

Comissão 2.2 - Física do solo

COMPARAÇÃO DE MÉTODOS DE DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA EM UM LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO⁽¹⁾

Pablo Javier Ghiberto⁽²⁾ & Sergio Oliveira Moraes⁽³⁾

RESUMO

A determinação da condutividade hidráulica como variável do conteúdo de água volumétrico, $K(\theta)$, é essencial para resolver, por exemplo, problemas de drenagem. Todavia, diferentes métodos de determinação podem produzir resultados distintos, dependendo dos pressupostos assumidos. Objetivou-se com este estudo avaliar o desempenho de métodos diretos no campo (perfil instantâneo, métodos do fluxo e da umidade) e indireto no laboratório (a partir da condutividade hidráulica do solo saturado e da curva de retenção) na estimativa da relação $K(\theta)$. O experimento foi realizado em Piracicaba, Estado de São Paulo, Brasil, em um Latossolo Vermelho-Amarelo textura argiloarenosa, entre os meses de junho e agosto de 1999, por serem de baixa precipitação pluvial média mensal. A função $K(\theta)$ fornecida pelos diferentes métodos foi comparada utilizando-se o erro máximo absoluto e o índice da concordância. Todos os métodos apresentaram limitações na determinação da função $K(\theta)$ na tensão próxima à de saturação, sendo os maiores erros identificados nessa faixa de umidade. Os métodos do fluxo, da umidade e indireto no laboratório tiveram concordância de moderada a fraca quando comparados ao método do perfil instantâneo, mostrando que no solo Latossolo Vermelho-Amarelo textura argiloarenosa assumir que o gradiente é unitário resultou em estimativas errôneas dos valores de $K(\theta)$, causadas pela falta de homogeneidade no perfil do solo.

Termos de indexação: drenagem, infiltração, perfil instantâneo, gradiente unitário, tensiômetro.

⁽¹⁾ Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” – ESALQ, Universidade de São Paulo (USP). Recebido para publicação em 23 de abril de 2009 e aprovado em 6 de maio de 2011.

⁽²⁾ Professor Adjunto do Departamento Ciencias del Ambiente, Facultad de Ciencias Agrarias (FCA), Universidad Nacional del Litoral (UNL), S3080HOF, Kreder 2805, Esperanza (SF), Argentina. E-mail: pjghiber@fca.unl.edu.ar

⁽³⁾ Professor Doutor do Departamento de Ciências Exatas, ESALQ/USP, Av. Pádua Dias 11, CEP 13418-900 Piracicaba (SP), Brasil. E-mail: somoraes@esalq.usp.br

SUMMARY: COMPARISON OF DETERMINATION METHODS OF HYDRAULIC CONDUCTIVITY IN A TYPIC HAPLUDOX

The hydraulic conductivity, determined as a function of the volumetric soil water content $K(\theta)$, is essential to solve, e.g., drainage problems. However, the results of different methods vary according to the different assumptions. The objective of this study was to compare direct field methods (Instantaneous Profile, Flux and Humidity) and indirect laboratory methods for estimating the hydraulic conductivity as a function of soil water content, $K(\theta)$. The experiment was carried out in Piracicaba, State of São Paulo (Brazil), with a sandy clay texture Typic Hapludox, from June to August 1999 (low rainfall period). The $K(\theta)$ functions derived from different methods were compared using the maximum error and concordance index. It was difficult to determine the $K(\theta)$ function at a near-saturation water content, where the error for all methods was highest. The concordance of the unit gradient (Flux and Humidity) and indirect laboratory methods with the Instantaneous Profile method was moderate to low. This shows that the assumption of a unit gradient for a sandy clay texture Typic Hapludox results in erroneous estimates of the $K(\theta)$ values, due to the non-homogeneous soil profile.

Index terms: drainage, infiltration, instantaneous profile, unit gradient, tensiometer.

INTRODUÇÃO

A determinação do fluxo de água no solo sob condições não saturadas requer a predeterminação de propriedades hidráulicas, como a curva de retenção de água e a relação da condutividade hidráulica (K) com a umidade volumétrica (θ). Caracterizar essas propriedades é trabalhoso devido à variabilidade do solo, ao custo em tempo e dinheiro das determinações, ao fenômeno da histerese envolvido nos processos e, em particular, porque, no intervalo de conteúdo de água de interesse, K varia exponencialmente (Philip, 1969; Mualem, 1986; Mubarak et al., 2010). Apesar das limitações mencionadas, essas propriedades têm sido utilizadas com sucesso no cálculo do balanço hídrico (Silva et al., 2009; Brito et al., 2009a) e na quantificação de nutrientes perdidos por lixiviação da zona radicular (Fernandes et al., 2006; Fernandes & Libardi, 2009; Ghiberto et al., 2009).

As determinações no campo podem ser mais difíceis de controlar, mas têm a vantagem de estimar as propriedades hidráulicas *in situ*, o que é de considerável valor no uso da informação hidráulica (Mubarak et al., 2010). Nesse sentido, o método do Perfil Instantâneo (Hillel et al., 1972) permite o cálculo da função $K(\theta)$ no campo, a partir da evolução temporal da umidade, num processo de drenagem interna no qual o fluxo na superfície do solo é zero. São assumidos fluxo unidimensional com coordenada vertical positiva para baixo, condições isotérmicas e isobáricas, ausência de histerese e da influência do lençol freático (Reichardt & Timm, 2004; Libardi, 2005), o que permite, assim, a utilização da equação de Richards para o cálculo:

$$K(\theta)|_z = \left[\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz \right] / \left[\frac{\partial \psi_t}{\partial z} \right]_z \quad (1)$$

Davidson (1969) argumentou que, no processo de drenagem em um perfil uniforme de solo, o gradiente

é unitário. Isso foi de grande interesse para profissionais da área porque somente medindo a umidade volumétrica durante a redistribuição da água no perfil poder-se-ia obter a condutividade hidráulica. Vários métodos de campo incorporaram essa suposição (Libardi et al., 1980; Sisson et al., 1980; Chong et al., 1981), embora sua validade seja frequentemente questionada. Os principais argumentos contra a utilização do gradiente hidráulico unitário referem-se ao fato de que a hipótese seria mais adequada a um perfil homogêneo (Reichardt, 1993; Bacchi & Reichardt, 1993; Falleiros et al., 1998) e de que os gradientes hidráulicos são influenciados pela natureza e complexidade do solo, variando com o tempo e a profundidade, não permanecendo, portanto, unitários durante o processo (Chong et al., 1981; Ahuja et al., 1988).

No método da umidade, proposto por Libardi et al. (1980), considerando $\partial \psi_t / \partial z = 1$ e substituindo a equação $K(\theta) = K_0 \exp \gamma(\theta - \theta_0)$ na equação 1, tem-se:

$$\theta_0 - \theta = \frac{1}{\gamma} \ln t + \frac{1}{\gamma} \ln \frac{\gamma K_0}{az} \quad (2)$$

expressando que a umidade do solo na profundidade, z , é uma função linear de $\ln t$, pois $\gamma K_0 / az$ é uma constante. K_0 e θ_0 representam, respectivamente, a condutividade hidráulica e a umidade volumétrica no tempo zero de redistribuição, isto é, imediatamente após cessar a infiltração. Libardi et al. (1980) mostraram ainda que a umidade média pode ser descrita por:

$$\bar{\theta}(z, t) = a(z) \theta(z, t) + b(z) \quad (3)$$

O método do fluxo (Libardi et al., 1980) possui as mesmas condições mencionadas. Substituindo $K(\theta) = K_0 \exp \gamma(\theta - \theta_0)$ em $[\partial \theta / \partial t]_z = K(\theta) [\partial \psi_t / \partial z]$ e considerando $\partial \psi_t / \partial z = 1$, tem-se:

$$\ln \left| \frac{d\bar{\theta}}{dt} \right| = \ln K_0 - \gamma(\theta_0 - \theta) \quad (4)$$

sendo o logaritmo do fluxo de água uma função linear de θ . A constante γ obtida em ambos os casos a partir de regressões lineares.

