

DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA EM UM SOLO PODZÓLICO-VERMELHO-AMARELO EM CONDIÇÕES DE CAMPO¹

THOMAZ CORRÊA ARAGÃO JUNIOR², CARLOS ALBERTO DE MAGALHÃES²
e PAULO TEODORO DE CASTRO³

RESUMO - Com o objetivo de se determinar o fluxo ou drenagem interna de um solo Podzólico-Vermelho-Amarelo, estudou-se a condutividade hidráulica do mesmo em duas profundidades 22,5 cm e 37,5 cm, utilizando-se o método do perfil instantâneo. Os valores obtidos para as referidas profundidades estão descritos através das expressões: $K_{22,5} = \exp 27,2 (3,3447\theta - 1)$ cm e $K_{37,5} = \exp 26,8 (4,1664\theta - 1)$ cm.

Termos para indexação: movimento de água no solo; drenagem interna; potencial matricial.

DETERMINATION OF THE HYDRAULIC CONDUCTIVITY IN A RED-YELLOW PODZOLIC UNDER FIELD CONDITIONS

ABSTRACT - This hydraulic conductivity at two depths was studied with the objective of determining the flux of internal drainage in a Red-Yellow Podzolic latosol, using the instantaneous profile method. The values of hydraulic conductivity at the two depths are described by the equations: $K_{22,5} = \exp 27,2 (3,3447\theta - 1)$ cm and $K_{37,5} = \exp 26,8 (4,1664\theta - 1)$ cm.

Index terms: water movement in the soil; internal drainage; water potential.

INTRODUÇÃO

A condutividade hidráulica é um parâmetro de grande importância na descrição do movimento de água no solo, sendo essencial na solução de problemas ligados à irrigação, drenagem, conservação da água, infiltração, salinização, controle de deflúvio e ao balanço hídrico. Encontra-se na literatura uma série de métodos para a determinação desse parâmetro, tanto de laboratório como de campo. A medida da condutividade hidráulica em laboratório pode conduzir a resultados errôneos, tendo-se em vista que é realizada com pequenas amostras e, particularmente, quando essas amostras são fragmentadas, é alterada sua condição natural. Devido a isto, a determinação da condutividade hidráulica em condições de campo vem-se tornando bastante difundida entre os pesquisadores, evitando assim as distorções ocasionadas por determinações laboratoriais.

Existem vários métodos disponíveis para a determinação da condutividade hidráulica insaturada

em condições de campo. Hillel et al. (1972) apresentaram uma metodologia detalhada para a determinação da condutividade hidráulica não saturada de solos *in situ*, baseada no método do perfil instantâneo. Afirmaram, ainda, que esse método pode ser aplicado até em solos anisótropos, sendo a única limitação a presença de lençol freático elevado. Nielsen et al. (1973), Reichardt & Libardi (1974) e Reichardt et al. (1976) utilizaram a metodologia de Hillel et al. (1972), obtendo sucesso na determinação da condutividade hidráulica não saturada do solo. Esses autores afirmaram que se deve atentar para cuidados especiais nessa determinação, em virtude da variabilidade espacial do solo que há para esse parâmetro. Assim, Cadima et al. (1980), estudando a variabilidade espacial da condutividade hidráulica em um Latossolo Vermelho-Amarelo de textura média, no campo, tanto no sentido horizontal, como em profundidade, verificaram que tal variabilidade mostrou-se significativa em ambos os sentidos. Observaram, ainda, que se mostrava mais acentuada nas camadas superficiais, diminuindo para as camadas mais profundas.

Neste estudo, a determinação da condutividade hidráulica não saturada, em condições de campo, em solo Podzólico Vermelho-Amarelo, foi realizada pelo método de Hillel et al. (1972), objetivando-se

¹ Aceito para publicação em 18 de julho de 1983.

² Eng.^o - Agr.^o, M.Sc., Empresa de Pesquisa Agropecuária do Ceará (EPACE), Av. Rui Barbosa, 1246, CEP 60000 - Fortaleza, CE.

³ Professor-Assistente do Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Ceará - Fortaleza, CE.

a caracterização de uma área experimental, onde se pretende desenvolver pesquisas com balanço hídrico em culturas hortícolas.

