

COMPARAÇÃO ENTRE POTENCIAIS DE ÁGUA NO SOLO, MEDIDOS NO CAMPO E SIMULADOS ^{1/}

Mauro Aparecido Martinez ^{2/}

Paulo Afonso Ferreira ^{2/}

Salassier Bernardo ^{2/}

Raimundo Nonato de Miranda Chaves ^{3/}

1. INTRODUÇÃO

O aumento de produtividade das áreas já incorporadas ao sistema de produção tem sido obtido por meio da elaboração de novas técnicas e do aperfeiçoamento das que já existiam. Das técnicas já em uso, a irrigação é uma que vem sendo pesquisada freqüentemente, visando a encontrar recursos mais adequados de utilização da água. O conhecimento da movimentação d'água e das características hidrodinâmicas do solo torna-se importante para planejar a irrigação, de modo que se obtenha boa distribuição de umidade na zona radicular.

O movimento da água no solo ocorre em consequência de um gradiente de energia entre dois pontos. Segundo REICHARDT (22), a física clássica reconhece duas formas principais de energia, a cinética e a potencial, mas, em dinâmica de água no solo, a energia cinética torna-se desprezível, na maioria dos casos, uma vez que a velocidade d'água no solo é muito pequena. Entretanto, a energia potencial, que depende da posição e/ou condição interna d'água no ponto considerado, é de grande importância no movimento d'água no solo.

A equação diferencial que descreve o fluxo d'água em meio poroso é a de

^{1/} Parte da tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, pelo primeiro autor, como parte das exigências para obtenção do grau de «Magister Scientiae» em Engenharia Agrícola.

Recebido para publicação em 3-3-1983.

^{2/} Departamento de Engenharia Agrícola da U.F.V. 36570 Viçosa, MG.

^{3/} Departamento de Matemática da U.F.V. 36570 Viçosa, MG.

Richards, que admite a validade da equação de Darcy (6, 18).

BRANDT *et alii* (4) desenvolveram modelos matemáticos para descrever a infiltração a partir de aplicações intermitentes de água, por gotejador isolado ou por uma seqüência de gotejadores espaçados igualmente entre si, ao longo de uma linha reta, de tal modo que seja formada uma faixa úmida na superfície do solo. Outros autores (8, 9, 17, 26), de maneira semelhante, encontraram soluções numéricas da equação de fluxo de umidade no solo para infiltração vertical e horizontal em solos estratificados, para estimar o perfil de umidade, a evapotranspiração, o fluxo d'água do ou para o lençol freático, a extração d'água e o potencial d'água nas raízes.

Por outro lado, WARRICK (27) e outros autores (2, 12, 13, 14, 19, 20, 24, 28, 29, 30) desenvolveram soluções analíticas das equações diferenciais que descrevem o movimento da água no solo a partir de fontes de água, em forma de ponto, disco, linha e faixa, na presença ou ausência de extratores.

BEN-ASHER *et alii* (3), comparando soluções numéricas e analíticas da equação diferencial de fluxo de umidade, afirmaram que a principal vantagem da solução numérica é que vários tipos de funções podem ser usados para correlacionar as propriedades hidrodinâmicas do solo, como difusividade, condutividade, teor de umidade e potencial. De outro modo, a solução analítica permite somente a relação exponencial entre a condutividade hidráulica e o potencial matricial, mas tem a vantagem da exigência de menor tempo de computação e da maior facilidade de interpretação dos resultados.

Embora vários trabalhos tenham sido desenvolvidos no campo das soluções matemáticas, poucos (5, 6, 16, 21, 25) têm sido feitos para testar a validade dessas soluções por meio de teste de laboratório e/ou de campo.

Diante da escassez de trabalhos de campo que comparem a distribuição da água no solo, a partir de irrigação por gotejamento, com a estimada por modelos matemáticos, tendo em vista a importância dos modelos matemáticos no aperfeiçoamento do planejamento do sistema de irrigação por gotejamento, este trabalho teve o objetivo de comparar os valores de potenciais matriciais estimados pela solução analítica da equação de fluxo de umidade no solo, em regime não permanente, com os determinados, experimentalmente, em condições de campo, bem como determinar as características hidrodinâmicas do solo, pelo ajustamento de valores de parâmetros do modelo matemático usado aos dados experimentais.

