: volume 1. The Netherlands: IASH, 1968. p. 181-191.

WRAITH, J. M.; OR, D. Nonlinear parameter estimation using spreadsheet software. **Journal of Natural Resources and Life Sciences Education**, Madison, v. 27, p. 13–19, 1998.