A relação $K(\theta)$ também pode ser obtida de forma indireta no laboratório, a partir da curva de retenção de água e da condutividade hidráulica do solo saturado. Mualem (1976) derivou um modelo de predição da condutividade hidráulica empregando a curva de retenção de água:

$$K_r = \Theta^{1/2} \left[\int_0^\Theta \frac{1}{\psi(x)} dx / \int_0^1 \frac{1}{\psi(x)} dx \right]^2 \quad (5)$$

em que: $K_r = K/K_{sat}$ é a condutividade hidráulica relativa; K_{sat} , a condutividade hidráulica do solo saturado; ψ , o potencial matricial; e $\Theta = (\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$, a saturação efetiva, sendo θ_r , a umidade residual e θ_s a umidade de saturação. Van Genuchten (1980) propôs uma equação de ajuste à curva de retenção de água no solo:

$$\Theta = \left[1 / (1 + (\alpha\psi)^n) \right]^m \quad (6)$$

sendo α , n , e m parâmetros de ajuste de dados experimentais à função proposta. Utilizando a simplificação $m=1-1/n$ (Mualem, 1976) e combinando a equação 5 com a equação 6, tem-se:

$$K_r = K_{sat} \Theta^\ell \left[1 - (1 - \Theta^{1/m})^m \right]^2 \quad (7)$$

sendo ℓ um parâmetro empírico que tem valor de 0,5 para a maioria dos solos.

Cada método apresentado assume diferentes pressupostos, simplificações e procedimentos experimentais, que podem afetar os resultados obtidos, como mostrado nos trabalhos de Mermoud & Xu (2006) e Dikinya (2005). Assim, os diversos modelos fornecem resultados que devem ser comparados entre si para poder conhecer o comportamento de cada método na

estimativa de K . A falta de um material-padrão que ateste a acurácia dos métodos de medida dificulta a realização dos trabalhos (Dirksen, 1991).

Tendo em vista os diferentes métodos para determinação da condutividade e respectivos pressupostos, objetivou-se, com o presente trabalho, avaliar o desempenho dos métodos diretos do perfil instantâneo (Hillel et al., 1972), do fluxo (Libardi et al., 1980), da umidade (Libardi et al., 1980) e indireto no laboratório (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980) na estimativa da relação $K(\theta)$ em um Latossolo Vermelho-Amarelo textura argiloarenosa, em Piracicaba, Estado de São Paulo, Brasil.

MATERIAL E MÉTODOS

O trabalho consistiu na obtenção da relação $K(\theta)$ diretamente, aplicando-se métodos de campo: perfil instantâneo (Hillel et al., 1972), métodos da umidade e do fluxo (Libardi et al., 1980), e indiretamente, a partir da condutividade hidráulica do solo saturado e da curva de retenção obtidas no laboratório (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980). O experimento foi desenvolvido num Latossolo Vermelho-Amarelo relevo suave ondulado e textura argiloarenosa (Quadro 1) em Piracicaba, Estado de São Paulo, Brasil, localizada a 22° 41' de latitude sul e 47° 39' de longitude oeste, 554 m acima do nível do mar. O clima, segundo a classificação de Köppen, é do tipo Cwa: quente com inverno seco. As médias de temperatura e precipitação pluvial, obtidas entre 1917 e 2010 no Posto Agrometeorológico da ESALQ/USP, são de 21,6 °C e 1.261 mm, respectivamente (ESALQ/USP, 2011). Para evitar a entrada de água não desejada no perfil do solo em campo, o experimento foi desenvolvido nos meses de junho, julho e agosto, que possuem baixa precipitação pluvial média mensal.

Quadro 1. Granulometria, densidade do solo (ρ), densidade dos sólidos do solo (ρ_s) e porosidade total (PT) do Latossolo Vermelho-Amarelo nas profundidades de interesse

Profundidade	Argila	Silte	Areia	ρ	ρ_s	PT
m	g kg ⁻¹			kg m ⁻³		m ³ m ⁻³
0,1	400 (2,8)	39 (50,0)	561 (4,0)	1568 (3,6)	2550 (1,8)	0,385 (8,7)
0,2	430 (0,0)	65 (17,3)	505 (2,2)	1547 (3,7)	2640 (1,4)	0,414 (7,2)
0,3	490 (2,2)	45 (24,7)	465 (0,0)	1287 (2,6)	2680 (2,0)	0,520 (4,2)
0,4	498 (3,8)	45 (24,7)	457 (2,4)	1297 (2,1)	2670 (1,8)	0,515 (3,7)
0,5	447 (2,4)	43 (24,7)	510 (2,1)	1287 (*,*)	2590 (3,5)	0,504 (*,*)
0,6	480 (3,7)	44 (25,1)	476 (4,0)	1267 (6,3)	2620 (1,2)	0,516 (7,1)
0,7	448 (4,7)	55 (2,40)	496 (4,5)	1298 (*,*)	2760 (0,5)	0,529 (*,*)
0,8	448 (0,0)	44 (24,7)	508 (2,1)	1241 (0,7)	2610 (0,4)	0,525 (1,0)
0,9	454 (2,3)	49 (21,6)	497 (2,1)	1277 (3,7)	2650 (1,8)	0,519 (5,1)
1,0	437 (4,2)	42 (24,7)	521 (4,0)	1254 (5,7)	2730 (1,8)	0,541 (6,4)

Granulometria por hidrômetro de Bouyoucos (Gee & Bauder, 1986); ρ , método do anel volumétrico (Blake & Hartge, 1986a); ρ_s , método do picnômetro (Blake & Hartge, 1986b); $PT=1-\rho/\rho_s$. Os valores são médias de três repetições. Valores entre parênteses são os respectivos coeficientes de variação em percentagem. (*,*) não foi possível o cálculo por perda de uma repetição.

Método indireto no laboratório

Calculou-se a relação $K(\theta)$ a partir da condutividade hidráulica do solo saturado e da curva de retenção, utilizando a equação 7. A condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}) foi determinada utilizando amostras com estrutura indeformada coletadas em uma trincheira com anéis volumétricos de 0,072 m de altura e 0,073 m de diâmetro, empregando um amostrador de solo tipo Uhland, nas profundidades de 0,1; 0,2; 0,3; 0,4; 0,5; 0,6; 0,7; 0,8; 0,9; e 1,0 m, com três repetições por camada. No ato da coleta, houve a precaução de fazer coincidir o ponto médio da altura da amostra com o centro da camada. Após a coleta, as amostras foram acondicionadas em papel-alumínio, para evitar perda de água, e levadas ao laboratório para serem armazenadas a 4 °C até sua utilização. O preparo consistiu em retirar o excesso de terra com uma lâmina cortante; na parte inferior de cada uma foi fixado um tecido, para evitar perda de solo. Posteriormente, as amostras foram saturadas com gotejador de Mariotte, utilizando água destilada e deareada, conforme Moraes (1991). O gotejamento demorou sempre 24 h, até a água atingir o topo da amostra, permanecendo por mais 24 h para que as bolhas de ar pudessem sair ou dissolver-se na água.

