

L.F. Cavalcante\*\*  
 B. Fernandez\*\*  
 E.A. Borges\*\*

## RESUMO

Valores de condutividade hidráulica,  $K(\theta)$  foram determinados "in situ" a quatro profundidades (15-30, 30-60, 60-90 e 90-120 cm) num solo Latossol da Estação Experimental do Centro de Ciências Agrárias da UFPb., em Areia, Paraíba, mediante a metodologia descrita por ROSE et alii (1965). Tanto o conteúdo de água das diferentes profundidades quanto a sucção matricial, foram obtidos em condições exclusivas de drenagem interna. Os resultados deste estudo revelaram que, de uma maneira generalizada os valores de  $K(\theta)$  foram baixos para todas as 4 profundidades. Os maiores valores corresponderam às profundidades de 15-30 e 90-120 cm, embora mostrassem comportamentos diferentes, segundo o conteúdo de água de ambos os extratos. Com efeito, a altos conteúdos de água ( $\theta > 0,31 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ) a camada 90-120 cm apresentou mais altos valores de  $K(\theta)$  do que a de 15-30 cm, ao passo que a baixos teores ( $\theta < 0,31 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ) foi este último extrato o que mostrou uma maior habilidade para transmitir água em condições de não saturação. Estas diferenças foram atribuídas a variações estruturais, principalmente que determinaram, por sua vez, diferenças na distribuição relativa do tamanho dos poros. Os menores valores de  $K(\theta)$  foram apresentados pela terceira profundidade (60-90), seguida de perto pela de 30-60 cm, que na faixa úmida ( $\theta > 0,31 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ) se comportou de forma bastante semelhante à primeira (15-30 cm) e superou ligeiramente a última profundidade (90-120 cm) na zona mais seca ( $\theta < 0,31 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ). As diferenças entre as camadas de 30-60 e 60-90 cm dever-se-iam, primeiramente, a variações estruturais, visto que possuem características texturais muito similares. Não foi observado, consequentemente, um efeito decisivo da distribuição percentual dos diferentes tamanhos de partículas na condutividade hidráulica  $K(\theta)$ , cujos valores foram determinados, fundamentalmente, pelas propriedades estruturais das diferentes profundidades do perfil.

## SUMMARY

Unsaturated hydraulic conductivity  $K(\theta)$  values were determined for four depths (15-30; 30-60; 60-90 and 90-120 cm) of an oxisol from Areia - PB., by using the methodology of ROSE et alii (1965). In general,  $K(\theta)$  values for all four depths were somewhat low. The highest values were shown by the 15-30 and 90-120 cm depths, although they exhibited different transmitting properties as soil-water content varied. In fact, in the upper region of soil-water content ( $\theta > 0,31 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ) the 90-120 cm layer yielded higher  $K(\theta)$  values than the 15-30 cm one, whereas in the lower region ( $\theta < 0,31 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ) the latter showed more ability to transmit water under unsaturated condition. The lowest values of  $K(\theta)$ , on the other hand, were found in the 60-90 cm soil layer. Differences among layers, as well as their particular be-

(\*) Trabalho realizado com apoio do DSER/CCA/UFPb  
 Engenheiros Agrônomos MS. Departamento de Solos e Engenharia Rural - CCA  
 UFPb.

*haviors as function of soil-water content, were attributed, mainly, to structural variations which, in turn, influenced their relative proportions of macro and micropores.*

## INTRODUÇÃO

A condutividade hidráulica do solo, em função do conteúdo de água, proporciona informações valiosas acerca da dinâmica e comportamento da água do solo que incidem em aspectos de vital importância para o crescimento das plantas cultivadas, tais como suprimento de água e nutrientes no solo e para o sistema radicular, e na estimação do componente de drenagem em estudos de balanços hídricos. Segundo GARDNER (1960), sob muitas condições de campo, a água se movimenta para as raízes a conteúdos de umidade intermediários, comumente bem abaixo de saturação, mas ainda acima de seco ao ar. Daí, então, que o conhecimento da condutividade hidráulica do solo a esses conteúdos de umidade possibilita uma descrição mais fidedigna do sistema planta-solo-água.