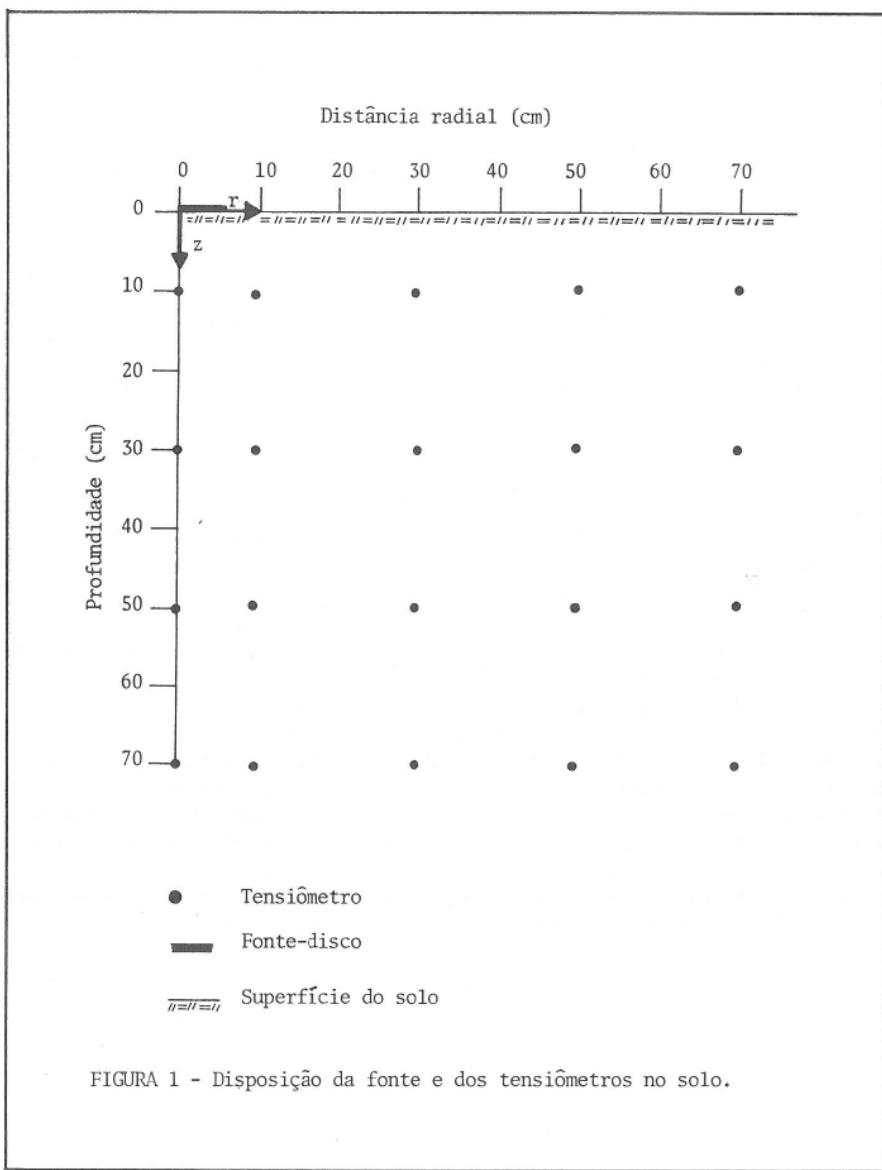
2. MATERIAL E MÉTODO

O experimento foi conduzido numa área de pesquisa do Departamento de Engenharia Agrícola, situada no Campus da Universidade Federal de Viçosa.

A distribuição do potencial matricial no solo, em condições de campo, com o emprego de um microtubo com intensidade de $62,5 \text{ cm}^3/\text{h}$ para aplicar a água, foi determinada por meio de vinte tensiômetros de mercúrio.

As características físicas do solo da área experimental, classificado como Podzólico Vermelho-Amarelo Cámbico, fase terraço, encontram-se no Quadro 1. Por meio de sondagem realizada no local, verificou-se que a profundidade do lençol freático era superior a 5,0 m.

A distribuição do potencial matricial foi determinada por vinte tensiômetros, que tinham o mercúrio como líquido manométrico, instalados no solo (Figura 1). Os tensiômetros consistiram em dois tubos de náilon, um de escorva e outro manométrico, de 3,2 mm de diâmetro externo, fixados numa cápsula de porcelana porosa de 2,0 cm de comprimento e 1,5 cm de diâmetro externo. A extremidade livre do tubo manométrico foi mergulhada numa cuba de mercúrio, colocada junto à



uma escala graduada em mm, que permitiu a leitura da altura da coluna de mercurio. A extremidade livre do tubo de escorva foi fechada com tampão feito de fio de cobre.

Na instalação dos tensiômetros foram abertos furos de trado de 6,1 cm de diâmetro, até a profundidade de 70 cm. A colocação dos tensiômetros foi feita de baixo para cima, recolocando, com cuidado, o material de solo retirado por ocasião da abertura dos furos, para aproximar a densidade aparente original do solo.

Feita a instalação dos tensiômetros, a superfície do solo foi coberta com plástico preto (3,0 m x 3,0 m), a fim de evitar qualquer fluxo de água através da super-

flcie e o desenvolvimento de vegetação. Foi observado um período de 10 dias entre a cobertura do solo e o início da aplicação de água, para permitir a redistribuição da umidade no solo.