A condutividade hidráulica saturada foi determinada pelo método do permeâmetro de carga constante (Youngs, 1991). Em cada amostra, manteve-se uma carga de 3,5 cm de coluna de água com a utilização de frascos de Mariotte. O volume de água coletada foi medido com proveta em intervalos de tempo determinados; quando de três a cinco medições consecutivas de vazão apresentavam resultados semelhantes, considerou-se que o fluxo era estacionário. Utilizou-se a equação de Darcy-Buckingham para o cálculo da condutividade hidráulica saturada:

$$K_{sat} = q / \frac{d\psi_t}{dz} \quad (8)$$

sendo q a densidade de fluxo e $d\psi_t/dz$ o gradiente de potencial total.

Para confecção da curva de retenção, na mesma trincheira e profundidades, coletaram-se cinco amostras com estrutura indeformada, utilizando anéis de 0,072 m de altura e 0,073 m de diâmetro. Cada anel, ou, reciprocamente, cada amostra, era constituído de três subanéis com 0,024 m de altura (Moraes, 1991). Esse aparato permitiu a obtenção de três subamostras. Os cuidados com armazenamento foram os mesmos descritos anteriormente para as amostras para condutividade hidráulica saturada. No laboratório, cada amostra foi separada nas três subamostras, sendo as do centro usadas para obtenção dos pontos em baixa tensão da curva de retenção, e as dos extremos, para altas tensões. Esse cuidado levou em consideração que, na coleta e no preparo das amostras, os extremos são mais suscetíveis a perturbações na estrutura.

Utilizaram-se funis de placa porosa, aos quais foram aplicados os potenciais de -0,5; -1; -2; -4; -6; -10; e -20 kPa, e câmaras de pressão de Richards a -30, -80, -400 e -1.500 kPa. Depois de atingido o equilíbrio, que variou entre dois dias para -0,5 kPa e 48 dias para -1.500 kPa, o conteúdo hídrico foi obtido gravimetricamente (Gardner, 1986) e convertido para conteúdo de água volumétrico, usando a densidade do solo correspondente a cada camada (Quadro 1). Os dados foram ajustados à equação 6 (van Genuchten, 1980), utilizando o programa de computador SWRC (Dourado Neto et al., 1990). Como os dados experimentais não se iniciaram na saturação, para o ajuste considerou-se o parâmetro θ_s igual ao conteúdo hídrico em -0,5 kPa de potencial, e θ_r foi extrapolado pelo programa. As curvas foram ajustadas levando-se em conta a restrição $m = 1-1/n$ (Mualem, 1976) para o cálculo da condutividade hidráulica relativa, K_r , a partir da equação 7, utilizando K_{sat} .

Métodos diretos no campo

Realizou-se um estudo de drenagem profunda para obter os parâmetros K_o , γ , e θ_o , da equação $K(\theta)=K_o \exp\gamma(\theta-\theta_o)$, utilizando-se os métodos do perfil instantâneo (Hillel et al., 1972), da umidade e do fluxo (Libardi et al., 1980). Para isso, foi demarcada uma área confinada circular de 5 m de diâmetro e, no centro, foram instaladas duas baterias de tensiômetros com manômetro de mercúrio (denominadas tensiômetros da esquerda e tensiômetros da direita) nas profundidades de 0,1; 0,2; 0,3; 0,4; 0,5; 0,6; 0,7; 0,8; e 1,0 m (Figura 1). Os tensiômetros foram instalados separados por 0,2 m, de forma que ficassem concentrados no centro da área confinada. Para saturar o solo até 1,0 m de profundidade, foi feito um pré-molhamento com 3 m³ de água, a fim de melhorar a redistribuição da água e, conseqüentemente, a saturação dos mesoporos e microporos. Decorridos sete dias, foram adicionados mais 9,8 m³ de água – quantidade estimada para saturar o solo até 1 m de profundidade. Terminada a infiltração, cobriu-se a área com duas lonas plásticas de polietileno. Desse modo, foram satisfeitas as condições de contorno exigidas pelo método: conteúdo de água no tempo zero da redistribuição na profundidade de interesse $\theta = \theta_o(z)$, fluxo de água nulo na superfície do solo e umidade inicial $\theta = \theta_i$ a uma profundidade razoavelmente grande (Reichardt & Timm, 2004).

A drenagem interna foi observada por meio das leituras dos tensiômetros durante 40 dias, quando foram suspensas devido às variações extremamente reduzidas. As leituras foram realizadas entre as 7 h e 30 min e 8 h, quando os instrumentos são submetidos às condições térmicas mais estáveis do período noturno (Brito et al., 2009b). Os respectivos valores de θ nos diversos tempos de drenagem foram inferidos a partir das curvas de retenção de água construídas em laboratório, conforme apresentado. Com os dados de evolução da umidade com o tempo em cada camada foram feitos os cálculos correspondentes (Libardi,

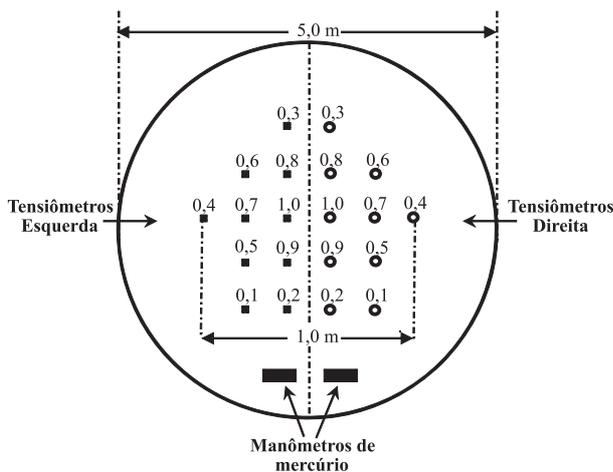


Figura 1. Disposição dos tensiômetros e manômetros de mercúrio na área confinada (quadrados simbolizam a bateria de tensiômetros da esquerda e circunferências da direita). Os números acima dos símbolos representam a profundidade (m) na qual foram instalados. Notar que os mais profundos ficaram no centro da área e os mais rasos na lateral.

2005). Detalhes do experimento podem ser encontrados em Ghiberto (1999).