A partir da introdução do conceito de condutividade hidráulica não saturada,  $K(\theta)$ , ou condutividade capilar (CHILD & COLLINS-GEORGE, 1950) diversos procedimentos metodológicos tem-se empregado, tanto em laboratório quanto no campo, para o seu cálculo. Porém, em virtude do maior grau de confiabilidade dos métodos "in situ", por serem aplicados em condições naturais de terreno, isto é, sem alterar as propriedades estruturais do solo nas suas relações com o conteúdo de umidade, sua utilização é mais recomendável para descrever e prever o processo atual no campo.

O cálculo de  $K(\theta)$  em perfis instantâneos, utilizando gradientes de potencial unitário ou variável e dados de mudanças no conteúdo de água do solo, durante os processos de infiltração e drenagem, tem sido realizado em condições de campo, por ROSE et alii (1965), BLACK et alii (1969), HILLEL et alii (1972), BAKER BOUMA (1976), BAKER (1977), QUEZADA & FERNANDEZ (1977), WARRIK et alii (1977) SOUNDERS (1978) e CAVALCANTE et alii (1979).

O método do perfil instantâneo tem sido exaustivamente analisado por ROSE et alii (1965), WATSON (1966), HILLEL et alii (1972) e KLUTE (1972), consiste essencialmente, em determinar o gradiente do potencial e o conteúdo volumétrico de água a intervalos dados de tempo após ter-se iniciado o processo de drenagem interna no perfil do solo. A razão do fluxo de água ao gradiente hidráulico, para uma determinada posição e tempo, corresponde à condutividade hidráulica não saturada ao conteúdo de água e sucção matricial medidos nessa posição.

O presente trabalho teve por finalidade, calcular condutividade hidráulica,  $K(\theta)$ , "in situ", num solo da Estação Experimental do Centro de Ciências Agrárias da UFPb, em Areia, Paraíba, utilizando o método proposto por ROSE et alii (1965).

## MATERIAIS E MÉTODOS

Num solo Latossol Vermelho Amarelo da Estação Experimental do Campus III do Centro de Ciências Agrárias da UFPb, em Areia, Paraíba, estabeleceu-se uma parcela de 5x5cm, plana e sem vegetação, em cujo setor central se instalou uma bateria de 5 tensiômetros de investigação às profundidades de 15, 30, 60, 90 e 120cm para medições periódicas do potencial matricial. A parcela foi irrigada a saturação até a profundidade de 120cm e, em seguida, se cobriu com um lençol de polietileno e solo solto para prevenir a evaporação e, conseqüentemente, manter condições exclusivas de drenagem interna. Durante o período de redistribuição de água no perfil do solo, realizaram-se leituras tensiométricas a intervalos de 0,56; 1,98; 4,59; 9,0 e 25 dias. Simultaneamente, coletaram-se amostras para de terminação do conteúdo volumétrico de água.

## Cálculo de $K(\theta)$

Integrando a equação geral de fluxo:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{d}{dz} \left( K(\theta) \frac{dy}{dz} \right)_L \quad (1)$$

Obtém-se:

$$\int_0^L \frac{d\theta}{dt} dz = \left( K(\theta) \frac{dy}{dz} \right)_L \quad (2)$$

Se  $M = \int_0^L \theta dz$ , sendo  $M$  o conteúdo de água do perfil (água armazenada) até a profundidade  $L$ , a equação (2) fica assim:

$$\frac{dM}{dt} = K(\theta) \left( \frac{dy}{dz} \right)_L = q \quad (3)$$

onde  $q$  é a densidade de fluxo.