A fonte-disco (círculo de solo saturado) formada na superfície do solo foi obtida por meio da aplicação de água, usando um microtubo com diâmetro interno de 1 mm. Obteve-se a vazão de $62,5 \text{ cm}^3/\text{h}$ com a utilização de uma garrafa de Marrotte, que mantinha o microtubo sob a mesma carga hidráulica. O raio da fonte-disco foi medido, diariamente, com o auxílio de uma escala graduada em mm, durante os seis dias (144 horas) de aplicação d'água.

As leituras dos tensiômetros foram feitas diariamente, sempre às 7 horas da manhã, com a finalidade de minimizar o efeito das variações de temperatura. Os tensiômetros eram escorvados às 18 horas, diariamente.

As alturas, em coluna de mercúrio, no tubo manométrico, para cada ponto do solo, foram transformadas em coluna de água, com o emprego da expressão

$$h = P + Y - 12,6 (L + 0,61),$$

eq. 1

em que

h = potencial matricial (cm de água);

P = profundidade de instalação do tensiômetro (cm);

Y = distância vertical entre a superfície livre do mercúrio na cuba e a superfície do solo (cm);

0,61 = fator de correção da interação de capilaridade do mercúrio e água no tubo manométrico (cm de Hg) e

L = altura da coluna de mercúrio (cm).

Foram retiradas cinco amostras do solo, com estrutura não alterada, para cada profundidade de instalação dos tensiômetros. Tais amostras foram usadas para determinar a condutividade hidráulica saturada, por meio de um permeâmetro de carga constante, conforme metodologia indicada por KLUTE (11). Foram também obtidas, para as profundidades de 10 e 50 cm, as curvas de retenção d'água no solo, pelo método da coluna pendente, descrito por RICHARDS (23). Ainda, para as duas profundidades supracitadas, foram obtidas as curvas de condutividade hidráulica-teor de umidade, a partir das curvas de retenção d'água no solo, por meio da equação de MILLINGTON e QUIRK (15), modificada por JACKSON *et alii* (10) e escrita por FERREIRA (6) na forma

$$K(\Theta) = c \Theta^{4/3} n^{-2} \sum_{j=1}^n [(2j + 1 - 2i) h_j^{-2}],$$

eq. 2

$$i = 1, 2, \dots, n$$

em que

c = coeficiente, resultante de um conjunto de constantes, que fornece a condutividade hidráulica em unidades de cm/dia e converte o raio efetivo dos poros em potencial de pressão (h), em cm;

Θ = teor de umidade do solo (% em volume) e

n = número total de classes de porosidade.

O modelo matemático usado origina-se da equação da continuidade, aplicada

para o caso da água que se move num material poroso na ausência de fontes e sumidores, expressa, matematicamente por

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} + \frac{\partial V_z}{\partial z} \right), \quad \text{eq. 3}$$

em que

Θ = teor volumétrico de água (adimensional);

t = tempo (T) e

V_x , V_y e V_z = componentes do fluxo d'água nas direções x, y e z, respectivamente (LT^{-1}).

Admitindo a validade da equação de Darcy para fluxo em meio poroso não saturado e escrevendo o gradiente do potencial total em termos de potencial matricial e de posição, obtém-se, a partir da equação 3, a equação diferencial parcial, que descreve o fluxo d'água em meio isotrópico, isotérmico e não saturado, ou seja

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Theta}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial x} (K(h) \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K(h) \frac{\partial h}{\partial y}) \\ &+ \frac{\partial}{\partial z} (K(h) \frac{\partial h}{\partial z}) - \frac{\partial K(h)}{\partial z} \end{aligned} \quad \text{eq. 4}$$

em que

h = potencial matricial (L);

$K(h)$ = condutividade hidráulica em meio não saturado (LT^{-1}), que depende do potencial matricial, e

z = coordenada vertical com sentido positivo, tomado para baixo (L).

Definindo um potencial matriz de fluxo, ϕ , como GARDNER (7):

$$\phi = \int_{-\infty}^h K(h) dh, \quad \text{eq. 5}$$

admitindo a validade da relação exponencial entre K e h , ou seja

$$K(h) = K_0 e^{\alpha h} \quad \text{eq. 6}$$

em que

K_0 e α são constantes empíricas que dependem das características hidrodinâmicas do solo, e admitindo, ainda, que (27)

$$\frac{d\phi}{dk} = \frac{\alpha}{k} \quad \text{e} \quad k = \frac{dk}{d\phi} \quad \text{eq. 7}$$

obtém-se a equação diferencial parcial linear em ϕ , para fluxo não permanente, a

partir da equação 4, na forma

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{(k)}{\alpha} \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} \right) - k \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} \right) \quad \text{eq. 8}$$