Comparação dos resultados

Utilizando-se as equações representativas de cada camada pelos diferentes métodos, foram gerados 30 valores de K, usando uma faixa de dados de θ igualmente espaçados entre si, desde o tempo zero de redistribuição até o valor de θ no tempo final do experimento. Como índices estatísticos de comparação foram utilizados o erro máximo absoluto (ME) (equação 9) (Zaccharias et al., 1996) e o índice de concordância (D) (equação 10) (Willmott, 1996), apresentados a seguir:

$$ME = \max(|O_i - P_i|)_{i=1}^n \tag{9}$$

$$D = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \right] \tag{10}$$

O método do perfil instantâneo (Hillel et al., 1972) foi tomado como base de comparação, correspondendo os valores de K gerados aos observados (O_i); e os valores de K gerados pelos métodos do fluxo, de umidade (Libardi et al., 1980) e indireto no laboratório (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980) foram considerados como preditos (P_i). A mediana da série de 30 valores de K (\bar{O}) foi utilizada como medida de tendência central dos valores de K. Quanto à análise do índice de concordância, foi adotado o mesmo critério que Levin (1987) utiliza para os coeficientes de correlação, sendo considerada uma concordância positiva moderada quando variou entre 0,5 e 0,95 e fraca quando variou entre 0,1 e 0,5.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os valores dos parâmetros de ajuste dos métodos indireto no laboratório, do perfil instantâneo, do fluxo e da umidade, em relação a $K(\theta)$, são apresentados nos quadros 2, 3 e 4. Constatou-se, a partir dos valores de O_i e P_i , gerados em cada método, que o erro máximo absoluto foi registrado no início do processo de infiltração da água, portanto, para valores de θ próximos da saturação, influenciando de forma importante a estimativa de K (Quadro 5). Também se observou que a diferença entre valores observados e preditos (O_i e P_i) foi menor quando o solo esteve com menor conteúdo de água. Os erros na determinação de K podem gerar importantes desvios no cálculo da drenagem ou ascensão capilar quando se utiliza a equação de Darcy-Buckingham (Falleiros et al., 1998), como encontrado por Brito et al. (2009a) e Ghiberto et

Quadro 2. Parâmetros de ajuste da equação utilizada para o cálculo de $K(\theta)$ pelo método indireto no laboratório e condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) nas profundidades de interesse

Parâmetro	Profundidade (m)									
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
α (1/cm)	1,812	0,953	0,885	1,434	0,739	0,667	0,621	0,332	0,407	0,430
n	1,298	1,375	1,585	1,511	1,429	1,587	1,618	1,84	1,959	1,745
θ_r (cm ³ cm ⁻³)	0,152	0,201	0,232	0,240	0,183	0,215	0,192	0,182	0,180	0,174
θ_s (cm ³ cm ⁻³)	0,475	0,418	0,493	0,481	0,460	0,474	0,491	0,483	0,489	0,495
K_{sat} (m s ⁻¹)	5,5.10 ⁻⁵ (26,5)	1,83.10 ⁻⁴ (21,5)	1,37.10 ⁻⁴ (30,8)	9,42.10 ⁻⁵ (83,6)	1,23.10 ⁻⁴ (*,*)	7,75.10 ⁻⁵ (52,2)	3,94.10 ⁻⁵ (*,*)	9,25.10 ⁻⁵ (60,7)	9,14.10 ⁻⁵ (67,2)	5,86.10 ⁻⁵ (60,6)

Valores entre parênteses são os respectivos coeficientes de variação em percentagem. (*,*) não foi possível o cálculo por perda de uma repetição.

Quadro 3. Parâmetros da função $K(\theta)$ ($m s^{-1}$) na bateria de tensiômetros da esquerda. Os coeficientes de correlação correspondem à regressão $\ln K$ vs θ

Profundidade	θ_0	Perfil instantâneo			Fluxo			Umidade		
		K_0	γ	r^2	K_0	γ	r^2	K_0	γ	r^2
m										
0,1	0,455	$2,54 \cdot 10^{-5}$	74,4	0,988	$2,85 \cdot 10^{-5}$	63,0	0,981	$4,97 \cdot 10^{-5}$	87,7	0,932
0,2	0,377	$5,83 \cdot 10^{-7}$	99,4	0,991	$1,11 \cdot 10^{-7}$	28,1	0,861	$1,39 \cdot 10^{-6}$	85,5	0,985
0,3	0,464	$2,17 \cdot 10^{-6}$	61,4	0,989	$3,22 \cdot 10^{-6}$	46,4	0,960	$9,17 \cdot 10^{-6}$	57,5	0,978
0,4	0,426	$7,61 \cdot 10^{-7}$	66,6	0,992	$2,19 \cdot 10^{-6}$	50,1	0,952	$8,06 \cdot 10^{-6}$	66,2	0,974
0,5	0,452	$7,94 \cdot 10^{-7}$	51,3	0,993	$2,88 \cdot 10^{-6}$	37,1	0,882	$3,03 \cdot 10^{-5}$	69,0	0,984
0,6	0,398	$2,28 \cdot 10^{-6}$	72,0	0,998	$2,28 \cdot 10^{-6}$	55,2	0,949	$7,5 \cdot 10^{-6}$	69,0	0,936
0,7	0,440	$8,53 \cdot 10^{-7}$	45,4	0,996	$4,44 \cdot 10^{-6}$	34,1	0,845	$7,06 \cdot 10^{-5}$	81,3	0,967
0,8	0,384	$6,67 \cdot 10^{-7}$	56,6	0,996	$1,81 \cdot 10^{-6}$	39,5	0,877	$1,06 \cdot 10^{-5}$	57,1	0,989
0,9	0,353	$1,73 \cdot 10^{-6}$	63,8	0,995	$4,11 \cdot 10^{-6}$	49,6	0,931	$2,03 \cdot 10^{-5}$	69,9	0,996
1,0	0,420	$2,47 \cdot 10^{-4}$	48,7	0,992	$2,67 \cdot 10^{-6}$	16,5	0,916	$9,61 \cdot 10^{-5}$	66,7	0,987

Quadro 4. Parâmetros da função $K(\theta)$ ($m s^{-1}$) na bateria de tensiômetros da direita. Os coeficientes de correlação correspondem à regressão $\ln K$ vs θ

Profundidade	θ_0	Perfil instantâneo			Fluxo			Umidade		
		K_0	γ	r^2	K_0	γ	r^2	K_0	γ	r^2
m										
0,1	0,455	$2,85 \cdot 10^{-5}$	63,0	0,981	$1,28 \cdot 10^{-5}$	74,2	0,986	$4,97 \cdot 10^{-5}$	87,7	0,932
0,2	0,368	$4,44 \cdot 10^{-7}$	78,0	0,959	$2,56 \cdot 10^{-7}$	106,5	0,993	$1,39 \cdot 10^{-6}$	94,3	0,966
0,3	0,436	$1,50 \cdot 10^{-6}$	47,3	0,939	$3,56 \cdot 10^{-7}$	60,8	0,995	$7,5 \cdot 10^{-6}$	66,7	0,876
0,4	0,406	$4,47 \cdot 10^{-6}$	66,4	0,956	$6,67 \cdot 10^{-7}$	76,7	0,998	$2,42 \cdot 10^{-5}$	111,1	0,879
0,5	0,373	$1,33 \cdot 10^{-6}$	65,7	0,951	$3,00 \cdot 10^{-7}$	82,9	0,999	$4,44 \cdot 10^{-6}$	81,3	0,994
0,6	0,370	$1,72 \cdot 10^{-6}$	68,6	0,953	$4,39 \cdot 10^{-7}$	87,2	0,999	$5,83 \cdot 10^{-6}$	86,2	0,964
0,7	0,384	$9,83 \cdot 10^{-6}$	62,4	0,967	$2,00 \cdot 10^{-6}$	74,1	0,997	$2,67 \cdot 10^{-5}$	78,7	0,977
0,8	0,374	$3,47 \cdot 10^{-6}$	50,9	0,926	$1,04 \cdot 10^{-6}$	66,0	0,993	$2,14 \cdot 10^{-5}$	79,4	0,934
0,9	0,346	$2,89 \cdot 10^{-6}$	48,9	0,927	$1,38 \cdot 10^{-6}$	66,6	0,988	$1,25 \cdot 10^{-5}$	65,4	0,986
1,0	0,364	$3,86 \cdot 10^{-6}$	49,7	0,930	$2,33 \cdot 10^{-6}$	67,8	0,984	$1,89 \cdot 10^{-5}$	70,9	0,977