Finalmente:

$$K(\theta) = \frac{q}{\left( \frac{dy}{dz} \right)_L} \quad (4)$$

A densidade de fluxo ( $q$ ), para cada extrato, calcula-se a partir das curvas que relacionam conteúdo volumétrico de água e profundidade, segundo a seguinte equação:

$$q = \frac{(\theta_i z_i)_{t_n} - (\theta_i z_i)_{t_n+1}}{\Delta t} \quad (5)$$

onde  $\Delta t = (t_n + 1) - t_n$

Com a finalidade de caracterizar melhor o solo sob consideração, determinou-se as densidades global e da partícula, matéria orgânica e distribuição percentual dos separados mecânicos, seguindo as metodologias de BLAKE (1965), VERTON (1969) e BOUYOCOS (1951), respectivamente.

## RESULTADOS, DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Na Figura 1 apresentam-se os perfis de umidade correspondentes aos diferentes intervalos de tempo, até a profundidade de 120cm do perfil. Observa-se que ao tempo zero o solo estava próximo à saturação, especialmente na última profundidade. Durante os primeiros 4,95 dias, o conteúdo de água em todo o perfil diminuiu substancialmente, enquanto que, após esse período, e até os 25 dias, a taxa de movimentação de água decaiu sensivelmente, particularmente no intervalo compreendido entre 9 e 25 dias. Verifica-se, logo, que apenas com a exceção do tempo zero, há um acréscimo do conteúdo de água, durante todo o período de drenagem, à profundidade de 60cm, o que está indicando a presença de uma camada restritiva ao fluxo de água imediatamente abaixo dessa profundidade. Por outro lado, constata-se que tanto o primeiro extrato (15-30) quanto o último (90-120 cm) mostram os maiores decréscimos no conteúdo de água durante os 4,95 dias iniciais. Porém, após esse tempo, a taxa de movimentação de água foi mais rápida no extrato de 15-30cm do que no de 90-120cm. As implicações dessas diferenças ver-se-ão quando se discutirem e compararem os valores de  $K(\theta)$  para as diferentes camadas. Finalmente, a variação foi pequena para as profundidades. A maior mudança se observou na primeira profundidade, o que se refletiu nos maiores valores de  $K(\theta)$ , nesse intervalo.

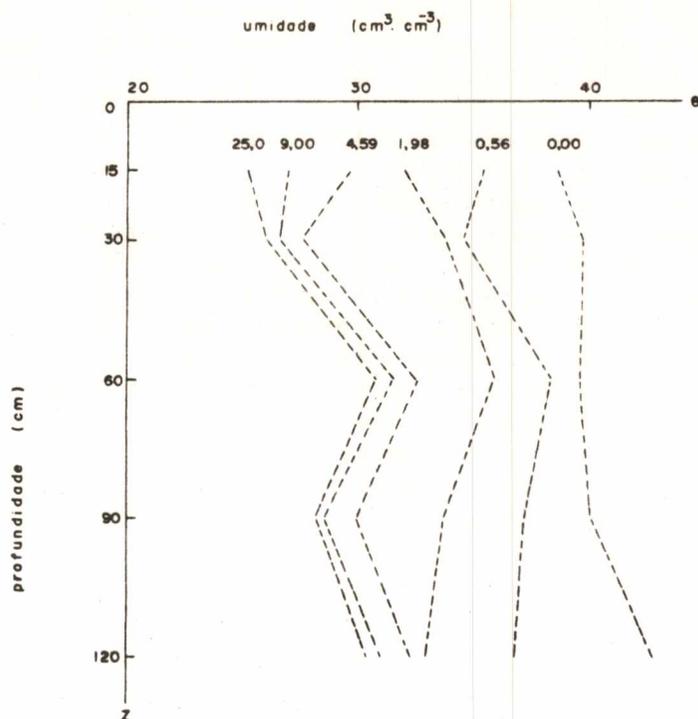


FIGURA 1 - Perfis de Umidade Versus Profundidade do Solo a Vários Tempos (Dias) Incluindo o Tempo Zero (0,00)

Os valores de potencial matricial e potencial total (cm de H<sub>2</sub>O) versus período de drenagem (dias) para cada uma das profundidades, encontram-se na Figura 2. Aprecia-se que, em geral, as sucções matriciais foram baixas, indicando altos conteúdos de água durante todo o período de drenagem. Isto estaria assinalando, também, que há, no perfil, uma ou mais zonas de impedimento ao fluxo de água responsáveis pelas suas restritas propriedades transmissoras de fluidos. Na discussão dos perfis de umidade, destacou-se a presença de um extrato de baixa permeabilidade, imediatamente abaixo dos 60cm, que seria a causa de uma maior acumulação de água nessa profundidade do perfil. Não é improvável que a maiores profundidades do que as estudadas existam algumas outras camadas altamente compactas que estejam impedindo a livre drenagem interna do perfil.

