

Comissão 2.2 - Física do solo

ANÁLISE DA DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO SOLO PELO MÉTODO DO PERFIL INSTANTÂNEO⁽¹⁾

Adriano Dicesar Martins de Araújo Gonçalves⁽²⁾ & Paulo Leonel Libardi⁽³⁾

RESUMO

A condutividade hidráulica do solo K é uma propriedade que expressa a facilidade com que a água nele se movimenta; é importante para o manejo do solo, para a produção das culturas e para a preservação do solo e do ambiente. A determinação da condutividade hidráulica pode ser feita por métodos de laboratório e de campo; o primeiro, com maior controle das condições experimentais e, o segundo, com menor grau de perturbação no solo. Dentre os métodos de campo, o mais utilizado é o do perfil instantâneo, tanto o original como o modificado, em que se obtém teoricamente uma relação entre o conteúdo de água θ e o tempo de redistribuição t , supondo gradiente de potencial total igual a um. No intuito de realizar uma análise mais profunda desse método, foi desenvolvido um estudo com o objetivo de verificar a possibilidade de se obter uma relação do conteúdo de água no solo, em função do tempo de redistribuição sem a suposição da existência de gradiente de potencial total unitário. O estudo foi desenvolvido com dados de quatro solos e a validação da relação proposta foi realizada por comparação da função $K(\theta)$ obtida a partir dela com a alcançada tradicionalmente. Com base na análise dos resultados, pode-se concluir que a relação proposta entre θ e t para o método do perfil instantâneo apresentou-se válida e que o gradiente de potencial total pode influir tanto o parâmetro γ como o parâmetro K_0 da equação $K = K_0 \exp[\gamma(\theta - \theta_0)]$, ajustada aos dados experimentais. No caso específico dos solos avaliados neste trabalho, o gradiente de potencial teve baixa influência no parâmetro γ comparada à sua influência no parâmetro K_0 , levando à possibilidade de uso de um gradiente de potencial total médio para obtenção da função $K(\theta)$. Além disso, observou-se que o procedimento para o cálculo da densidade de fluxo

⁽¹⁾ Parte da Tese de Doutorado do primeiro autor apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Física do Ambiente Agrícola, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" - ESALQ. Recebido para publicação em 11 de maio de 2012 e aprovado em 24 de maio de 2013.

⁽²⁾ Pós-doutorando em Engenharia Florestal, Departamento de Solos, Universidade Federal de Santa Maria - UFSM. Av. Roraima, 1000, Prédio 42. CEP 97105-900 Santa Maria (RS). E-mail: admgonca@yahoo.com.br

⁽³⁾ Professor Titular, Departamento de Engenharia de Biossistemas, ESALQ. Av. Pádua Dias, 11. CEP 13418-900 Piracicaba (SP). E-mail: pllibard@usp.br

a partir da curva da armazenagem em função do tempo de redistribuição da água é muito mais simples do que o procedimento original utilizado no método do perfil instantâneo.

Termo de indexação: armazenagem de água, drenagem interna, conteúdo de água no solo, tempo de redistribuição, gradiente de potencial total.

SUMMARY: AN ANALYSIS OF SOIL HYDRAULIC CONDUCTIVITY DETERMINATION BY MEANS OF THE INSTANTANEOUS PROFILE METHOD

The soil hydraulic conductivity K is a property that expresses the ability of the soil in conducting water. It is important for soil management, crops yield and the preservation of soil and environment. The soil hydraulic conductivity can be determined by means of laboratory and field methods, the first better experimentally controlled and the second with less degree of soil disturbing. Among the field methods, the instantaneous profile one is the most used, both the original and the modified in which a relation between the soil water content θ and the soil water redistribution time t is obtained assuming soil water total potential gradient equal to one. In order to analyse in more detail the method, a study was carried out with the objective of verifying the possibility to obtain the relation of θ as a function of t without the assumption of the existence of total potential gradient equal to one. The study was developed with data of four soils and the validation of the proposed relation was made by comparing the $K(\theta)$ function obtained from it and the $K(\theta)$ function obtained in the traditional way. From the results, it could be conclude that the proposed relation between θ and t for the instantaneous method showed to be valid and that the total potential gradient may affect both γ and K_0 parameters of the $K = K_0 \exp [\gamma(\theta - \theta_0)]$ equation fitted to the experimental data. For the specific case of the soils evaluated in this work, the potential gradient had low influence on the γ parameter as compared with its influence on the K_0 parameter, leading to the possibility of utilization of a mean potential gradient to obtain the $K(\theta)$ function. Besides, it was observed that the procedure to calculate the flux density from the curve of soil water storage as a function of redistribution time is much simpler than the original that has been used for this purpose in the instantaneous profile method.

Index terms: soil water storage, soil water redistribution time, total potential gradient, soil water content.

INTRODUÇÃO

A condutividade hidráulica do solo é uma propriedade que expressa a facilidade com que a água nele se movimentada, sendo de extrema importância ao uso agrícola e, conseqüentemente, à produção das culturas e à preservação do solo e do ambiente.

A primeira equação utilizada para quantificar o movimento da água no solo foi introduzida por Henry Darcy, em 1856, o qual trabalhou com colunas de areia saturada com água. Essa equação, conhecida como equação de Darcy, estabelece que a quantidade de água que passa por unidade de tempo e de área pelo meio poroso saturado é proporcional ao gradiente de potencial total da água nesse meio. A constante de proporcionalidade foi denominada por Darcy de condutividade hidráulica, hoje conhecida como condutividade hidráulica do solo saturado K_0 .