Quadro 5. Erro máximo absoluto ($mm d^{-1}$) dos métodos diretos do fluxo, da umidade e indireto no laboratório, em relação aos observados pelo método do perfil instantâneo

Profundidade	Esquerda			Direita		
	Fluxo	Umidade	Laboratório	Fluxo	Umidade	Laboratório
m						
0,1	28	210	184	136	319	75
0,2	4	7	4	2	10	19
0,3	9	60	42	10	62	54
0,4	12	63	2	33	203	5
0,5	18	255	23	9	36	5
0,6	2	45	17	11	47	2
0,7	31	603	9	68	213	12
0,8	10	86	4	21	176	15
0,9	21	160	15	13	96	4
1	2111	1304	2127	13	143	13

al. (2009). Esses autores observaram que, quando integraram os fluxos diários em períodos longos de tempo, os erros se propagaram na estimativa da drenagem e da ascensão capilar, dificultando o cálculo do balanço hídrico e da lixiviação de nutrientes na zona radicular da cana-de-açúcar.

Durante a redistribuição da água no solo, θ foi diminuindo de forma que os perfis de umidade ficassem quase paralelos (Figura 2). Essa, segundo Reichardt (1993), é uma condição necessária para que o raciocínio dos métodos da umidade e do fluxo seja válido e ocorreu no presente experimento.

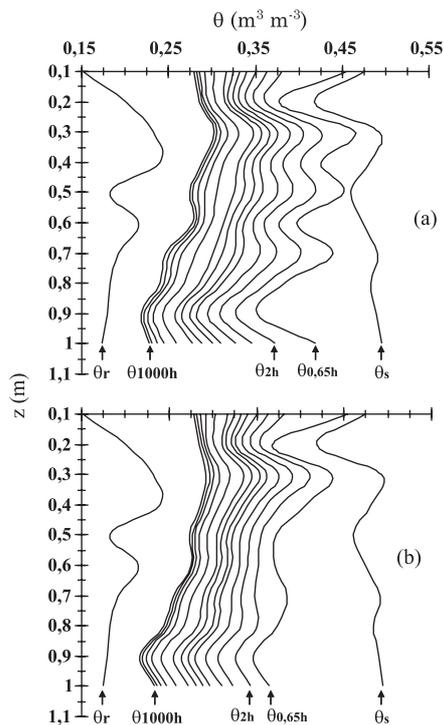


Figura 2. Variação do conteúdo hídrico em profundidade nos diferentes tempos de redistribuição nos tensiômetros da esquerda (a) e da direita (b). θ_r e θ_s são os parâmetros de ajuste da equação 7.

Entre o tempo zero e o final da redistribuição no método de campo, a faixa de umidade na qual foram feitas as medições foi menor que a amplitude representada pelos parâmetros θ_s e θ_r obtidos pelo ajuste da curva de retenção de água no solo (Figura 2, Quadro 2). No campo, é possível que o solo não atinja a saturação devido ao ar aprisionado presente no espaço poroso e, portanto, a taxa de infiltração não pode ser aproximada a K_{sat} (Skaggs & Khaleel, 1982). Os dados apresentados na figura 2 podem ser reforçados ao se observar que a umidade inicial (θ_0) (Quadro 3) esteve entre 70 e 90 % da porosidade total (Quadro 1), coincidindo com os valores, não superiores a 90 %, encontrados por Chong et al. (1981), Dirksen (1991) e Arya et al. (1998). Verifica-se assim que, sob condições controladas de laboratório e com a extrapolação do valor da umidade residual, a faixa de umidades é diferente daquela das condições de campo.

Além do ar que pode ficar aprisionado no solo, outra razão pela qual é difícil se atingir o conteúdo hídrico inicial igual ao de saturação é que a umidade volumétrica (θ), no tempo inicial, é um valor experimental de difícil medição (Reichardt et al., 1998). Um dos problemas é a não uniformidade das leituras no início da infiltração, tanto devido ao tempo de resposta dos tensiômetros quanto à velocidade do processo, o que torna difícil indicar o tempo no qual se considera o início das determinações. Tentou-se escolher como tempo inicial aquele no qual o potencial

matricial estivesse o mais próximo da saturação, porém, enquanto alguns tensiômetros indicavam o potencial matricial, outros indicavam o potencial de pressão. A impossibilidade de se atingir uma condição de potenciais mátricos nulos, isto é, saturação, em todas as camadas levou a adotar os valores de θ_s ajustados pela equação 7 para representar as leituras no tempo inicial e respectivos θ_r para um tempo bastante longo, isto é, acima de 1.000 h (Figura 2). O fato de a condutividade reduzir-se drasticamente com a diminuição da umidade e o ajustamento nos perfis à medida que a umidade vai diminuindo indicam que o tempo para atingir θ_r deve estar muito distante das 1.000 h.

As variações da umidade volumétrica foram menores com o decorrer do tempo, sendo pequenas no final da redistribuição (Figura 2). O potencial total apresentou pequenas variações no fim da redistribuição, sendo o potencial atingido entre -12 e -22 kPa nas duas baterias de tensiômetros em todas as profundidades. Isso confirma o descrito por Dirksen (1991), de que é difícil atingir valores de potencial matricial inferiores a -20 kPa com o método da drenagem interna, ficando o solo num conteúdo de água que não é próximo a θ_r (Figura 2).

Como a umidade volumétrica no tempo zero (θ_0) é menor que a umidade volumétrica saturada (θ_s), a taxa de infiltração não pode ser posteriormente aproximada a K_{sat} e, portanto, K_0 não pode ter a interpretação física da condutividade hidráulica saturada. Essa foi uma desvantagem dos métodos de campo na estimativa de $K(\theta)$, em relação ao método indireto no laboratório. Por ser a faixa de umidade na qual são feitas as medições menor que a representada pelos parâmetros θ_s e θ_r , a equação $K=K_0 \exp \gamma(\theta-\theta_0)$ fica restrita devido ao fato de não poderem ser extrapoladas fora do intervalo de umidade em que foram obtidas. Dirksen (1991) mencionou, sem demonstrar numericamente, que a faixa de conteúdo hídrico e potencial matricial na qual $K(\theta)$ pode ser determinada é a principal desvantagem do método de campo.

Reichardt et al. (1998), estudando um Latossolo Vermelho-Amarelo textura média, substituíram os valores de θ_0 pelos valores de θ aos 5 min de redistribuição para determinar a influência na determinação dos parâmetros de ajuste e observaram que os valores de γ não variaram. Afirmaram também que a condutividade hidráulica inicial (K_0) e a umidade volumétrica inicial (θ_0) são coeficientes de ajuste, e cada eleição de θ_0 correspondeu a um valor de K_0 . Somente quando θ_0 é medido no tempo inicial e corresponde ao conteúdo hídrico de saturação, o valor de K_0 tem o significado físico da condutividade hidráulica saturada.