No Quadro 1 se mostram as variações dos valores de armazenamento de água em função do tempo, e dos gradientes de potencial matricial e da condutividade hidráulica, em função do conteúdo de umidade do solo. Por outro lado, na Figura 3 se apresentam, graficamente, as relações conteúdo de água ( $\theta$ ) - versus condutividade hidráulica  $K(\theta)$ .

Verificou-se que, de uma maneira generalizada, a condutividade do solo é baixa, o que reflete as suas características texturais e estruturais. A altos conteúdos de umidade ( $\theta > 0,31 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ), os maiores valores correspondem à profundidade 90-120cm, ao passo que a mais baixos teores de água ( $\theta < 0,31 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ) o extrato 15-30cm apresenta uma maior habilidade para transmitir fluidos em condições de não saturação. Os menores valores corresponderam à camada 60-90cm em quanto aquela compreendida entre 30-60cm mostrou valores intermediários.

O comportamento da última profundidade (90-120cm), que apresentou uma mudança abrupta nos valores de  $K(\theta)$ , com pequenos incrementos de  $\theta$ , dever-se-ia ao fato de esta camada possuir uma maior proporção de poros grandes (macroporos) que fez com que a água se movimentasse rapidamente nos primeiros estágios dos proces

sos de drenagem interna e redistribuição. Logo, depois, quando uma certa quantidade de água se esvaziou dos poros maiores diminuiu a seção transversal disponível para o fluxo, decrescendo abruptamente a condutividade  $K(\theta)$ . A proporção de microporos, porém, foi ainda o suficientemente importante como para manter uma quantidade apreciável de água retida por forças capilares e absorptivas. A profundidade de 15-30cm, por outro lado, devido a um maior conteúdo de matéria orgânica, que determinou a presença de uma mais alta quantidade relativa de poros de tamanho intermediário, do que a de 90-120cm, drenou mais lentamente a altos teores de umidade, mas a taxa de movimentação de água não caiu tão rapidamente com o decréscimo do conteúdo de umidade como na última profundidade. Isto se deve ao fato de que a diminuição de seção transversal para o fluxo de água é bem mais lenta e gradual em poros de tamanho pequeno do que naqueles de dimensões grandes. Constata-se, portanto, que nesta profundidade (15-30cm) as propriedades estruturais do solo são as de maior revelância, na sua habilidade para transmitir fluidos em condições de não saturação, visto que esta camada é a que possui o maior teor de areia e o menor de argila (Quadro 2). Finalmente, as profundidades 30-60 e 60-90cm mostraram um comportamento mais ou menos semelhante, sendo que a primeira apresentou maiores valores de  $K(\theta)$ , especialmente na faixa mais úmida. As suas diferenças dever-se-iam, provavelmente, a variações estruturais, posto que ambas possuem distribuições das partículas, segundo seus tamanhos, bastante parecidas.