MATERIAL E MÉTODOS

O experimento foi instalado em solo enquadrado no grande grupo Podzólico Vermelho-Amarelo A moderado, fase floresta subperenifólia. Geologia e litologia: pré-cambriano; granito. É classificado texturalmente como franco-arenoso (Tabela 1). A área experimental pertence à Empresa de Pesquisa Agropecuária do Ceará - EPACE -, sendo localizada no município de Guaramiranga - CE, a 872 metros acima do nível do mar.

A parcela experimental constou de uma área de 10 m x 10 m, que se mostrou suficiente para que o movimento de água na parte central fosse somente em sentido vertical.

Para a determinação da condutividade hidráulica não saturada, foram instaladas duas baterias de tensiômetros, constando cada uma de três tensiômetros localizados às profundidades de 15 cm, 30 cm e 45 cm. Foi aberta uma trincheira ao lado da parcela experimental, com a finalidade de coletar amostras de solo com estruturas deformada e indeformada, para confecção das curvas características da água do solo nas profundidades já citadas.

A parcela experimental foi saturada e, ao ser atingido o equilíbrio dinâmico, cobriu-se a parcela com plástico, a fim de prevenir contra algum fluxo de água através da superfície (evaporação ou infiltração). A partir desse momento, considerou-se o início do processo de drenagem interna, na condição de escoamento transiente.

Os valores da condutividade hidráulica não saturada foram obtidos conforme o método proposto por Hillel et al. (1972), que estabelece as considerações teóricas seguintes: pela equação de Darcy, a condutividade hidráulica é um coeficiente de proporcionalidade e a densidade de fluxo de água é relacionada com o gradiente de potencial total, ou seja:

$$q = -k(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z} \quad (1)$$

onde: q = densidade de fluxo (LT^{-1})
 $K(\theta)$ = condutividade hidráulica do solo (LT^{-1}), que é função da umidade do solo θ ($L^3 \cdot L^{-3}$)
 Ψ = potencial total da água do solo (L)
 z = coordenada vertical de posição (L)

A equação (1), sendo substituída na equação da continuidade:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} \quad (2)$$

fornece a equação diferencial geral para o fluxo de água do solo:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [K(\theta) \partial \Psi / \partial z] \quad (3)$$

TABELA 1. Características físicas do solo.

Camadas (cm)	Análise mecânica (%)				Densidade aparente g/cm ³	Classificação textural
	Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila		
0 - 25	47,2	30,8	12,2	9,8	1,61	Franco-arenoso
25 - 50	47,0	31,9	11,5	9,6	1,64	Franco-arenoso
50 - 80	43,1	27,4	10,6	18,9	1,69	Franco-arenoso

TABELA 2. Valores do conteúdo de água do solo correspondentes a um determinado potencial matricial em função da profundidade e do tempo de drenagem.

Tempo (dias)	0	1	2	3	4	5	7	8	10	15	20	25
Prof. (cm)												
15	0,385	0,365	0,350	0,340	0,332	0,325	0,320	0,317	0,315	0,312	0,311	0,310
30	0,270	0,245	0,237	0,232	0,227	0,225	0,221	0,220	0,218	0,217	0,215	0,213
45	0,263	0,242	0,232	0,227	0,225	0,222	0,220	0,219	0,217	0,214	0,210	0,207

Integrando-se a equação (3) em relação a z, a partir da superfície do solo (z = 0) até uma profundidade z = L, obtém-se a equação simplificada para as condições do experimento:

$$\int_0^L (\partial\theta/\partial t) dz = [K(\theta) \partial\Psi/\partial z]_{z=L} - [K(\theta) \partial\Psi/\partial z]_{z=0} \quad (4)$$

Como a superfície do solo (z = 0) encontra-se coberta com plástico, o fluxo nesta profundidade é nulo, reduzindo-se a equação (4) a:

$$\int_0^L (\partial\theta/\partial t) dz = [K(\theta) \partial\Psi/\partial z]_{z=L} \quad (5)$$

A partir da equação (5), K(θ) pode ser representado por:

$$K(\theta) = \left[\int_0^L (\partial\theta/\partial t) dz \right] / \partial\Psi/\partial z \quad (6)$$