As leituras nos manômetros de mercúrio foram realizadas sempre no mesmo horário, para evitar alterações causadas por variações de temperatura que influenciassem a determinação dos conteúdos hídricos,

transmitindo assim os erros no cálculo de $K(\theta)$. Dirksen (1991) afirmou que as medições do potencial hidráulico são relativamente difíceis e podem ser muito imprecisas, considerando que os manômetros de mercúrio têm precisão limitada a $\pm 2,5$ cm. Como θ é parte do expoente da equação $K=K_0 \exp \gamma(\theta-\theta_0)$, sua determinação é crítica, e pequenas variações vão influenciar grandemente a determinação da condutividade hidráulica (Reichardt et al., 1998; Falleiros et al., 1998). Libardi & Melo Filho (2006) observaram que pequenas variações na medida de θ foram suficientes para causar variações significativas na estimativa dos parâmetros da função $K(\theta)$, o que indica a sensibilidade da inclinação da curva θ vs t na estimativa da variação da condutividade hidráulica com o conteúdo de água volumétrico (Reichardt et al., 1998).

Por ser γ o expoente da equação de ajuste, pequenas variações em seu valor podem causar grandes variações no valor de K . Libardi & Melo Filho (2006) determinaram a relação $K(\theta)$ em um Latossolo Vermelho-Amarelo em 50 pontos distanciados entre si de 1 m e submeteram os valores θ , $\ln K_{\theta=0}$ e γ à análise estatística descritiva exploratória. Esses autores constataram que os coeficientes angular γ e linear da relação entre $\ln K$ vs θ foram fortemente alterados por valores extremos, com reflexos significativos quanto ao número de amostras necessárias para estimar o valor médio desses parâmetros. No presente estudo, entre as duas baterias de tensiômetros, a maior diferença no valor de γ foi de 1,6 vez a 0,7 m de profundidade, e a máxima variação dentro do perfil foi de 2,2 vezes (Quadros 3 e 4) quando utilizado o método do perfil instantâneo (Hillel et al., 1972), mostrando que $K(\theta)$ é uma relação altamente variável no espaço, uma vez que as baterias de tensiômetros estavam bastante próximas (Figura 1).

Os valores de K obtidos experimentalmente em todas as profundidades em diferentes conteúdos hídricos volumétricos (Figura 3), as diferenças nos atributos do solo (Quadro 1) e as distintas curvas de retenção de água no solo de cada camada confirmam a heterogeneidade do perfil em estudo. A falta de homogeneidade é responsável pelas variações do potencial mátrico do solo em profundidade nos diferentes tempos de redistribuição, isto é, o gradiente de potencial mátrico foi diferente de zero e, portanto, o gradiente de potencial total diferente de 1, como discutido teoricamente por Reichardt (1993). Essa situação expressa que para um mesmo valor de umidade registraram-se diferentes valores de K entre as distintas profundidades do solo.

A figura 4 mostra que o valor absoluto do potencial total (ψ_t) foi crescente com o decorrer do tempo de redistribuição ao longo da profundidade e que a drenagem nas camadas profundas foi maior que em superfície. Como explica Reichardt (1993), assumindo que ψ_t é a soma do potencial gravitacional (ψ_g) mais o mátrico (ψ_m), para que o gradiente seja 1, ψ_m deveria

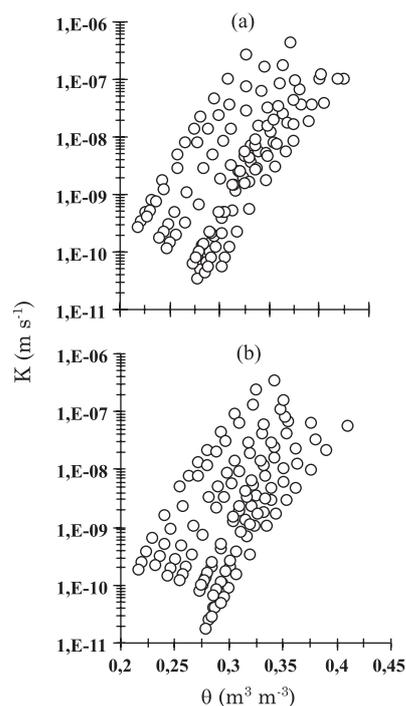


Figura 3. Variação da condutividade hidráulica (K) com a umidade volumétrica (θ) correspondente a todas as camadas do perfil de solo: (a) bateria de tensiômetros da esquerda e (b) bateria de tensiômetros da direita.

ser constante em profundidade e, portanto, $d\psi_m/dz=0$. Assim, se a variação de ψ_t com a profundidade fosse causada somente por uma variação de potencial gravitacional, as linhas na figura 4 deveriam ser retas paralelas de 45° de inclinação. Os resultados mostram que o potencial matricial teve maior diminuição em profundidade que nas camadas superficiais. Por exemplo, o potencial matricial na bateria de tensiômetros da direita, na camada de 0,1 m de profundidade, após duas horas de redistribuição foi de -1,4 kPa e, após mil horas, de -12,5 kPa. Na camada correspondente a 1 m de profundidade o potencial mátrico foi de -4,8 e -22,3 kPa, após duas e mil horas, respectivamente.

A evolução do potencial total com a profundidade apresentou variações maiores na faixa de 0,4 a 0,7 m (Figura 4), mostrando a influência cada vez maior do potencial matricial especialmente na bateria de tensiômetros da esquerda (Figura 4a). O comportamento do gradiente de potencial total nas camadas mencionadas também pode ser visto na figura 5.

Além de o gradiente de potencial total ser superior nas camadas de 0,4 a 0,7 m, verifica-se que $d\psi_t/dz$ foi positivo (Figura 5), indicando que predominou a drenagem profunda e crescente com o tempo nas duas baterias de tensiômetros e em todas as profundidades. Em quase todas as camadas ele foi superior à unidade, atingindo quase 3,5 nas camadas de 0,5 e 0,6 m. O

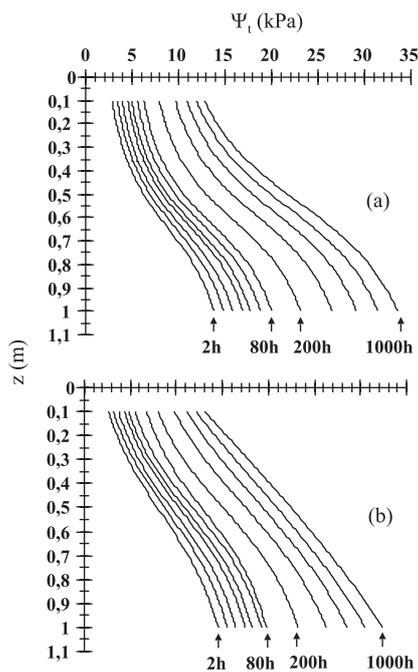


Figura 4. Evolução do valor absoluto de potencial total com a profundidade nos diferentes tempos de redistribuição na bateria de tensiômetros da esquerda (a) e da direita (b).

gradiente de potencial total foi próximo da unidade em alguns casos, e isso foi observado até 10 dias após o tempo considerado zero na redistribuição. Os gradientes hidráulicos são influenciados, geralmente, pela natureza e complexidade do solo, variando com o tempo (diminuição da umidade e, portanto, do potencial matricial) e a profundidade (Chong et al., 1981; Ahuja et al., 1988).

É de se esperar, portanto, que os métodos que assumem o gradiente unitário apresentem erros, também, a partir dos 10 a 15 dias após iniciada a redistribuição, o que coincide com o apresentado por Dirksen (1991) e Bacchi & Reichardt (1993). Similar comportamento foi apresentado por Ghiberto (2009) quando observou, estudando a drenagem interna num Latossolo Vermelho, que $d\Psi_t/dz$ permaneceu perto da unidade em condições de solo úmido, desviando-se desse valor quando avançou o processo de redistribuição e o solo secou. Esse autor também verificou que os maiores desvios do gradiente em torno da média registraram-se quando o solo esteve mais seco, atribuindo o comportamento ao fato de que o potencial mátrico apresenta maior variação em períodos secos que em períodos úmidos, como argumentado por Villagra et al. (1988) e Reichardt et al. (1998).