A condutividade hidráulica do solo saturado descreve a funcionalidade de seu sistema poroso, englobando propriedades relacionadas com a sua porosidade, como quantidade, tamanho, morfologia,

continuidade e orientação dos poros. Pelo fato de a condutividade hidráulica na condição saturada depender em grande parte da forma e continuidade do sistema poroso, essa varia fortemente de um local a outro, apresentando valores extremos em determinados locais e podendo diferir também nas distintas orientações do solo. A condutividade hidráulica na condição saturada é mais dependente, portanto, da estrutura do que da textura do solo e, ao elevar o grau de agregação de um solo, o valor dela aumenta. O efeito da estrutura e em especial dos macroporos (diâmetro maior do que 50 μm) possibilita a um solo argiloso exibir valores de K_0 similares ao arenoso. Para Libardi (1999), todas essas propriedades do espaço poroso que influenciam a condutividade do solo podem ser reunidas no termo único "geometria porosa dos solos".

Segundo Silva & Kato (1997), a macroporosidade é fator de extrema importância na condutividade hidráulica do solo saturado e sua redução provoca diminuição nos valores de K_0 . Esses autores observaram que pequena diferença de macroporosidade entre áreas de manejo convencional e de plantio direto foi

acompanhada por grande diferença nos valores de K_0 , sendo constatado o valor de $0,0035 \text{ cm s}^{-1}$, na primeira, e o de $0,0231 \text{ cm s}^{-1}$, na segunda, evidenciando a importância da macroporosidade na condutividade hidráulica, ou seja, o efeito do manejo na estrutura do solo.

Buckingham (1907), com base na teoria dos fluxos de calor e elétrico, teorizou uma equação para o fluxo da água em meios porosos não saturados, que ficou muito semelhante à equação de Darcy, introduzindo uma relação funcional entre condutividade hidráulica e conteúdo de água no solo e, igualmente, entre o potencial mátrico e conteúdo de água no solo. Tal equação é hoje denominada equação de Darcy-Buckingham.

Richards (1931) combinou a equação de Darcy-Buckingham com a equação da continuidade, obtendo a equação diferencial geral que descreve o movimento da água no solo, conhecida como equação de Richards. Esse autor foi o primeiro a apresentar um método de determinação da condutividade hidráulica do solo, em condições não saturadas.

Dentre os vários fatores que influenciam a condutividade hidráulica do solo não saturado, destaca-se o conteúdo de água no solo (Libardi & Melo Filho, 2006). A relação entre condutividade e o conteúdo de água no solo apresenta elevada sensibilidade, de tal modo que uma variação de 1 a 2 % no conteúdo de água pode influenciar a condutividade em valores superiores a 170 % (Falleiros et al., 1998).

Marques et al. (2002), relacionando as propriedades hidráulicas com os horizontes pedológicos de dois Latossolos, não constataram a coincidência entre os valores de condutividade hidráulica e os horizontes com homogeneidade textural e estrutural, concluindo que a dinâmica da água nem sempre se altera quando há mudança de horizonte pedológico. Já Carvalho (2002) constatou haver relação entre os horizontes pedológicos e a condutividade hidráulica em um Latossolo.

Os maiores valores de K_0 são encontrados associados aos maiores valores de porosidade. Porém, Bouma (1982) relatou que pequenos poros podem conduzir mais quando são contínuos, enquanto os maiores em uma dada seção podem não contribuir para o fluxo quando apresentam descontinuidade no perfil do solo. Dessa forma, a classificação por tamanho não necessariamente reflete o importante padrão de continuidade dos poros do solo.

Hillel (1971) salientou que a diferença mais importante entre o escoamento em meio saturado e não saturado está na condutividade hidráulica. Quando o solo se encontra saturado, todos os poros estão preenchidos e conduzindo água, sendo sua condutividade máxima nessa condição. Quando o solo se torna não saturado, alguns poros ficam preenchidos por ar e a condutividade hidráulica decresce rapidamente. Tanto para meios porosos saturados como para os não saturados, a maior dificuldade na

quantificação do fluxo da água reside na determinação da sua condutividade hidráulica (Pauletto et al., 1988). A condutividade hidráulica envolve o conhecimento da permeabilidade intrínseca, relacionada ao volume total e à distribuição do tamanho de poros, da tortuosidade e da viscosidade dinâmica do fluido (Cintra, 1997).

Reichardt (1988), analisando o conceito de capacidade de campo, observou que o principal fator de redução do fluxo de drenagem é a condutividade hidráulica do solo e não o gradiente de potencial da água. O principal problema ao basearem-se os critérios para definir a capacidade de campo em condutividade hidráulica está na dificuldade de sua estimativa.

A aplicação da teoria do fluxo de água em solo não saturado no campo e em laboratório requer, portanto, o conhecimento da condutividade hidráulica e das características de retenção de água do solo (Klute, 1972).

Silva & Libardi (2000) comentaram que perturbações na superfície do solo podem influenciar nos valores da condutividade hidráulica e proporcionar resultados que não condizem com o solo estudado. Dessa forma, é desejável que os métodos e as técnicas utilizadas para quantificar essas propriedades não provoquem perturbações adicionais no próprio solo e forneçam valores representativos e de precisão adequada.

Bacchi et al. (1991) comentaram que, após o trabalho de Richards (1931), vários métodos foram desenvolvidos para uso em laboratório e campo, para determinar a condutividade hidráulica em solo não saturado e que a maioria deles se baseia em soluções da equação de Richards.

No método do perfil instantâneo para determinação da condutividade hidráulica K , em função do conteúdo de água θ ou função $K(\theta)$ (Watson, 1966), procura-se uma solução para a equação de Richards que é a combinação da equação da continuidade com a equação de Darcy-Buckingham, na direção vertical, durante o processo de redistribuição da água, após a saturação de um perfil de solo e prevenção do fluxo de água através de sua superfície. Dentre as vantagens desse método, pode-se citar a obtenção de medidas diretas no campo ou outro local de estudo, apresentando valores mais realísticos de condutividade hidráulica, quando comparados com os de laboratório.