A solução da equação 8, para uma única fonte-disco, de raio r_0 , situada na superfície do solo, no plano xy, é apresentada por WARRICK e LOMEN (29):

$$\phi_d(r, z, t) = \frac{\alpha q}{8\pi} \frac{2}{R_0} \int_0^{\infty} J_0(\lambda R) J_1(\lambda R_0) \left\{ \frac{\exp[Z(1 - \sqrt{1 + \lambda^2})] \operatorname{erfc}(Z/2\sqrt{T} - \sqrt{(1 - \lambda^2)T}) +}{1 + \sqrt{1 + \lambda^2}} \right. \\ \left. + \frac{\exp[Z(1 + \sqrt{1 + \lambda^2})] \operatorname{erfc}(Z/2\sqrt{T} + \sqrt{(1 + \lambda^2)T}) +}{1 - \sqrt{1 + \lambda^2}} \right. \\ \left. + \frac{2 \exp(2Z - \lambda^2 T) \operatorname{erfc}(Z/2\sqrt{T} + \sqrt{T})}{\lambda^2} \right\} d\lambda, \quad \text{eq. 9}$$

sujeita às condições

$$\phi_d(r, z, 0) = 0;$$

$$- \frac{\partial \phi}{\partial z} + \partial \phi = 0, \text{ para } r > r_0, \text{ e}$$

a função ϕ e suas derivadas, $\partial \phi / \partial z$ e $\partial \phi / \partial r$, tendem a zero, quando $r^2 + z^2 \rightarrow \infty$, em que

ϕ_d = potencial matriz de fluxo para fonte-disco ($L^2 T^{-1}$);

q = vazão através do disco ($L^3 T^{-1}$);

R_0 = $\alpha r_0 / 2$ (adimensional);

R = $\alpha r / 2$ (adimensional);

Z = $\alpha z / 2$ (adimensional);

T = $\alpha Kt / 4$ (adimensional);

r = $\sqrt{x^2 + y^2}$ (L);

x, y e z = coordenadas reais (L);

r_0 = raio do disco (L);

J_0 e J_1 = funções Bessel de primeiro tipo e ordens zero e um, respectivamente;

erfc = função erro complementar e

λ = variável «dummy» de integração.

O potencial matricial calculado, h , foi obtido com a substituição dos valores de ϕ_d na equação

$$h = \ln(\alpha \phi_d / K_0) / \alpha. \quad \text{eq. 10}$$

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os valores da condutividade hidráulica saturada, determinada às profundidades de 10, 30, 50 e 70 cm, foram de 725,00, 12,70, 2,88 e 3,40 cm/dia, respectivamente, refletindo o efeito das características físicas do solo, apresentadas no Quadro 1.

QUADRO 1 - Características físicas do solo da área do experimento*

| Declive (%) | Camada de solo | Distribuição granulométrica(%) | | | Classificação textural | Matéria orgânica aparente (%) | Densidade (g. cm ⁻³) |
|----------------|----------------------|--------------------------------|---------------|--------------|---------------------------|--|-------------------------------------|
| | | Areia grossa | Areia fina | Silte Argila | | | |
| 0,47 | 0 - 25 | 31 | 21 | 14 | 34 | Franco-argilo-arenoso | 4,01 |
| | 25 - 45 | 24 | 18 | 20 | 38 | Franco-argiloso | 5,34 |
| 45 - 80 | 19 | 14 | 16 | 51 | Argila | 1,99 | 1,20 |

* Fonte: ALVES (1).

A partir das curvas de retenção (Figura 2) e usando a equação 2, foram obtidas as curvas de condutividade hidráulica (K)-teor de umidade (Θ), para as profundidades de 10 e 50 cm, que se encontram na Figura 3. Assim, foram obtidos os valores de k (declividade da curva de $K-\Theta$), encontrando-se 15,25 cm/dia e 0,16 cm/dia, para as profundidades de 10 e 50 cm, respectivamente.

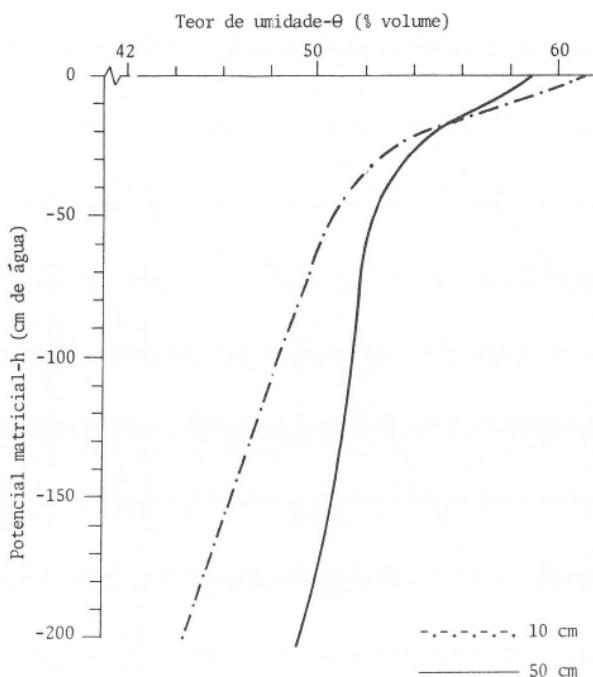


FIGURA 2 - Curvas de retenção de água do solo às profundidades de 10 e 50 cm.