Pelos desvios dos métodos do fluxo e da umidade em relação ao método do perfil instantâneo tomado como padrão, observa-se que assumir o gradiente com valor unitário na tentativa de simplificar a quantificação de K pode ser um erro. Utilizando-se o

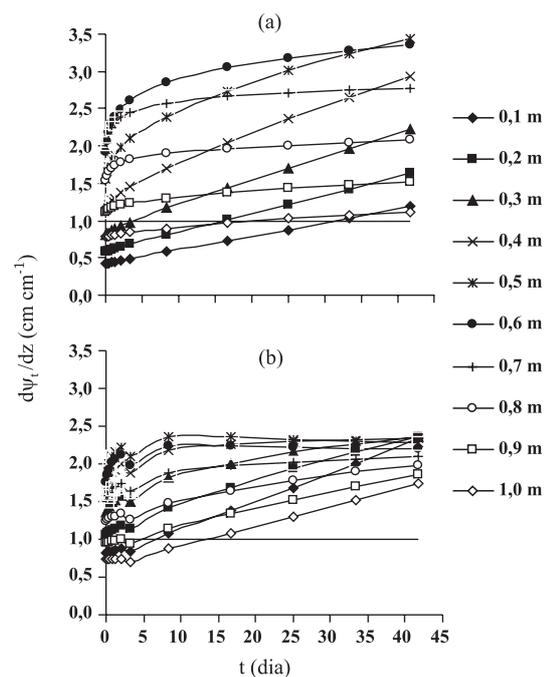


Figura 5. Evolução do gradiente hidráulico com o tempo no perfil do solo. Destaca-se $d\Psi_t/dz = 1$ para ter como referência (linha mais grossa, horizontal, sem símbolos).

índice de concordância (D , equação 10), os métodos avaliados mostraram concordância de moderada (entre 0,5 e 0,95) a fraca (entre 0,1 e 0,5), segundo o critério de Levin (1987), quando comparados com o método do perfil instantâneo (Quadro 6). Os principais argumentos contra a utilização do gradiente hidráulico unitário são, em primeiro lugar, que ele parece ser válido apenas para efeito prático, não o sendo teoricamente (Reichardt, 1993; Bacchi & Reichardt, 1993), e, segundo, que os gradientes hidráulicos são influenciados geralmente pela natureza e complexidade do solo, variando com o tempo e a profundidade (Chong et al., 1981; Ahuja et al., 1988), sendo este último argumento confirmado no presente trabalho.

A condutividade hidráulica obtida da curva de retenção de água teve como desvantagem uma concordância entre moderada e fraca, mas a vantagem de possibilitar a obtenção de resultados numa ampla faixa de potencial (-0,5 a -1.500 kPa) não conseguida pelos métodos da drenagem interna, compreendidos entre -5 e aproximadamente -12 a -25 kPa. Usando métodos similares aos deste experimento (perfil instantâneo e indireto no laboratório) e funções de pedotransferência, Mermoud & Xu (2006) concluíram que o experimento de campo gerou melhores resultados quando esses dados eram, posteriormente, utilizados em modelos mecanísticos de simulação do fluxo de água. Possivelmente, a falta de concordância deste método possivelmente deve-se ao fato de que o desempenho depende do K_{sat} escolhido, valor que se

Quadro 6. Índice de concordância (D) para os métodos do fluxo, umidade e indireto no laboratório vs perfil instantâneo

Profundidade	Índice da concordância calculado a partir da mediana de K(θ)					
	Esquerda			Direita		
	Fluxo	Umidade	Laboratório	Fluxo	Umidade	Laboratório
m						
0,1	0,991	0,907	0,512	0,836	0,669	0,771
0,2	0,631	0,808	0,637	0,886	0,502	0,262
0,3	0,934	0,606	0,704	0,573	0,175	0,155
0,4	0,715	0,311	0,936	0,428	0,114	0,823
0,5	0,619	0,107	0,592	0,555	0,230	0,608
0,6	0,993	0,703	0,429	0,600	0,254	0,883
0,7	0,490	0,054	0,846	0,533	0,261	0,758
0,8	0,718	0,218	0,638	0,660	0,184	0,642
0,9	0,791	0,292	0,028	0,825	0,350	0,938
1,0	0,006	0,752	0,002	0,900	0,390	0,847

utiliza para estimar a relação $K(\theta)$ completa, o que também constitui uma grande simplificação. Apesar disso, uma das vantagens desse método é a possibilidade de obter valores de K em ampla faixa de conteúdos hídricos e poder ser utilizado na caracterização de grandes áreas, ajudando na comparação de diferentes solos (Marion, 1994).

CONCLUSÕES

1. Os métodos do fluxo, da umidade e de laboratório apresentaram limitações na determinação de $K(\theta)$ especialmente próximo à saturação, quando comparados ao método do perfil instantâneo tomado como padrão.

2. No solo Latossolo Vermelho-Amarelo textura argiloarenosa, assumir que o gradiente é unitário resultou em estimativas errôneas dos valores de $K(\theta)$, causadas pela falta de homogeneidade no perfil. A afirmação é extensiva à maioria dos solos, por não terem perfil homogêneo.

LITERATURA CITADA

- AHUJA, R.L.; BARNES, B.B.; CASSEL, D.K.; BRUCE, R.R. & NOFZIGER, D.L. Effect of assumed unit gradient during drainage on the determination on unsaturated hydraulic conductivity and infiltration parameters. *Soil Sci.*, 145:235-243, 1988.
- ARYA, L.M.; DIEROLF, T.S.; SOFYAN, A.; WIDJAJA-ADHI, I.P.G. & van GENUCHTEN, M.T. Field measurement of the saturated hydraulic conductivity of a macroporous soil with unstable subsoil structure. *Soil Sci.*, 163:841-852, 1998.
- BACCHI, O.O.S. & REICHARDT, K. On simple methods for unsaturated soil hydraulic conductivity determination. *Sci. Agric.*, 50: 326-328, 1993.
- BLAKE, G.R. & HARTGE, K.H. Bulk density. In: KLUTE, A., ed. *Methods of soil analysis: Physical and mineralogical methods*. 2.ed. Madison, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, 1986a. Part I p.363-375.
- BLAKE, G.R. & HARTGE, K.H. Particle density. In: KLUTE, A., ed. *Methods of soil analysis: Physical and mineralogical methods*. 2.ed. Madison, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, 1986b. Part I. p.377-382.
- BRITO, A.S.; LIBARDI, P.L. & GHIBERTO, P.J. Water flux density, actual evapotranspiration and water storage in two sugar-cane cropped soils. *R. Bras. Ci. Solo*, 30:295-303, 2009a.
- BRITO, A.S.; LIBARDI, P.L.; MOTA, J.C.A. & MORAES, S.O. Desempenho do tensiômetro com diferentes sistemas de leitura. *R. Bras. Ci. Solo*, 33:17-24, 2009b.
- CHONG, S.K.; GREEN, R.E. & AHUJA, L.R. Simple *in situ* determination of hydraulic conductivity by power function descriptions of drainage. *Water Res. Res.*, 17:1109-1114, 1981.
- DAVIDSON, J.M.; STONE, L.R.; NIELSEN, D.R. & LARUE, M.E. Field measurement and use of soil-water properties. *Water Res. Res.*, 5:1312-1321, 1969.
- DIKINYA, O. Comparison of the instantaneous profile method and inverse modelling for the prediction of effective soil hydraulic properties. *Austr. J. Soil Res.*, 43:599-606, 2005.
- DIRKSEN, C.H. Unsaturated hydraulic conductivity. In: SMITH, K.A. & MULLINS C.E., eds. *Soil analysis: Physical methods*. New York, Dekker, 1991. p.209-269.
- DOURADO NETO, D.; JONG VAN LIER, Q.; BORTEL, T.A. & LIBARDI, P.L. Programa para confecção da curva de retenção de água no solo utilizando o modelo de van Genuchten. *Eng. Rural*, 1:92-102, 1990.
- ESALQ/USP, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz/ Universidade de São Paulo. Base de Dados Meteorológicos. Disponível em: <<http://www.esalq.usp.br/departamentos/leb/posto.html>>. Acesso em: 29 de março 2011.