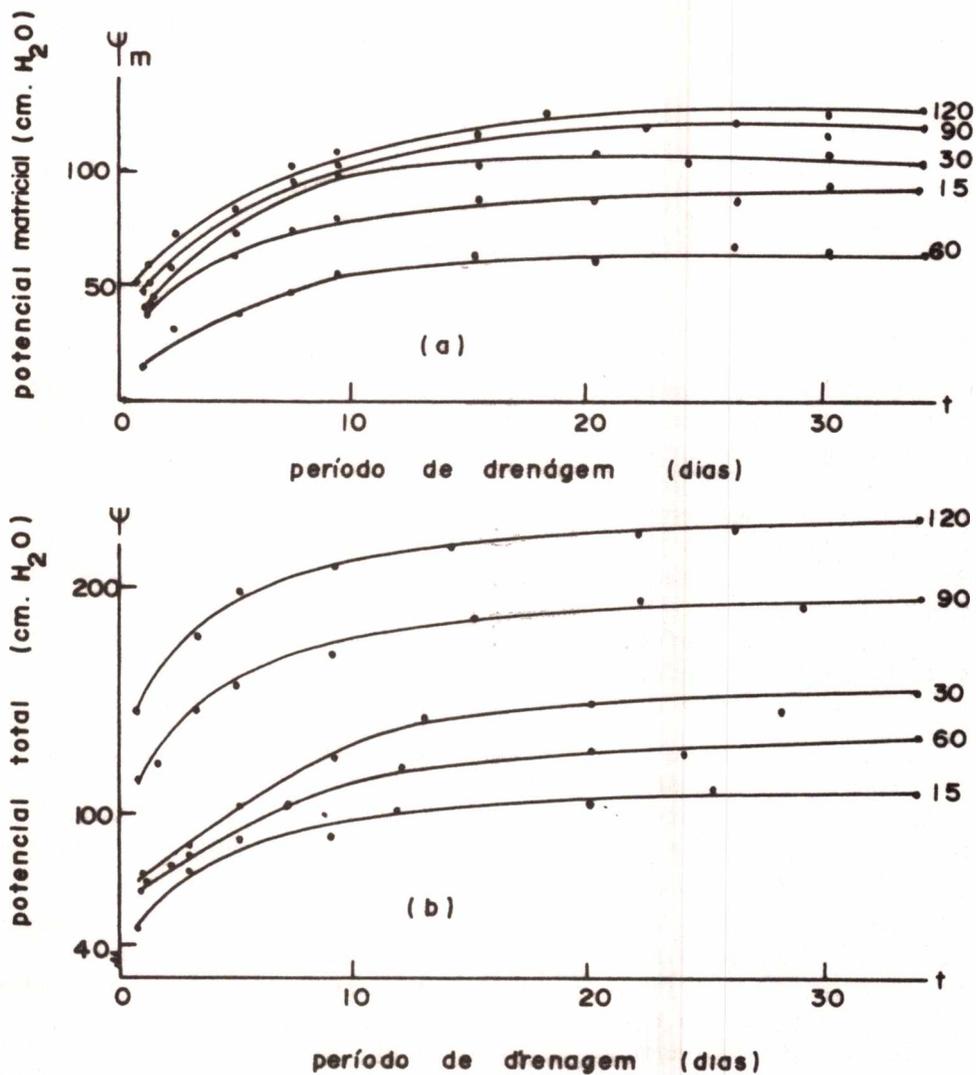


FIGURA 2 - Valores de Potencial Matricial (a) e Potencial Total (b) durante a Drenagem Interna para as Diferentes Profundidades do Perfil.

QUADRO 1 - Valores da Variação do Armazenamento de Água em Função do Tempo e da Condutividade Hidráulica

Z (cm)	$\Delta M$ $H_2O$ cm	$\Delta t$ dia	$q = \frac{\Delta M}{\Delta t}$ $H_2O$ / dia cm	$\left(\frac{dT}{dz} + 1\right)$ cm.cm <sup>-1</sup>	K( $\theta$ ) cm.dias <sup>-1</sup>	$\theta$ cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>
15-30	0,62	0,56	1,10	1,17	0,95	37,16
	0,32	1,42	0,22	1,17	0,19	34,02
	0,64	2,61	0,25	1,24	0,20	30,78
	0,28	4,41	0,06	1,82	0,03	27,78
	0,19	16,00	0,01	2,73	0,0043	26,39
30-60	0,95	0,56	1,70	1,49	1,14	38,11
	0,50	1,42	0,35	1,75	0,20	35,62
	1,44	2,61	0,55	1,92	0,29	32,32
	0,30	4,41	0,07	2,31	0,03	29,68
	0,23	16,00	0,01	2,93	0,0048	28,95
60-90	0,69	0,56	1,23	1,75	0,70	38,87
	0,90	1,42	0,63	1,98	0,32	36,30
	1,07	2,61	0,41	1,97	0,21	33,00
	0,35	4,41	0,08	1,81	0,04	30,70
	0,18	16,00	0,01	1,91	0,0058	29,96
90-120	1,40	0,56	2,49	1,47	1,69	39,30
	1,10	1,42	0,77	1,06	0,73	35,27
	0,66	2,61	0,25	1,20	0,21	32,35
	0,41	4,41	0,09	1,41	0,0065	30,55
	0,15	16,00	0,009	1,35	0,007	29,77