Para perfis de solo heterogêneo, o método do perfil instantâneo pode apresentar dificuldades como a presença de camadas menos permeáveis que podem interferir no fluxo de água, ocasionando fluxo lateral. Se a água subterrânea se situar muito próxima à superfície, essa pode influenciar os resultados.

Uma alternativa que pode ser utilizada no método do perfil instantâneo é considerar o gradiente de potencial total igual a um. Libardi et al. (1980) simplificaram o procedimento para determinar a função $K(\theta)$, com medidas apenas do conteúdo de água,

presumindo uma relação exponencial entre a condutividade hidráulica e esse conteúdo, conseguindo uma equação que relaciona o conteúdo de água com o tempo (t) de redistribuição de água no perfil, e que, a partir dessa, obtém-se a função $K(\theta)$.

A relação entre θ e t alcançada por Libardi et al. (1980) tem sido uma função linear entre θ e $\ln t$, mesmo em situações em que o gradiente de potencial total difere da unidade. Assim, no intuito de realizar uma análise mais profunda do método do perfil instantâneo, pretendeu-se neste estudo verificar a possibilidade de obter uma equação do conteúdo de água no solo em função do tempo de redistribuição de modo similar ao modelo de Libardi et al. (1980), mas sem a suposição de gradiente de potencial igual a um.

MATERIAL E MÉTODOS

Solos e dados utilizados

Para o estudo, foram extraídos dados de potencial mátrico e de conteúdo de água com o tempo para cada profundidade de interesse de quatro trabalhos da literatura, em que foi desenvolvido o método do perfil instantâneo em condições de campo, os quais são descritos a seguir.

Brito (2010) desenvolveu seu estudo em um Latossolo Vermelho-Amarelo com textura média, designado por *LVA*, e Prevedello (1987) aplicou o método num Nitossolo, designado por *Ni* (Quadro 1).

Cho et al. (1977) realizaram o estudo deles em um Quartzipsamment (areia de duna), designado por *AD*, em que 10 % do material constituíram-se de partículas com diâmetro menor que 0,22 mm; 20 %, menor que 0,28; 60 %, menor que 0,33; e 100 %, menor que 0,90 mm. Com base nesses valores, o solo foi classificado como areia no triângulo textural, com a densidade das partículas em torno de 2,7 Mg cm⁻³ e a do solo, em torno de 1,5 Mg cm⁻³.

Klein (1998) desenvolveu o estudo num Latossolo Roxo ácrico (*LRA*), sob três diferentes tratamentos: mata-*LRA_m*, em cultura de sequeiro-*LRA_s* e irrigada-*LRA_i* (Quadro 2).

Metodologias com base no método do perfil instantâneo utilizadas neste trabalho

Foi calculada a condutividade hidráulica do solo não saturado por três metodologias fundamentadas nos procedimentos experimentais do perfil instantâneo, quais sejam os modelos de armazenagem da água no solo que consideram ou não o gradiente unitário, além da proposição de um novo modelo.

Metodologia da armazenagem considerando o gradiente unitário

Considera-se que a armazenagem na camada $0-L$ m de profundidade, h_L , varia linearmente com o logaritmo do tempo de redistribuição, $\ln t$:

$$h_L = A \ln t + B \quad (1)$$

Derivando, assim, h_L em relação a t :

$$\frac{dh_L}{dt} = \frac{-A}{t} \quad (2)$$

Considerando igual a 1 o gradiente de potencial total, com o que $dh_L/dt=K$, na profundidade L , transforma-se a equação 2 em

$$\ln K = \ln(-A) - \ln t \quad (3)$$

Considerando também que o conteúdo de água no solo θ na profundidade L também varia linearmente com $\ln t$,

$$\theta = a \ln t + b \quad (4)$$

tem-se que

$$\ln t = \frac{\theta - b}{a} \quad (5)$$

Substituindo a equação 5 na equação 3:

$$\ln K = \frac{-\theta}{a} + \ln(-A) + \frac{b}{a} \quad (6)$$

Quadro 1. Densidade do solo (Ds), densidade das partículas (Dp) e granulometria dos solos utilizados nos estudos de Brito (2010) e de Prevedello (1987)

Camada	Ds	Dp	Areia	Silte	Argila	Classe textural
m	Mg m ⁻³		g kg ⁻¹			
	Latossolo Vermelho-Amarelo ⁽¹⁾					
0,00-0,20	1,63	2,75	840	20	140	areia franca
0,20-0,40	1,68	2,76	800	20	180	franco-arenosa
0,40-0,60	1,67	2,74	760	40	200	franco-argiloarenosa
0,60-0,80	1,63	2,69	760	40	200	franco-argiloarenosa
	Nitossolo ⁽²⁾					
0,00-0,17	1,44	2,86	300	168	532	argiloso
0,17-0,52	1,26	2,89	233	133	634	muito argiloso
0,52-1,08	1,22	2,91	242	160	598	argiloso

⁽¹⁾ Brito (2010); ⁽²⁾ Prevedello (1987).

Quadro 2. Densidade das partículas (Dp), densidade do solo (Ds) e granulometria do LRA utilizado no estudo de Klein (1998)

Trat. ⁽¹⁾	Prof. ⁽²⁾	Dp	Ds	Areia	Silte	Argila
	m	— Mg m ⁻³ —		— g kg ⁻¹ —		
Mata	0,50	2,65	1,03	191	73	736
	0,70	2,64	1,00	171	69	760
	0,90	2,57	1,03	166	77	757
Sequeiro	0,50	2,71	1,08	273	69	658
	0,70	2,83	1,01	256	78	666
	0,90	2,72	0,98	226	78	696
Irrigado	0,50	2,74	1,10	315	70	615
	0,70	2,60	1,06	277	76	646
	0,90	2,73	1,02	333	55	611

⁽¹⁾ Trat.: tratamento; ⁽²⁾ Prof.: profundidade.