Utilizando as Figuras 2 e 3, foram determinados os valores da condutividade hidráulica (K) para cada potencial matricial (h), nas profundidades de 10 e 50 cm. Esses valores foram plotados em papel semilogarítmico (Figura 4), ajustando-se a eles uma reta, para cada caso, que representa a relação exponencial entre K e h , proposta por GARDNER (7). Nota-se, pelas curvas a e c da Figura 4, que a relação exponencial descreve bem a variação da condutividade hidráulica para pequena variação do potencial matricial, conforme afirmam vários autores 3, 9, 10, 20).

Os valores de α e K_0 foram de $0,180 \text{ cm}^{-1}$ e 725 cm/dia , para a profundidade de 10 cm, e de $0,170 \text{ cm}^{-1}$ e $2,88 \text{ cm/dia}$, para a profundidade de 50 cm, respectivamente. Tais valores confirmam, mais uma vez, as diferenças das características hidrodinâmicas ao longo do perfil do solo.

Os valores de potencial matricial no solo, em condições de campo, foram medidos por meio de tensiômetros de mercúrio e transformados em centímetros de

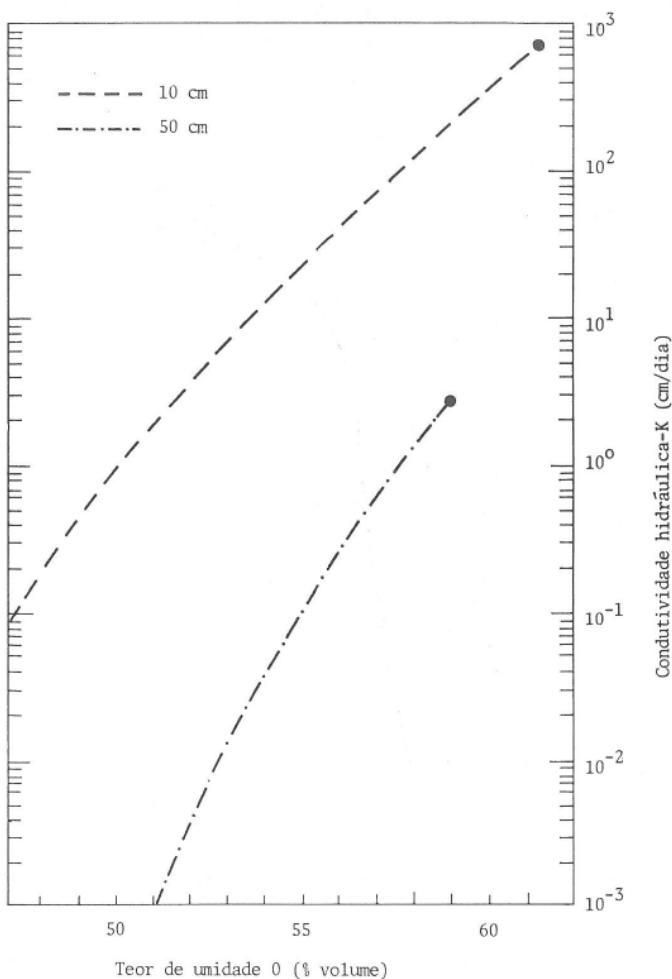


FIGURA 3 - Relação entre condutividade hidráulica (K) e teor de umidade (θ), obtida pelo método de Millington e Quirk, às profundidades de 10 cm e 50 cm.

coluna de água pela equação 1. Os valores estimados foram computados, com o emprego das equações 9 e 10, utilizando um programa escrito em FORTRAN IV.

As linhas de equipotencial matricial, medidas e estimadas, para os tempos de aplicação de água de 48, 96, 120 e 144 horas encontram-se nas Figuras 5, 6, 7 e 8, respectivamente.

A análise conjunta da parte «a» das Figuras 5, 6, 7 e 8 mostra a propagação da frente de umedecimento com o decorrer do tempo de aplicação da água. Nota-se