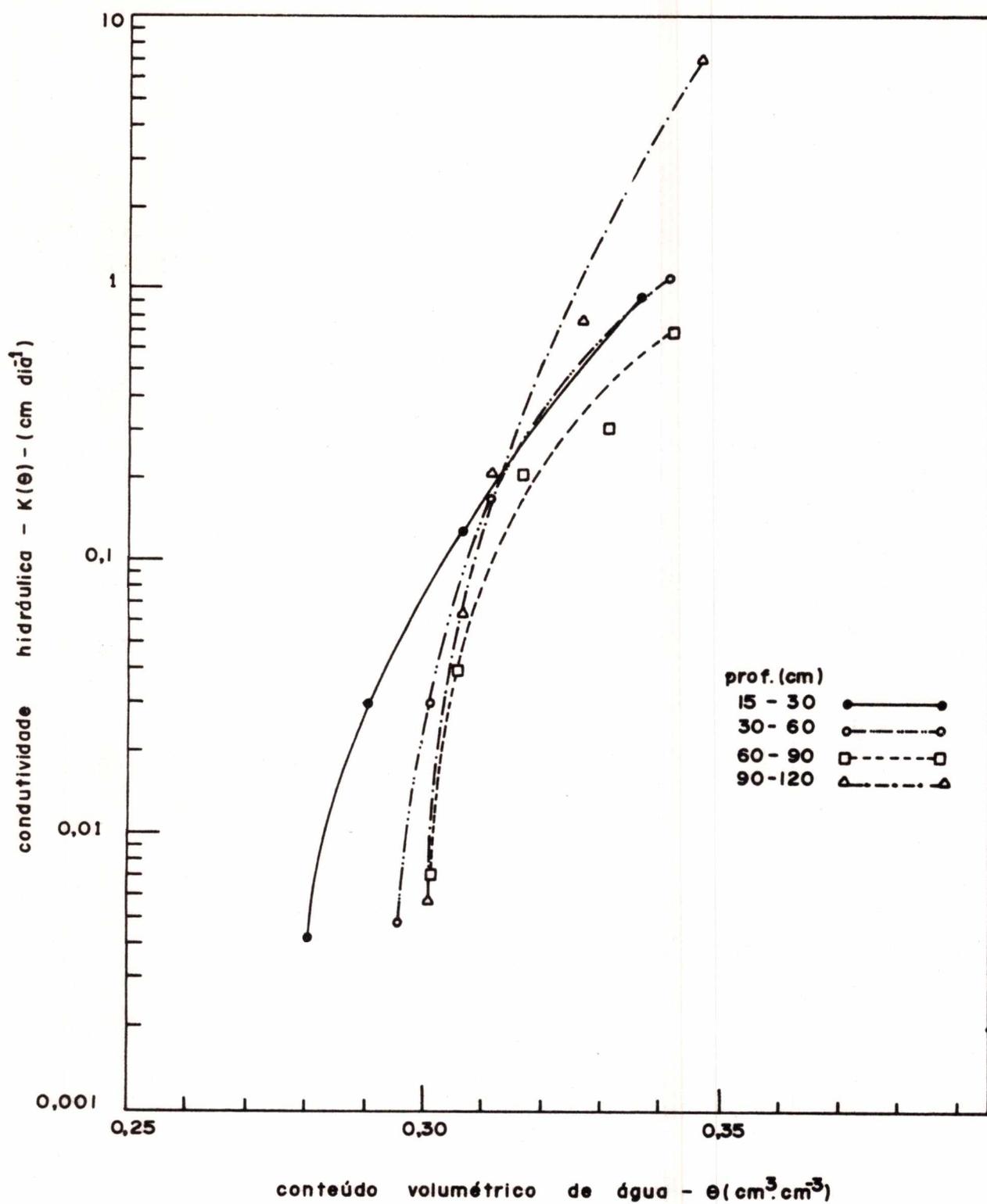


FIGURA 3 - Curvas Representativas da Condutividade Hidráulica Determinada durante a Redistribuição de Água

QUADRO 2 - Distribuição dos Valores Médios (%) das Frações Areia, Limo e Argila e Classes Texturais para as Quatro Profundidades.

Z (cm)	Sistema	Areia (%)	Limo (%)	Argila (%)	Classe Textural
15-30	USDA	68,81	5,57	25,62	Franco Arenoso
	ISSS	70,20	4,18	25,62	Franco Arenoso
30-60	USDA	58,42	5,35	36,23	Franco A. Arenoso
	ISSS	61,15	2,62	36,23	Argilo Arenoso
60-90	USDA	59,72	5,49	34,79	Franco A. Arenoso
	ISSS	63,84	1,37	34,79	Argilo Arenoso
90-120	USDA	59,27	5,37	35,36	Franco A. Arenoso
	ISSS	63,29	1,35	35,36	Argilo Arenoso

No Quadro 3 encontra-se os valores de densidade global ( $\rho_g$ ), densidade da partícula ( $\rho_p$ ), porosidade total (d) e conteúdo de matéria orgânica (MO) para todas as profundidades estudadas.

QUADRO 3 - Valores Médios da Densidade Global ( $\rho_g$ ), Partículas ( $\rho_p$ ), Porosidade Total (Pt) e Matéria Orgânica

Z (cm)	$\rho_g$ g/cm <sup>3</sup>	$\rho_p$ g/cm <sup>3</sup>	Pt %	Matéria Orgânica %
15 - 30	1,30	2,63	50,57	2,83
30 - 60	1,34	2,68	50,00	2,00
60 - 90	1,31	2,70	51,48	1,75
90 - 120	1,44	2,66	45,86	1,35

Aprecia-se que não há marcantes diferenças na densidade global ao longo do perfil. Os maiores valores corresponderam às profundidades de 90-120 e 15-30 cm, enquanto que os menores às duas restantes (30-60 e 60-90cm). A densidade da partícula, por sua vez, está dentro da faixa normal de valores. A porosidade total do solo é adequada, sendo um reflexo das suas características estruturais. Não obstante, é preciso destacar que a sua não correlação com a condutividade hidráulica  $K(\theta)$  das diferentes profundidades, deve-se ao fato de que ela não é um índice das