Chamando $\frac{-1}{a} = a'$ e $\ln(-A) + \frac{b}{a} = b'$, resulta em:

$$\ln K - a'\theta + b' \quad (7)$$

Com isso, calcula-se a' e b' da relação $\ln K$ em função de θ a partir das regressões 1 e 4.

Observa-se que a e A são sempre negativos.

Metodologia da armazenagem sem a consideração de gradiente unitário

Tendo em conta a consideração da dependência linear entre h_L e $\ln t$ (equação 1), quando não se considera unitário o gradiente de potencial total, obtém-se:

$$\frac{dh_L}{dt} = \frac{-A}{t} = q \quad (8)$$

em que q é a densidade de fluxo de água na profundidade L , função do tempo de redistribuição t .

Dividindo q em cada tempo t pelo gradiente de potencial total no mesmo tempo t , obtém-se K para cada tempo e assumindo-se que o logaritmo neperiano desse K seja função de θ , tem-se que:

$$\ln K = a''\theta + b'' \quad (9)$$

Modelo proposto

É comum na determinação da densidade de fluxo da água pela equação de Darcy-Buckingham, calcular-se o gradiente de potencial total em z por:

$$\text{grad } \phi_t = \frac{\phi_{t_1} - \phi_{t_2}}{z_1 - z_2} \quad (10)$$

sendo $z = (z_1 + z_2)/2$.

Entretanto, assumindo que o potencial total ϕ_t varia com a coordenada vertical de posição z , segundo uma equação de segundo grau do tipo

$$\phi_t = A_p z^2 + C \quad (11)$$

a equação 10, tendo em vista a equação 11, pode ser escrita como:

$$\frac{\phi_{t_1} - \phi_{t_2}}{z_1 - z_2} = \frac{(A_p z_1^2 + C) - (A_p z_2^2 + C)}{z_1 - z_2}$$

ou:

$$\frac{\phi_{t_1} - \phi_{t_2}}{z_1 - z_2} = A_p (z_1 + z_2)$$

Como $(z_1 + z_2) = 2z$, então:

$$\frac{\phi_{t_1} - \phi_{t_2}}{z_1 - z_2} = 2A_p z \quad (12)$$

que é a derivada de ϕ_t (Equação 11) com relação a z .

Portanto, quando se calcula o gradiente de potencial total por $\frac{\phi_{t_1} - \phi_{t_2}}{z_1 - z_2}$, está subentendida a consideração que ϕ_t varia com z conforme a equação 11, visto que a derivada de ϕ_t com relação a z dessa equação é igual a $2A_p z$.

Nas equações 10, 11 e 12, o eixo de z foi escolhido positivo para cima com sua origem coincidente com a superfície do solo.

No desenvolvimento de Libardi et al. (1980), chega-se à equação 13:

$$-a_L L \frac{d\theta}{dt} = K(\theta) \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \quad (13)$$

em que os autores consideram que:

$$K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)} \quad (14)$$

e $\frac{\partial \phi_t}{\partial z} = 1$. Na equação 14, K_0 e θ_0 são a condutividade hidráulica e o conteúdo de água no solo no tempo zero de redistribuição, respectivamente, e γ o coeficiente angular da equação linear de $\ln(K)$ em função de θ .

Na equação 13, L é a profundidade do solo e z a coordenada vertical de posição.

Sem a consideração de gradiente unitário e assumindo que a equação 14 seja válida, tem-se, substituindo as equações 12 e 14 na equação 13, que:

$$-a_L L \frac{d\theta}{dt} = 2A_p z K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)} \quad (15)$$

Como $L = -z$, então:

$$-a_L \frac{d\theta}{dt} = -2A_p K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)} \quad (16)$$

Separando as variáveis da equação 16 e integrando a equação resultante de θ_0 a θ e de 0 a t , obtém-se:

$$\theta - \theta_0 = \frac{1}{\gamma} \ln \left(1 + \frac{\gamma 2K_0}{a_L} \int_0^t A_p dt \right) \quad (17)$$

Na equação 17, t é o tempo de redistribuição da água e a_L é um parâmetro desenvolvido por Libardi et

al. (1980) para correlação entre o conteúdo de água θ na profundidade L e o conteúdo de água médio $\bar{\theta}$ da camada 0-L; com isso, à semelhança desses autores, tem-se por esta proposta, que:

$$\bar{\theta}_0 - \bar{\theta} = \frac{1}{\gamma} \ln \left(1 + \bar{\gamma} 2K_0 \int_0^t A_p dt \right) \quad (18)$$

Para tempos longos, as equações 17 e 18 reduzem-se, respectivamente, a:

$$\theta_0 - \theta = \frac{1}{\gamma} \ln(-\bar{A}_p t) + \frac{1}{\gamma} \ln \left(\frac{\gamma 2K_0}{\alpha_L} \right) \quad (19)$$

e

$$\bar{\theta}_0 - \bar{\theta} = \frac{1}{\bar{\gamma}} \ln(-\bar{A}_p t) + \frac{1}{\bar{\gamma}} \ln(\bar{\gamma} 2K_0) \quad (20)$$

sendo $\bar{A}_p t = \int_0^t A_p dt$, ou seja, $\bar{A}_p t$ é o valor médio da função $A_p(t)$ no intervalo de 0 a t .

Tendo em vista a equação 4, que independe da suposição de gradiente de potencial total igual ou diferente da unidade, pode-se supor que:

$$\ln(-\bar{A}_p) = a^* \ln t + b^* \quad (21)$$

com o que as equações 19 e 20 transformam-se, respectivamente, em:

$$\theta_0 - \theta = \frac{a^* + 1}{\gamma} \ln t + \frac{1}{\gamma} \left(b^* + \ln \left(\frac{2\gamma K_0}{\alpha_L} \right) \right) \quad (22)$$

e

$$\bar{\theta}_0 - \bar{\theta} = \frac{a^* + 1}{\bar{\gamma}} \ln t + \frac{1}{\bar{\gamma}} (b^* + \ln(2\bar{\gamma}K_0)) \quad (23)$$

Desse modo, o valor de γ da equação 14 é obtido a partir do coeficiente angular da regressão linear de $\theta_0 - \theta$, em função de $\ln(t)$ (Equação 22), e o valor de K_0 , a partir dos coeficientes linear e angular da regressão linear de $\bar{\theta}_0 - \bar{\theta}$, em função de $\ln(t)$ (Equação 23).