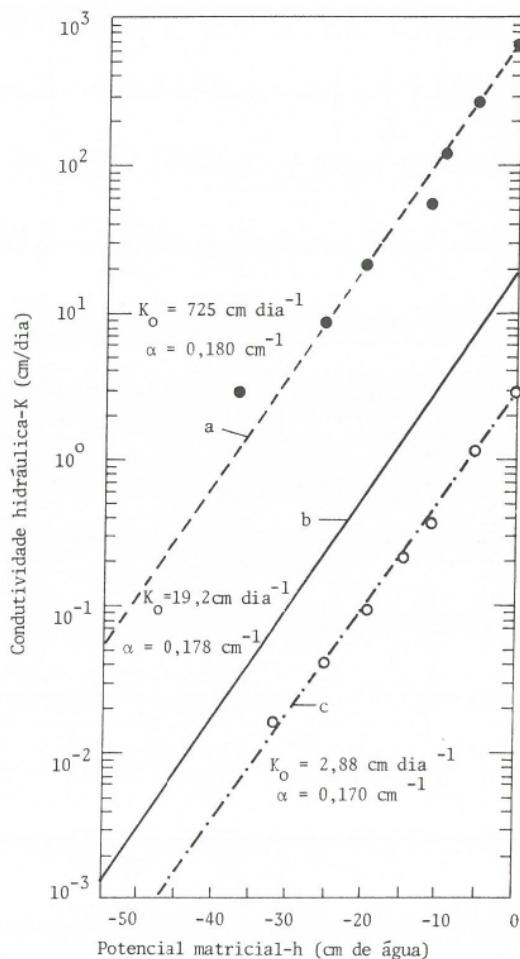
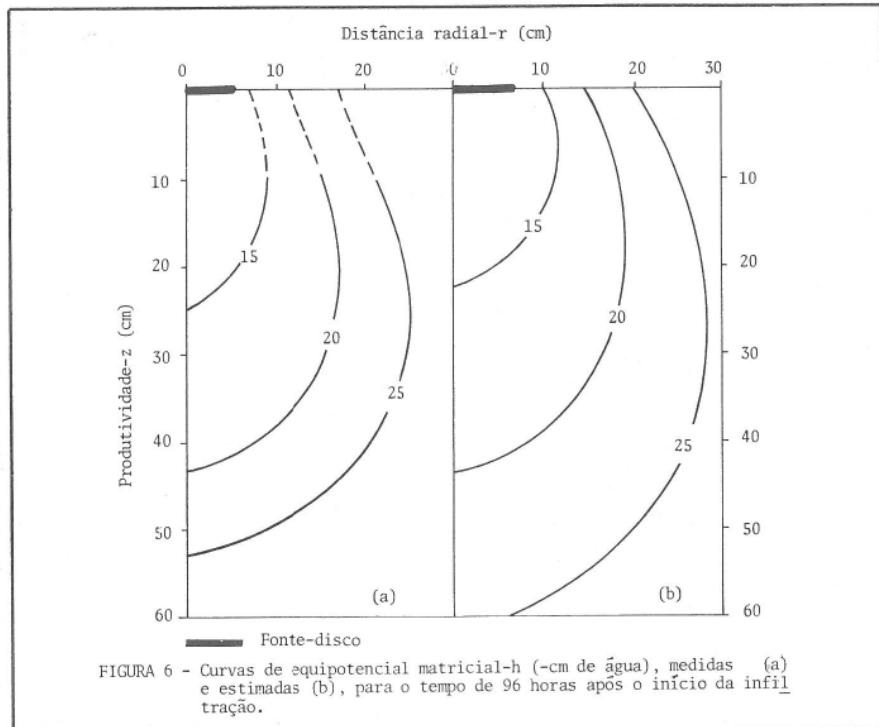
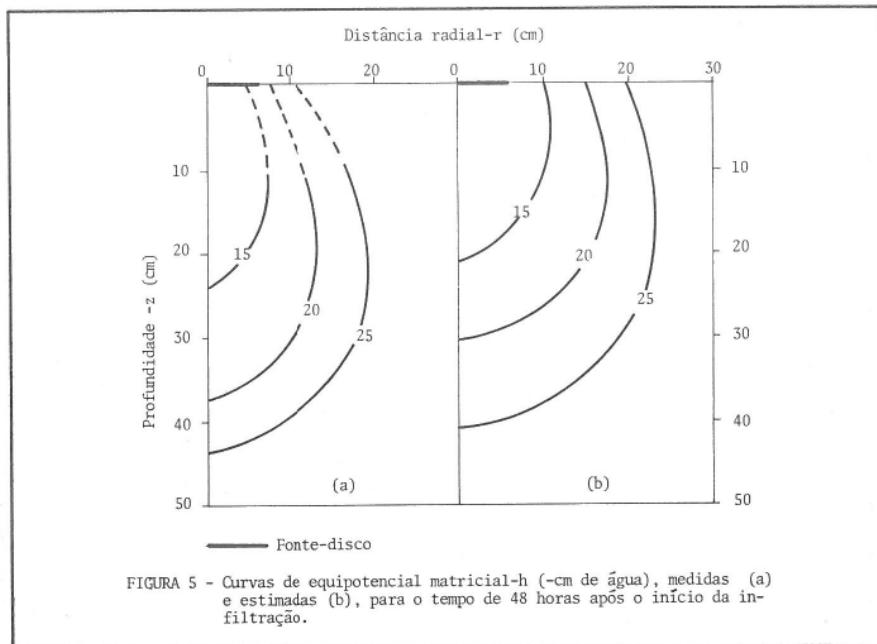
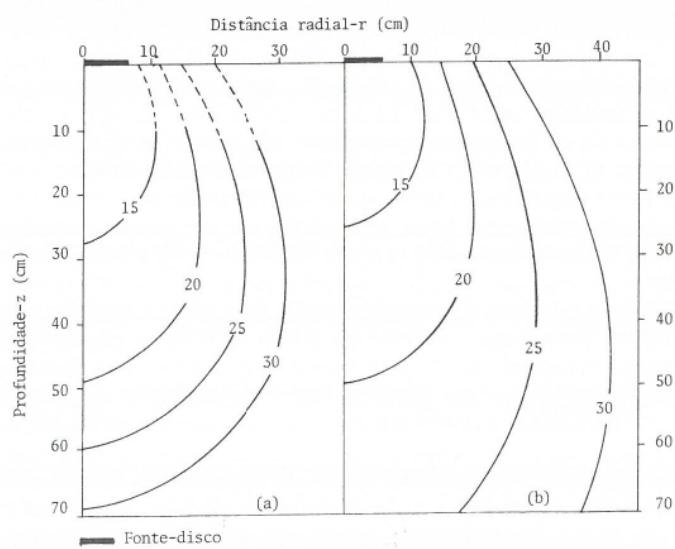
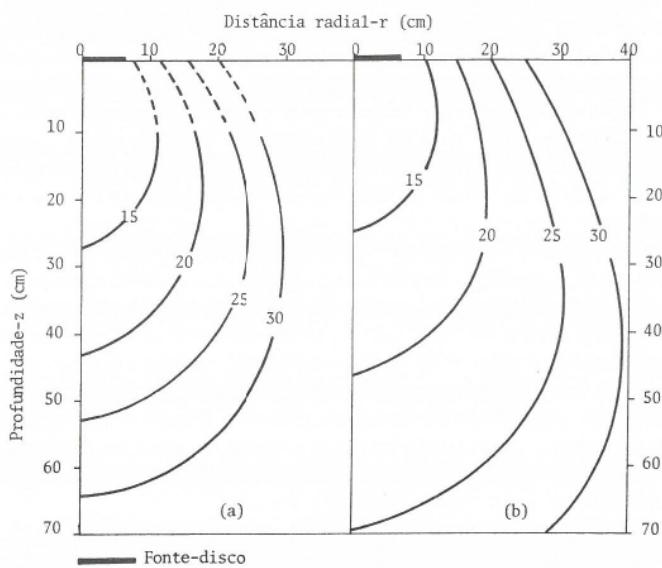