Desse modo, a condutividade hidráulica não-saturada é obtida a partir da densidade de fluxo q, calculada pela integral da equação (6) e do gradiente de potencial total ∂Ψ/∂z. Portanto, as determinações de umidade e do potencial total da água do solo são suficientes para obter o parâmetro em estudo. A determinação do gradiente de potencial total da água médio em z = 22,5 cm, $\frac{\partial\Psi}{\partial z}_{22,5}$ foi obtida por:

$$\frac{\partial\Psi}{\partial z} \Big|_{22,5} \cong \frac{\Delta\Psi}{\Delta z} \Big|_{22,5} = \frac{-12,6 (\bar{h}_{15} - \bar{h}_{30})}{15} \quad (7)$$

onde:

- ΔΨ = diferença de potencial total entre z = 15 e z = 30 cm
- Δz = distância entre os tensiômetros (15 cm)
- \bar{h}_{15} e \bar{h}_{30} = média das leituras dos tensiômetros instalados em z = 15 e z = 30 cm, respectivamente.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Tabela 2 são mostrados os valores do conteúdo de água do solo correspondentes a um determinado potencial matricial em função da profundidade e do tempo de drenagem. A partir destes valores, construiu-se a Fig. 1, que mostra a variação da umidade do solo (θ) com o tempo (t) para as profundidades estudadas. Com estes dados, foram

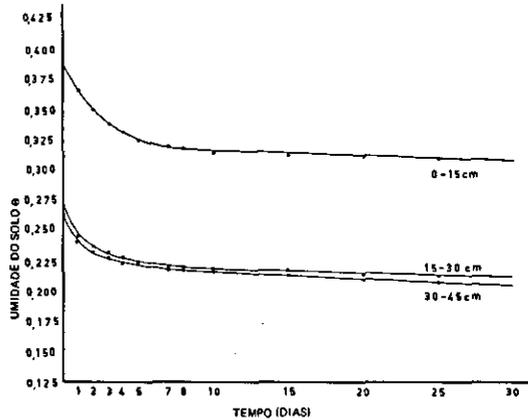


FIG. 1. Variação da umidade do solo (Θ) com o tempo no perfil de solo.

calculados os armazenamentos nas camadas de 0-15 cm, 0-30 cm e 0-45 cm, que são apresentados na Tabela 3. Estando o solo coberto com plástico, as variações de armazenamento representam os fluxos de água (cm. dia⁻¹) no sentido descendente. A Tabela 4 apresenta os fluxos de água (cm. dia⁻¹) calculados para as profundidades estudadas em todos os períodos. A Fig. 2 apresenta a variação do gradiente de potencial total, calculado segundo a equação (7), como uma função do tempo. Tais gradientes foram obtidos de valores médios das observações dos tensiômetros instalados na área, onde alguns deles apresentaram problemas com bolhas de ar, contribuindo, assim, para a variabilidade destes gradientes. Deste modo, foram utilizados os dados obtidos na curva média apresentada na Fig. 2, que são mostrados na Tabela 5.

Os valores da condutividade hidráulica (K) em função da umidade (θ), calculados através da equação (6) para as profundidades de 22,5 cm e 37,5 cm, constam na Tabela 5.

A Fig. 3 mostra graficamente as relações K(θ) para as profundidades estudadas. Segundo Reichardt (1975), é fácil verificar que em um solo saturado a área útil para o fluxo é proporcional à porosidade e que em um solo não saturado, esta área é proporcional à umidade θ. Deste modo, segundo o mesmo autor, pode-se dizer que a condutividade hidráulica é uma função de θ ou seja,

TABELA 3. Valores do armazenamento da água em mm nas diferentes camadas.

Tempo (dias)	0	1	2	3	4	5	7	8	10	15	20	25
Camada (cm)												
0 - 15	57,75	54,75	52,50	51,00	49,80	48,75	48,00	47,55	47,25	46,80	46,65	46,50
0 - 30	98,25	91,50	88,05	85,80	83,85	82,50	81,15	80,55	79,95	79,35	78,90	78,45
0 - 45	137,50	127,80	122,85	119,84	117,59	115,79	114,14	113,40	112,50	111,40	110,39	109,57

TABELA 4. Cálculo do fluxo de água no solo.