Comparação dos modelos

No intuito de validar o modelo proposto, foi tomado como referência o modelo da armazenagem sem a consideração de gradiente de potencial igual a um. Assim, deduz-se facilmente que, se para o modelo proposto $K = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)}$ e para o de referência $K' = K'_0 e^{\gamma'(\theta - \theta_0)}$, então:

$$\ln K = \frac{\gamma}{\gamma'} \ln K' + \ln K_0 - \frac{\gamma}{\gamma'} \ln K'_0 \quad (24)$$

ou

$$\ln K = c \ln K' + d \quad (25)$$

sendo, evidentemente, $c = \gamma/\gamma'$ e $d = \ln K_0 - (\gamma/\gamma') \ln K'_0$.

Desse modo, se os modelos forem exatamente iguais, evidentemente $K_0 = K'_0$, $\gamma = \gamma'$ e, portanto,

$$\ln K = \ln K' \quad (26)$$

Consequentemente, se num mesmo gráfico de $\ln K$ em função de $\ln K'$ forem traçadas as retas representativas das equações 25 e 26, quanto mais próximos entre si ou similares os modelos, mais próximas entre si serão as retas. Para verificar a proximidade dessas retas, calculou-se a área sob elas (integral da função) para os valores de $\ln K'$ correspondentes à faixa de conteúdo de água obtida no ensaio de determinação da função $K(\theta)$ do solo em estudo.

Para simplificar a notação, seja $\ln K' = x$ e $\ln K = y$.

Com isso, a equação 25 transforma-se em:

$$y = cx + d \quad (27)$$

e a área sob sua curva no intervalo de x_m a x_M é:

$$A = \int_{x_m}^{x_M} (cx + d) dx \quad (28)$$

sendo x_m o valor mínimo obtido de $\ln K'$ e x_M seu valor máximo.

Resolvendo a integral da equação 28 obtém-se:

$$A = \frac{c}{2} (x_M^2 - x_m^2) + d(x_M - x_m) \quad (29)$$

De modo semelhante, a equação 26 torna-se:

$$y = x$$

e a área sob sua curva (1:1) A_r , em:

$$A_r = \int_{x_m}^{x_M} x dx \quad (30)$$

ou

$$A_r = \frac{1}{2} (x_M^2 - x_m^2) \quad (31)$$

A diferença relativa da integral A em relação à integral A_r :

$$\delta = \frac{A}{A_r} - 1 \quad (32)$$

será, portanto, substituindo as equações 29 e 31 na equação 32, igual a:

$$\delta = c - 1 + \frac{2d}{x_M + x_m} \quad (33)$$

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A partir dos dados de conteúdo de água à base de volume θ para os diversos tempos de redistribuição t e profundidades dos solos L , foram elaborados os gráficos de θ em cada L e da armazenagem de água até a L de interesse, h_L , em função de t .

Nesses gráficos, as linhas que se ajustaram aos pontos experimentais foram obtidas por meio de regressão linear, cujos coeficientes de determinação (R^2) foram maiores do que 0,94 para todas as regressões, evidenciando que de fato descreveram

adequadamente o fenômeno, conforme já esclareceram Libardi et al. (1980), os quais trabalharam com a hipótese de gradiente unitário para o método do perfil instantâneo. Na figura 1, é apresentado um exemplo dessas regressões com os dados de armazenagem plotados em função do tempo de redistribuição para a profundidade 0,745 m do Nitossolo.

Carvalho (2002) também obteve boa correlação entre o conteúdo de água médio do solo e o $\ln t$ em uma equação de terceiro grau e afirmou que se fizesse um ajuste linear também encontraria alto coeficiente de correlação.

Os resultados de R^2 das regressões lineares de θ e de h_L em função de $\ln t$ indicaram que o denominado método da armazenagem, com ou sem a consideração de gradiente unitário, para avaliar a função $K(\theta)$, é alternativa muito mais simplificada em comparação com o procedimento de Hillel et al. (1972), que ainda hoje é utilizado por muitos pesquisadores.

Conforme o desenvolvimento teórico do modelo proposto, além da relação linear entre θ e $\ln t$ e entre $\bar{\theta}$ e $\ln t$ (Equações 22 e 23), é necessário também que o logaritmo neperiano de \bar{A}_p , parâmetro ligado ao gradiente de potencial total (Equação 12), também varie linearmente com $\ln t$ (equação 21). As relações $\ln \bar{A}_p$ em função de $\ln t$ apresentaram, para os solos estudados, coeficientes de determinação que variaram entre 0,81 e 0,98, em que se pode inferir que os resultados permitiram utilizar o modelo proposto. A figura 2 também é um exemplo de tais gráficos para o Nitossolo na profundidade 0,745 m. Já o quadro 3 apresenta os valores médios dos gradientes do potencial total, acompanhados dos respectivos desvios-padrão, medidos ao longo do tempo de redistribuição, cujos valores máximos foram 510 h para o Latossolo Vermelho-Amarelo, 720 h para os três tratamentos do Latossolo Roxo, 168 h para a areia de duna e 647 h para o Nitossolo.