FIGURA 4 - Relação exponencial entre conduvidade hidráulica(K) e potencial matricial (h): a) à profundidade de 10 cm; b) de 0 a 70 cm de profundidade, c) à profundidade de 50 cm. Valores de conduvidade hidráulica, obtidos pelo método de Millington e Quirk, às profundidades de 10 cm (●) e 50 cm (○).





que a equipotencial de -15 cm de água tende a uma forma mais alongada verticalmente que as demais equipotenciais, para cada tempo de infiltração. Tal comportamento parece estar relacionado com o maior valor de α na camada superficial (0 a 25 cm de profundidade), indicando um efeito gravitacional relativamente maior que nas camadas inferiores, para as quais o menor valor de α mostra a predominância da componente matricial sobre a gravitacional, tornando as curvas mais achatadas. Verifica-se ainda que as equipotenciais tendem a um maior achatamento com o aumento do tempo de aplicação de água, em consequência da redução no avanço vertical da frente de umedecimento, decorrente da menor condutividade hidráulica.

O uso do modelo matemático permitiu encontrar, por tentativa, os valores representativos, para o perfil do solo, das características hidrodinâmicas do solo, α , K_0 e k , que melhor ajustaram os valores de potencial matricial estimados aos valores medidos, que foram de $0,178 \text{ cm}^{-1}$, 19,20 cm/dia e 12,00 cm/dia, respectivamente. Substituindo os valores de α e K_0 na equação 6, encontraram-se os valores de condutividade hidráulica para valores do potencial matricial entre 0 e -55 cm de coluna de água. Esses valores foram plotados na Figura 4, juntamente com as curvas de $K(h)$, para as profundidades de 10 e 50 cm. Verifica-se, na Figura 4, que a curva de $K(h)$, gerada pelos valores de α e K ajustados, está em posição intermédia às curvas para as profundidades já referidas.

O valor de K ajustado também está entre os determinados para as profundidades de 10 e 50 cm, que são de 15,25 cm/dia e 0,16 cm/dia respectivamente. Os valores intermediários de α , K_0 e k explicam as diferenças nos comportamentos das curvas de equipotencial medidas e estimadas, isto é, para a camada superficial (0 a 25 cm de profundidade) as curvas de equipotencial estimadas mostram uma propagação mais lenta da frente de umedecimento que a real, principalmente para os menores tempos de infiltração. Comportamento inverso ocorreu nas camadas mais profundas, em razão de, provavelmente, admitir-se, no modelo matemático, um perfil de solo homogêneo, em que os valores de α , K_0 e k não variam espacialmente, o que não é verdade para o solo estudado. Portanto, o menor alongamento das curvas estimadas, em relação às medidas na camada superficial, é consequência da utilização, no modelo matemático, de valores de α , K_0 e k menores que os reais. Porem, para as camadas mais profundas, os valores de α , K_0 e k ajustados foram maiores que os reais, e o maior alongamento das curvas de equipotencial estimadas mostra um avanço teórico da frente de umedecimento maior que o medido.