(Dias)	z (cm)	$\partial\theta/\partial t$ (dia ⁻¹)	dz ($\partial\theta/\partial t$) (cm/dia)	q = $\sum dz (\partial\theta/\partial t)$ (cm/dia)
1	0 - 15	0,020	0,300	0,300
	15 - 30	0,025	0,375	0,675
	30 - 45	0,021	0,315	0,990
2	0 - 15	0,015	0,225	0,225
	15 - 30	0,008	0,120	0,345
	30 - 45	0,010	0,150	0,495
3	0 - 15	0,010	0,150	0,150
	15 - 30	0,005	0,075	0,225
	30 - 45	0,005	0,075	0,300
4	0 - 15	0,008	0,120	0,120
	15 - 30	0,005	0,075	0,195
	30 - 45	0,002	0,030	0,225
5	0 - 15	0,007	0,105	0,105
	15 - 30	0,002	0,030	0,135
	30 - 45	0,003	0,045	0,180
7	0 - 15	0,005	0,075	0,075
	15 - 30	0,004	0,060	0,135
	30 - 45	0,002	0,030	0,165
8	0 - 15	0,003	0,045	0,045
	15 - 30	0,001	0,015	0,060
	30 - 45	0,001	0,015	0,075
10	0 - 15	0,002	0,030	0,030
	15 - 30	0,005	0,075	0,105
	30 - 45	0,002	0,030	0,135
15	0 - 15	0,003	0,045	0,045
	15 - 30	0,001	0,015	0,060
	30 - 45	0,003	0,045	0,105
20	0 - 15	0,001	0,015	0,015
	15 - 30	0,002	0,030	0,045
	30 - 45	0,004	0,060	0,105
25	0 - 15	0,001	0,015	0,015
	15 - 30	0,002	0,030	0,045
	30 - 45	0,003	0,045	0,090

TABELA 5. Cálculo da condutividade hidráulica.

z (cm)	q (cm/dia)	$\partial H/\partial z$ (cm/cm)	K (cm/dia)	Θ^* (cm ³ /cm ³)
15 - 30	0,675	0,33	2,040	0,316
	0,345	0,35	0,985	0,299
	0,225	0,37	0,608	0,289
	0,195	0,40	0,487	0,283
	0,135	0,42	0,321	0,277
	0,135	0,45	0,148	0,273
	0,060	0,47	0,127	0,269
	0,105	0,48	0,062	0,267
	0,060	0,51	0,023	0,265
	0,045	0,53	0,016	0,264
	0,045	0,54	0,016	0,262
	30 - 45	0,990	0,42	2,310
0,495		0,43	1,151	0,239
0,300		0,45	0,668	0,232
0,225		0,47	0,478	0,228
0,180		0,48	0,375	0,225
0,165		0,51	0,160	0,222
0,075		0,53	0,139	0,220
0,135		0,55	0,082	0,218
0,105		0,59	0,037	0,216
0,105		0,61	0,032	0,214
0,090		0,62	0,025	0,211

* A umidade média (θ) foi obtida através da determinação da média entre as umidades médias de duas observações (Reichardt 1978).

$K = K(\theta)$. O valor máximo de condutividade hidráulica é obtido em um solo saturado, decrescendo este rapidamente com o decréscimo da umidade ou potencial matricial. Pode-se deduzir, analisando-se a Fig. 3 e Tabela 5, que uma pequena variação no conteúdo de água do solo implica uma variação da condutividade hidráulica, pois sua variação com a umidade do solo é exponencial, podendo ser descrita empiricamente, segundo Hillel et al. (1972), por uma equação do tipo $K = ae^{b\theta}$, onde K = condutividade hidráulica; θ = conteúdo de água e a, b = características constantes do solo.

Verifica-se, nestas observações, que a condutividade hidráulica da menor profundidade (22,5 cm) foi ligeiramente inferior à observada à profundidade de 37,5 cm, graças a maior capacidade de retenção da camada superior (0-25 cm), decorrente da presença de razoável teor de matéria orgânica,

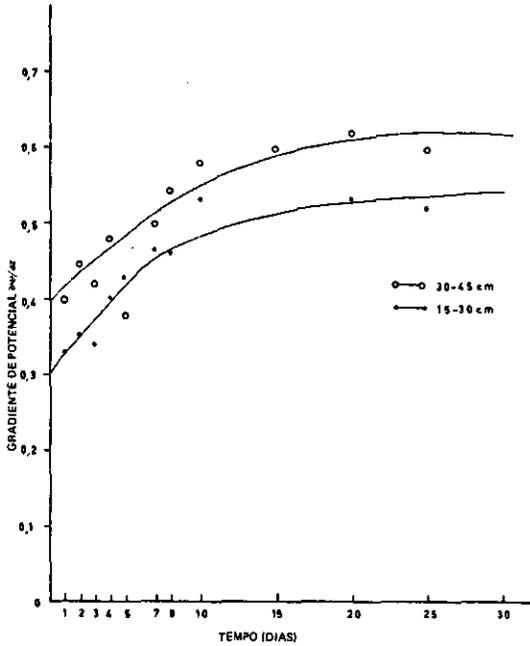


FIG. 2. Variação do gradiente de potencial total da água no solo com o tempo nas camadas de 15 - 30 cm e 30 - 45 cm.