Com base no método da estimativa da armazenagem sem a consideração de gradiente unitário, considerado como referência, foram feitas as

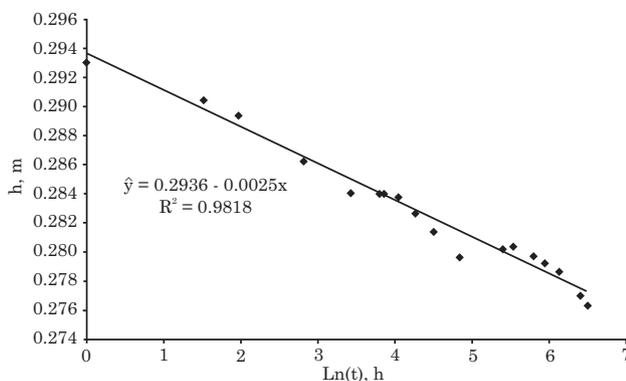


Figura 1. Armazenagem de água em função do tempo de redistribuição na profundidade de 0,745 m de um Nitossolo (Ni).

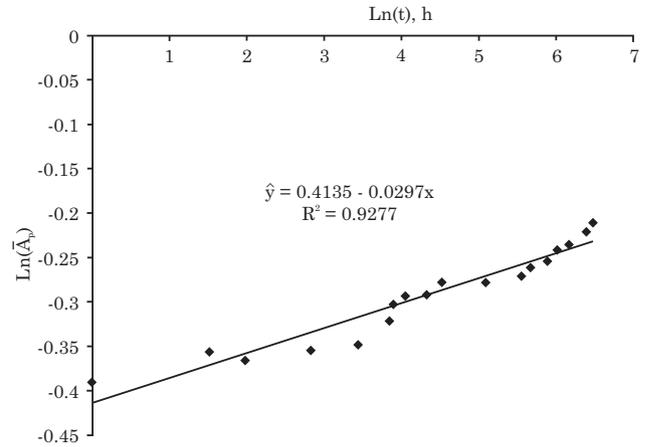


Figura 2. $\ln(A_p)$ em função do tempo de redistribuição, na profundidade de 0,745 m de um Nitossolo (Ni).

regressões lineares de $\ln K$ em função de θ , cujos coeficientes de determinação (R^2) obtidos foram todos acima de 0,97. Esse comportamento exponencial da função $K(\theta)$ determinada sob condições de campo pelo método do perfil instantâneo parece ser universal (Hillel et al., 1972; Libardi et al., 1980).

Expressando as equações de ajuste das regressões lineares na forma $K = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)}$, obtiveram-se os parâmetros θ_0 , γ e K_0 para os três modelos utilizados neste trabalho, cujos resultados são apresentados no quadro 4. Exceção à linearidade ocorreu na areia de duna, em que foram obtidas duas equações lineares de $\ln K$ em função de θ ; uma para os tempos iniciais de redistribuição (parte mais úmida) e outra para os tempos finais (parte mais seca) do processo. Evidentemente esse fato foi reflexo de semelhante comportamento das relações entre θ e $\ln t$ e de h_L e $\ln t$ nesse solo, o que também foi observado por Libardi & Reichardt (2001) para solos de textura média a arenosos.

Pode-se observar, nos solos estudados, que há tendência de a condutividade hidráulica do solo aumentar em profundidade (Quadro 4). Resultados semelhantes foram obtidos por Carvalho (2002), num Latossolo Roxo distrófico, e por Aragão Júnior et al. (1983), num Podzólico Vermelho-Amarelo. Já Cadima et al. (1980), em estudo num Latossolo Vermelho-Amarelo textura média, concluíram que a variabilidade do parâmetro condutividade hidráulica no sentido vertical foi muito pronunciada e salientaram que o uso de valores médios pode trazer erros consideráveis na estimativa de fluxo de água nesse solo. Porém, esses autores acreditaram que a variabilidade em profundidades maiores deve ser menor por causa da maior homogeneidade das camadas mais profundas.

Ainda enfatizando o problema da variabilidade espacial da condutividade hidráulica determinada sob condições de campo, Jong van Lier & Libardi (1999)

Quadro 3. Gradientes médios de potencial total e respectivos desvios-padrão, entre parênteses, nas diversas profundidades dos solos estudados

Prof. (z)	LVA	LR _{am}	LR _{as}	LRa _i	AD	N _i
m						
0,200					1,03 (0,12)	
0,400					0,80 (0,07)	
0,500		1,52 (0,17)	0,76 (0,09)	0,83 (0,10)		
0,700			0,77 (0,07)	0,72 (0,07)		1,20 (0,13)
0,800	1,78 (0,71)				0,88 (0,02)	
0,900			0,84 (0,14)	0,73 (0,05)		
0,905						1,58 (0,24)
1,055						1,67 (0,46)
1,430						2,88 (0,54)
1,880						0,94 (0,03)
2,030						0,72 (0,07)

Quadro 4. Parâmetros da equação $K' = K'_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)}$ para expressar a condutividade hidráulica do método proposto (MP), considerando gradiente unitário (grad = 1) e sem consideração de gradiente unitário (grad ≠ 1), nas profundidades dos solos estudados

Solo	Prof.	θ_0	γ			K_0		
			MP	grad=1	grad≠1	MP	grad =1	grad≠1
	m	m ³ m ⁻³	mm dia ⁻¹					
LVA	0,800	0,2567	86,213	76,330	90,147	220,3	194,4	223,5
Ni	0,745	0,4370	228,422	222,220	229,220	60,0	60,0	56,5
Ni	0,905	0,4393	149,925	149,253	157,000	70,6	84,0	66,5
Ni	1,055	0,4361	127,300	117,647	133,420	119,7	120,0	130,4
Ni	1,430	0,4053	84,937	78,740	85,895	111,6	206,4	108,6
Ni	1,880	0,4033	64,986	65,359	63,552	344,5	331,2	314,9
Ni	2,030	0,4064	62,191	63,694	61,952	486,3	388,8	483,0
LRam	0,500	0,4107	45,500	42,373	44,559	15,8	19,4	14,4
LRas	0,500	0,3753	75,968	78,740	72,990	16,4	14,2	15,9
LRas	0,700	0,3787	67,440	69,930	68,294	24,6	20,8	25,5
LRas	0,900	0,3971	49,919	53,476	46,514	30,6	28,4	25,9
LRai	0,500	0,4265	56,060	58,139	52,124	15,6	14,8	14,4
LRai	0,700	0,4099	49,580	52,356	48,608	25,4	21,6	25,7
LRai	0,900	0,4294	42,380	44,247	42,817	35,9	29,6	37,9
AD	0,200	0,3152	20,085	21,321	18,429	9.196,3	11.928,1	8.259,3
AD	0,200	0,1286	80,729	81,967	77,251	59,1	64,3	58,8
AD	0,400	0,3170	16,049	16,611	15,056	8.171,0	9.264,0	7.784,3
AD	0,400	0,1315	76,230	76,923	74,899	94,6	96,5	95,8
AD	0,800	0,3223	13,260	12,987	12,963	11.594,9	10.377,3	11.399,3
AD	0,800	0,1440	72,840	72,463	82,782	220,5	192,8	255,1