propriedades transmissoras do solo, que estão governadas, fundamentalmente, pelas proporções relativas dos tamanhos de poros. A matéria orgânica, finalmente, varia inversamente com a profundidade, como se esperava. Não se observa, porém, uma influência decisiva deste componente do solo nos valores de densidade aparente. Provavelmente, seu efeito foi mascarado por outros parâmetros do solo.

À luz da análise e discussão prévia, pode-se concluir que o solo, até a profundidade de 120cm, apresenta, em geral, baixos valores de  $K(\theta)$ . Os maiores valores correspondem às profundidades 15-30 e 90-120cm. Não obstante, elas mostraram propriedades transmissoras diferentes, segundo variou seu conteúdo de umidade. Assim, a altos teores de água ( $\theta > 0,31 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ), a última apresentou maiores valores de  $K(\theta)$  ao passo que a proporção em que a umidade desceu de  $0,31 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  foi a primeira que exibiu os mais altos valores de  $K(\theta)$ . O diferente comportamento destas camadas, no que diz relação com as suas habilidades para condu

zir água em condições de não saturação, dever-se-ia a diferenças estruturais que afetaram a distribuição do tamanho de poros. Os menores valores de  $K(\theta)$  corresponderam às profundidades 30-60 e 60-90cm, sendo que as suas pequenas variações seriam o resultado de pequenas variações na sua estrutura (microestrutura) visto que não existem, praticamente, diferenças texturais entre ambas as profundidades. Não se apreciou uma influência decisiva da textura do solo nas propriedades transmissoras das diferentes camadas. Os valores de  $K(\theta)$  foram, principalmente, afetados pelas características estruturais do solo.