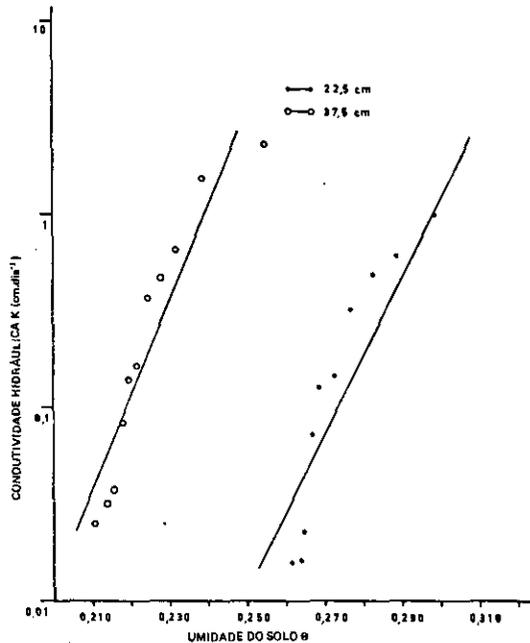


FIG. 3. Valores da condutividade hidráulica (k) em função da umidade do solo (θ) para as profundidades estudadas.

oriundo de restos de culturas e período de pousio do referido solo.

As duas linhas retas mostradas na Fig. 3 apresentam-se representadas, com seus valores em $\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$, pelas seguintes equações:

$$K_{22,5} = \exp 27,2 (3,3447 \theta - 1) e$$

$$K_{37,5} = \exp 26,8 (4,1664 \theta - 1).$$

Ambas apresentam coeficientes de correlação para $K(\theta)$ de 0,91 e 0,94, e coeficientes de determinação de 0,83 e 0,88, respectivamente. Os coeficientes de correlação foram altamente significativos através do Teste t a 0,1%, apresentando valores de 6,70 e 8,05. Usando-se o Teste F , verificou-se a significância da correlação entre K e θ , com valores de F respectivos de 44,87 e 64,80, significativos a 1%.

CONCLUSÕES

1. A relação K e θ é exponencial, pois uma pequena variação no conteúdo de água implica uma grande variação de condutividade hidráulica.

2. Os valores da condutividade hidráulica ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$) para os vários valores de umidade θ nas profundidades estudadas podem ser obtidos através das expressões:

$$K_{22,5} = \exp 27,2 (3,3447 \theta - 1) e$$

$$K_{37,5} = \exp 26,8 (4,1664 \theta - 1).$$

3. A condutividade hidráulica da profundidade 22,5 cm é menor do que a da profundidade 37,5 cm.

4. A medida da condutividade hidráulica em condições de campo deve ser mais difundida entre os pesquisadores, com o objetivo de evitar distorções nos resultados, ocasionadas por determinações em laboratório.

REFERÊNCIAS

- 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.
- HILLEL, D.; KRENTOS, V.D. & STYLIANOU, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics "in situ". *Soil Sci.*, 114(5):395-400, 1972.
- NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. & ERH, K.T. Spatial variability of field measured soil-water properties. *Hilgardia*, 42(7):215-59, 1973.
- REICHARDT, K. A água na produção agrícola. Piracicaba, 1978. 119p.
- REICHARDT, K. Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera. Piracicaba, FUNDAÇÃO CARGILL, 1975. 286p.
- REICHARDT, K.; GROHMANN, F.; LIBARDI, P.L. & QUEIROZ, S.V. Spatial variability of physical properties of a tropical soil: II. Soil water retention curves and hydraulic conductivity. Piracicaba, CENA, 1976. 28p. (Boletim Científico, 005).
- REICHARDT, K. & LIBARDI, P.L. An analysis of soil-water movement in the field: I. Hydrological field site characterization. Piracicaba, CENA, 1974. (Boletim Científico, 021).