constatarem que as grandes diferenças ocorridas entre as repetições de determinações de $K(\theta)$ pelo método do perfil instantâneo devem-se, em menor grau, às diferenças entre γ encontrados e, em maior grau, aos valores de K_0 e θ_0 , estimados pelos seus respectivos ajustes.

Calculando os desvios relativos entre os dois métodos (proposto e de referência) pela equação 33,

obtiveram-se os valores apresentados na terceira coluna do quadro 5, para os solos estudados. Observa-se, pelos valores de δ , que, em algumas profundidades, o método proposto superestimou os valores de condutividade (valores positivos de δ) e, em outras, subestimou (valores negativos de δ). No entanto, nota-se que os desvios são baixos, com exceção das profundidades 0,745; 0,905 e 1,05 m do Nitossolo, em

que os valores de δ foram 12; 34,4 e 9,3 %, respectivamente. Provavelmente, esses maiores valores de δ , notadamente na profundidade de 0,905 m, devem ter relação com o horizonte textural desse solo, cuja expressão máxima ocorreu nessa profundidade, o que pode ter influenciado a condução do ensaio do método no campo.

A quarta coluna do quadro 5 apresenta os valores do desvio δ do método da armazenagem, considerando-se o gradiente de potencial total igual à unidade, em relação ao método de referência, sem consideração de gradiente unitário. Observa-se que os valores de δ são altos, exceto nos casos em que o gradiente de potencial total foi próximo da unidade ao longo do tempo de redistribuição, como na areia de duna e na profundidade de 1,88 m do Nitossolo. A comparação da terceira e quarta colunas do quadro 5 comprova a validade do método proposto.

No Nitossolo, se for considerado $x_m = 0$ na equação 31, que equivale a um $K' = 1 \text{ mm dia}^{-1}$, valor relativamente baixo, o δ à profundidade de 0,905 m diminuiria de 34,4 a 7,4 %.

Observando-se os dados de gradiente de potencial total, percebe-se que esses não são unitários, mas sua variação ao longo do tempo de redistribuição não foi alta para a maioria das profundidades. Assumindo por hipótese que o gradiente de potencial total seja o mesmo em todos os tempos (valor médio no tempo),

verifica-se que basta dividir o valor de K_0 do modelo em que se assume gradiente unitário para obter a nova função $K(\theta)$, na forma da equação $K = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)}$. Fazendo essa divisão e calculando o desvio γ da nova função (gradiente médio), em relação ao modelo de referência, obtiveram-se os valores também demonstrados no quadro 5, quinta coluna, que foram baixos, à semelhança dos desvios do modelo alternativo aqui apresentado, com pequeno aumento nas profundidades do horizonte textural do Nitossolo. Esse fato evidenciou que o gradiente de potencial total pareceu não ter influência sobre o valor do γ da equação $K = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)}$. Entretanto, é importante observar que se considerando a equação 22, essa influência também existe teoricamente no parâmetro γ . Considerando-se os resultados nesses solos, portanto, a função $K(\theta)$ pode ser obtida simplesmente dividindo-se o valor de K_0 da equação $K = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)}$, obtido com o modelo que assume o gradiente de potencial total igual a um pelo gradiente de potencial total médio, ao longo do tempo de redistribuição da água.

São necessários procedimentos experimentais do método do perfil instantâneo, como tamanho da parcela e isolamento da parcela em profundidade, para se ter certeza de que não há movimento lateral de água durante os processos de saturação do perfil e redistribuição da água nele. Nesse sentido, recomenda-se que no método do perfil instantâneo a coluna de solo no campo seja delimitada em profundidade, com

Quadro 5. Desvio relativo médio da condutividade em relação ao método de referência no método proposto (MP x grad \neq 1), no do gradiente unitário (grad=1 x grad \neq 1) e no do gradiente médio (M x grad \neq 1)

Solo	Prof.	Delta		
		MP x grad \neq 1	grad=1 x grad \neq 1	M x grad \neq 1
m				
LVA	0,80	7,825	22,617	-9,114
Ni	0,745	11,975	27,436	-3,021
Ni	0,905	34,390	63,716	-7,294
Ni	1,055	9,290	37,611	-13,811
Ni	1,43	5,466	77,791	-10,372
Ni	1,88	0,753	-1,409	0,796
Ni	2,03	-0,171	-9,914	0,602
LRam	0,50	7,835	62,203	-3,150
LRas	0,50	-4,930	-29,022	1,215
LRas	0,70	-0,757	-19,732	1,036
LRas	0,90	2,540	-11,286	0,278
LRai	0,50	-6,443	-21,243	0,860
LRai	0,70	-3,301	-22,026	1,225
LRai	0,90	-1,950	-17,788	0,134
AD	0,20	-2,511	-1,443	-1,926
AD	0,20	-7,749	-4,753	-6,784
AD	0,40	-0,461	0,554	0,817
AD	0,40	-2,270	-2,319	-1,447
AD	0,80	-0,073	-1,149	0,384
AD	0,80	4,095	-0,036	3,830

base na análise prévia do perfil no que diz respeito à ocorrência de horizontes ou às camadas que possam desviar o movimento da água de seu trajeto vertical.