- FALLEIROS, M.C.; PORTEZAN, O.; OLIVEIRA, J.C.M.; BACCHI, O.O.S. & REICHARDT, K. Spatial and temporal variability of soil hydraulic conductivity in relation to soil water distribution using an exponential model. *Soil Tillage Res.*, 45:279-285, 1998.
- FERNANDES, F.C.S. & LIBARDI, P.L. Drenagem interna e lixiviação de nitrato em um latossolo sob sucessão milho-braquiária-milho, com diferentes doses de nitrogênio. *R. Bras. Ci. Solo*, 33:1163-1173, 2009.
- FERNANDES, F.C.S.; LIBARDI, P.L. & CARVALHO, L.A. Internal drainage and nitrate leaching in a corn-black oat-corn succession with two split nitrogen applications. *Sci. Agric.*, 63:483-492, 2006.
- GARDNER, W.T. Water Content. In: KLUTE, A., ed. *Methods of soil analysis: Physical and mineralogical methods*. 2.ed. Madison, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, 1986. Part I. p.493-541.
- GEE, G.W. & BAUDER, J.W. Particle-size analysis. In: KLUTE, A., ed. *Methods of soil analysis: Physical and mineralogical methods*. 2.ed. Madison, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, 1986. Part I p.383-411.
- GHIBERTO, P.J.; LIBARDI, P.L.; BRITO, A.S. & TRIVELIN, P.C.O. Leaching of nutrients from a sugarcane crop growing on an Ultisol in Brazil. *Agric. Water Manag.*, 96:1443-1448, 2009.
- GHIBERTO, P.J. Lixiviação de nutrientes em um Latossolo cultivado com cana-de-açúcar. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, 2009. 158p. (Tese de Doutorado)
- GHIBERTO, P.J. Metodologias para a obtenção de parâmetros utilizados em modelos de infiltração da água no solo. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, 1999. 80p. (Tese de Mestrado)
- HILLEL, D.; KRENTOS, V.D. & STYLIANOV, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristic *in situ*. *Soil Sci.*, 114:395-400, 1972.
- LEVIN, J. *Estatística aplicada a ciências humanas*. 2.ed. São Paulo, Harbra, 1987. 392p.
- LIBARDI, P.L. & MELO FILHO, J.F. Análise exploratória e variabilidade dos parâmetros da equação da condutividade hidráulica em um experimento de perfil instantâneo. *R. Bras. Ci. Solo*, 30:197-206, 2006.
- LIBARDI, P. Métodos de medida da condutividade hidráulica dos solos. In: LIBARDI, P., ed. *Dinâmica da água no solo*. Piracicaba, Edusp, 2005. p.231-259.
- LIBARDI, P.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.P. & BIGGAR, J.W. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44:3-7, 1980.
- MARION, J.M.; OR, D.; ROLSTON, D.E.; KAVVAS, M.L. & BIGGAR, J.W. Evaluation of methods for determining soil water retentivity and unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci.*, 158:1-13, 1994.
- MERMOUD, A. & XU, D. Comparative analysis of three methods to generate soil hydraulic functions. *Soil Tillage Res.*, 87:89-10, 2006.
- MORAES, S.O. Heterogeneidade hidráulica de uma Terra Roxa estruturada. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, 1991. 141p. (Tese de Doutorado)
- MUALEM, Y. Mathematical model for rain drop distribution and rainfall kinetic energy. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 29: 494-504, 1986.
- MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Res. Res.*, 12:513-522, 1976.
- MUBARAK, I.; ANGULO-JARMILLO, R.; MAILHOL, J.C.; RUELLE, P.; KHALEDIAN, M. & VAUCLIN, M. Spatial analysis of soil surface hydraulic properties: Is infiltration method dependent? *Agric. Water Manag.*, 97:1517-1526, 2010.
- PHILIP, J.R. Theory of infiltration. *Advan. Hidrosoci.*, 5:215-296, 1969.
- REICHARDT, K. & TIMM, L.C. Redistribuição da água no solo. In: REICHARDT, K. & TIMM, L.C., eds. *Solo, planta e atmosfera: Conceitos, processos e aplicações*. Barueri, Manole, 2004. p.269-291.
- REICHARDT, K.; PORTEZAN, O.; LIBARDI, P.L.; BACCHI, O.O.S.; MORAES, S.O.; OLIVEIRA, J.C.M. & FALLEIROS, M.C. Critical analysis of the field determination of soil hydraulic conductivity functions using the flux-gradient approach. *Soil Tillage Res.*, 48:81-89, 1998.
- REICHARDT, K. Unit gradient in internal drainage experiments for the determination of soil hydraulic conductivity. *Sci. Agric.*, 50:151-153, 1993.
- SILVA, M.M.; LIBARDI, P.L. & FERNANDES, F.C.S. Nitrogen doses and water balance components at phenological stages of corn. *Sci. Agric.*, 66:515-521, 2009.
- SISSON, J.B.; FERGUSON, A.H. & VAN GENUCHTEN, M.T. van. Simple method for predicting drainage from field plots. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44:1147-1152, 1980.
- SKAGGS, R.W. & KHALEEL, R. Infiltration. In: HAAN, C.T.; JOHNSON, H.P. & BRAKENSIEK, D.L., eds. *Hidrologic modeling of small watersheds*. Michigan, American Society of Agricultural Engineers, 1982. p.121-166.
- van GENUCHTEN, M.T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44:892-898, 1980.
- VILLAGRA, M.M.; MATSUMOTO, O.M.; BACCHI, O.O.S.; MORAES, S.O.; LIBARDI, P.L. & REICHARDT, K. Tensiometria e variabilidade espacial em terra roxa estruturada. *R. Bras. Ci. Solo*, 12:205-210, 1988.
- WILLMOTT, C.J. On the validation of models. *Phys. Geogr.*, 2:184-194, 1981.

- YOUNGS, E.G. Hydraulic conductivity of saturated soils. In: SMITH, K.A. & MULLINS, C.E., eds. Soil analysis: Physical methods. New York, Marcel Dekker. 1991. p.161-207.
- ZACCHARIAS, S.; HEATWOLE, C.D. & COAKLEY, C.W. Robust quantitative techniques for validating pesticide transport models. Trans. Am. Soc. Agric. Eng., 39:47-54, 1996.