#### LITERATURA CITADA

- BAKER, F.G. Factors influencing the crust test for in situ measurement of hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Amer. Journal.* 41 (6): 1029-32. 1977.
- \_\_\_\_\_ & BOUMA, J. Variability of hydraulic conductivity in two subsurface horizons of two silty loam soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Journal.* 40 (6): 1019-32. 1976.
- \_\_\_\_\_ ; VEUEMENT, P.L.M.; BOUMA, J. Limitations of the instantaneous profile method for field measurement of unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Amer. Proc.* 38: 885:8. 1974.
- BLACK, T.A.; GARDNER, R.W.; THURTELL, W.G. The prediction of evaporation, drainage and soil water storage for a bare soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 33: 655-60. 1969.
- BLAKE, G. R. Bulk density. In: BLAKE, C. A.; EVANS, D. D.; ENSMINGER, L. E.; WHITE, J. L.; CLARK, F. E. *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogic Properties, including Statistics of Measurement and Sampling.* Madison, American Society of Agronomy. 1965. Cap. 30. p. 374-90 (Agronomy 9).
- BOERSMA, L. Field measurement of hydraulic conductivity below a water table. In: BLAKE, C.A.; EVANS, D. D.; ENSMINGER, L. E.; WHITE, J. L.; CLARK, F.E. *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogic Properties, including Statistics of Measurement and Sampling.* Madison, American Society of Agronomy . 1965. Cap. 14 p. 222-33 (Agronomy 9).
- BOYOUCOS, G.J.A. Recalibration of the hydrometer method for making analysis of soil. *Agronomy Journal*, 43 (9): 434-7. 1951.
- CAVALCANTE, L.F.; FERNANDEZ, D.; BORGES, E.A. Determinação da condutividade hidráulica do Solo "in situ". *XVII Congresso Brasileiro de Ciências do Solo.* - 1979.
- CHILDS, R.C. & COLIS-GEORGE, N. Permeability of porous materials. *Proc. Royal Soc. 201. A* 392-9, 1950.
- GARDNER, W.R. Soil water relations in arid and semi-arid conditions. *Reviews of Research* (Arid/Zone Research XV).
- GROHMANN, F.; BRUNINI, O; REICHARDT, K. Condutividade hidráulica do solo. Coordenadoria de Pesquisa Agropecuária. Instituto Agrônomo. Campinas SP. *Circular n.º 153.* 1976. 28 p.
- HILLEL, D.; KRENTOS, V.D.; STYLIANOV, Y. Procedures and a test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Sci.* 114: 395-400.
- KLUTE, A. the determination of the hydraulic conductivity and diffusion of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 264-76. 1972.

QUEZADA, C.G. & FERNANDEZ, B. Determinacion de conductividad no saturada mediante el método del perfil instantáneo. *Agricultura Técnica*. 37 (3): 106-10. - 1977.

ROSE, C.W.; STERN, W.R.; DRUMOND, J.R.; Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content for a soil in situ. *Aust. J. Soil Res.* 3:1-9. 1965.

REICHARDT, K. Determinação da condutividade hidráulica em condições de campo, para estimativa da drenagem profunda em balanços hídricos. *CENA, Piracicaba, SP BD.* - 015 1974. 12 p.

REICHARDT, K.; LIBARNI, P. L.; NIELSEN, D.R. Unsaturated hydraulic conductivity determination by a scaling technique. *Soil Sci.* 120 (3): 165-8. 1975.