CONCLUSÕES

1. A equação teórica que relaciona o conteúdo de água no solo com o tempo de redistribuição no método do perfil instantâneo sem a consideração de gradiente de potencial total unitário apresentou-se válida para essa estimativa. Por essa equação, o gradiente de potencial total pode influir tanto no valor do parâmetro γ como no do parâmetro K_0 da equação $K = K_0 \exp[\gamma(\theta - \theta_0)]$ da condutividade hidráulica (K) em função do conteúdo de água no solo (θ). No entanto, para os solos estudados, a influência do gradiente sobre o valor do γ foi irrelevante, comparativamente à influência sobre o valor do K_0 .

2. O procedimento para o cálculo da densidade de fluxo, a partir da curva da armazenagem em função do tempo de redistribuição da água no solo pelo método do perfil instantâneo, é muito mais simples que o proposto por Hillel et al. (1972) para esse fim.

LITERATURA CITADA

- ARAGÃO JÚNIOR, T.C.A.; MAGALHÃES, C.A. & CASTRO, P.T. Determinação da condutividade hidráulica em um solo Podzólico Vermelho-Amarelo em condições de campo. *Pesq. Agropec. Bras.*, 18:805-810, 1983.
- BACCHI, O.O.S.; CORRENTE, J.E. & REICHARDT, K. Análise comparativa de dois métodos simplificados de determinação da condutividade hidráulica de solos. *R. Bras. Ci. Solo*, 15:249-252, 1991.
- BOUMA, J. Measuring the conductivity of soil horizons with continuous macropores. *Soil Sci., Soc. Am. J.*, 46:438-441, 1982.
- BRITO, A.S. Variabilidade espacial da condutividade hidráulica e da permeabilidade ao ar em função dos conteúdos de água e ar no solo. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, 2010. 143p. (Tese de Doutorado)
- BUCKINGHAM, E. Studies on the movement of soil moisture. Washington, USDA, 1907. 61p. (Soils Bulletin, 38)
- CADIMA, Z.A.; LIBARDI, P.L. & REICHARDT, K. Variabilidade espacial da condutividade hidráulica em um Latossolo Vermelho-Amarelo textura média, no campo. *R. Bras. Ci. Solo*, 4:63-66, 1980.
- CARVALHO, L.A. Condutividade hidráulica do solo no campo: simplificações do método do perfil instantâneo. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, 2002. 89p. (Dissertação de Mestrado)
- CHO, T.; NOMURA, Y.; YANO, T.; SKIKASSHO, S. & INOUE, M. The use of nêutron moisture meter in studies of soil water regimes - water management in a sand dune area. Tottory, Tottori University, Faculty of Agriculture, 1977. 48p
- CINTRA, F.L.D. Disponibilidade de água no solo para porta-enxertos de citros em ecossistema de tabuleiro costeiro. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, 1997. 90p. (Tese de Doutorado)
- 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 redistribution, using an exponential model. *Soil Till. Res.*, 45:279-285, 1998.
- HILLEL, D. Soil water: Physical principles and processes. New York, Academic Press, 1971. 288p.
- HILLEL, D.; KRENTOS, V.K. & STILIANOV, Y. Procedure a test an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Sci.*, 114:395-400, 1972.
- JONG van LIER, Q. & LIBARDI, P.L. Variabilidade dos parâmetros da equação que relaciona a condutividade hidráulica com a umidade do solo no método do perfil instantâneo. *R. Bras. Ci. Solo*, 23:1005-1014, 1999.
- LIBARDI, P.L. Determinação da condutância hidráulica e da pressão de borbulhamento de cápsulas porosas para tensiômetros. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 1999. (Nota de aula)
- LIBARDI, P.L. & REICHARDT, K. Libardi's method refinement for soil hydraulic conductivity measurement. *Aust. J. Soil Res.*, 39:851-860, 2001.
- 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.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R. & BIGGAR, J.W. Simple field methods for estimating hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44:3-7, 1980.
- KLEIN, V.A. Propriedades físico-hídrico-mecânicas de um Latossolo Roxo, sob diferentes sistemas de uso. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, 1998. 150p. (Tese de Doutorado)
- KLUTE, A. The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. *Soil Sci.*, 113:264-276, 1972.
- MARQUES, J.D.; LIBARDI, P.L. & JONG van LIER, Q. Relação entre horizontes pedológicos e propriedades hidráulicas em dois Latossolos. *R. Bras. Ci. Solo*, 26:567-577, 2002.
- PAULETTO, E.A.; LIBARDI, P.L.; MANFRON, P.A. & MORAES, S.O. Determinação da condutividade hidráulica a partir da curva de retenção de água. *R. Bras. Ci. Solo*, 12:189-195, 1988.

- PREVEDELLO, C.L. Teoria do fluxo da água em solos não saturados: novos conceitos e aplicações Piracicaba, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, 1987. 264 p. (Tese de Doutorado)
- REICHARDT, K. Capacidade de campo. R. Bras. Ci. Solo, 12:211-216, 1988.
- RICHARDS, L.A. Capillary conduction of liquids in porous medium. Physics, 1:381-333, 1931.
- SILVA, C.L. & KATO, E. Efeito do selamento superficial na condutividade hidráulica saturada da superfície de um solo sob cerrado. Pesq. Agropec. Bras., 32:213-220, 1997.
- SILVA, E.B. & LIBARDI, P.L. Propriedades hidráulicas de um solo não saturado utilizando-se o permeâmetro a disco. Sci. Agric., 57:525-529, 2000
- WATSON, K.K. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. Water Resour. Res., 2:709-715, 1966.