A defasagem entre as curvas de equipotencial medidas e estimadas aumentou com o tempo de aplicação d'água, principalmente nas camadas mais profundas, em que houve maior discrepância entre os valores de α e k ajustados com o emprego do modelo matemático e os determinados pelas relações $K(h)$ e $K(\Theta)$.

As diferenças relativas entre os potenciais matriciais medidos e estimados foram calculadas, para todo o período de aplicação d'água, encontrando-se, para 70% da região estudada, diferenças menores que 30%. Tais diferenças foram maiores que as relatadas por RAMOS (21) e THOMAS *et alii* (25), mas foram coerentes em apresentar as menores diferenças em pontos mais próximos da fonte.

Para o tempo de 48 horas após o início da aplicação da água, o modelo matemático superestimou em 65% o valor medido à distância radial de 30 cm e à profundidade de 10 cm. Essa diferença pode ser decorrente da utilização, no modelo matemático, do valor (6,0 cm) do raio do disco saturado, correspondente ao tempo de aplicação d'água de 144 horas, que é maior que o do tempo de 48 horas, resultando num formato mais achatado das equipotenciais próximas à superfície, o que está de acordo com as afirmações de WARRICK e LOMEN (29), que afirmam

que as equipotenciais tornam-se mais achatadas com o aumento do disco saturado.

As diferenças, nos pontos mais afastados radialmente e próximos à superfície, diminuíram com o aumento do tempo de aplicação de água, provavelmente porque o raio do disco saturado aproximava-se do valor do raio (6,0 cm) utilizado no modelo matemático, à medida que o tempo de aplicação tendia para 144 horas.

A menor diferença entre valores medidos e estimados ocorreu no tempo de 48 horas, quando, a 10 cm de profundidade e imediatamente abaixo da fonte ($r = 0$), o modelo matemático subestimou em 2,3% o potencial matricial medido.

Houve tendência de aumento das diferenças com o aumento do tempo de aplicação de água, proporcionada, provavelmente, pelas discrepâncias entre os valores dos parâmetros de solo usados no modelo e os determinados para as camadas do solo.

4. RESUMO

Os valores do potencial matricial da água no solo foram medidos, em condições de campo, em solo classificado como Podzólico Vermelho-Amarelo Câmbico, fase terraço, utilizando tensiômetros. Esses valores foram comparados com os valores estimados, usando uma solução da equação diferencial de fluxo de umidade no solo, em regime de escoamento não permanente.

O solo apresentou, ao longo do perfil, uma diferença acentuada quanto a classificação textural e características hidrodinâmicas. A profundidade de 10 cm, o solo foi classificado texturalmente como franco-argilo-arenoso e, à profundidade de 50 cm, como argiloso. Os valores dos parâmetros hidrodinâmicos do solo, α , K_0 e k , determinados à profundidade de 10 cm, foram de $0,180\text{ cm}^{-1}$, 725,00 cm/dia e 15,25 cm/dia, respectivamente, ao passo que para a profundidade de 50 cm foram de $0,170\text{ cm}^{-1}$, 2,88 cm/dia e 0,160 cm/dia.

O modelo matemático mostrou-se eficaz ao predizer a propagação da água no solo, proveniente de uma fonte idêntica à usada em irrigação por gotejamento, em condições de campo. Em 70% da região de escoamento estudada, as diferenças entre potenciais matriciais medidos e estimados foram menores que 30%, quando os valores de α , K_0 e k , ajustados aos dados experimentais com o emprego do modelo matemático, foram de $0,178\text{ cm}^{-1}$, 19,20 cm/dia e 12,00 cm/dia, respectivamente.

As menores diferenças entre potenciais matriciais medidos e estimados ocorreram nos pontos mais próximos do ponto de aplicação da água. Na profundidade de 10 cm e diretamente abaixo do ponto de aplicação da água, o modelo matemático subestimou o potencial matricial apenas em 2,3%.

As diferenças entre potenciais medidos e estimados tenderam a aumentar com o passar do tempo de aplicação de água, principalmente nas camadas mais profundas, em que o modelo matemático usado superestimou os valores medidos de potencial matricial em até 65%, à profundidade de 10 cm e distância radial de 30 cm, em consequência, provavelmente, da maior discrepância entre os parâmetros hidrodinâmicos do solo ajustados e os determinados para cada profundidade.

Os valores dos parâmetros α , K_0 e k , ajustados aos dados experimentais com o emprego do modelo matemático, ficaram no intervalo dos valores determinados experimentalmente para as profundidades de 10 e 50 cm.

5. SUMMARY

A field experiment on a clay soil was undertaken in which water movement,

introduced at a uniform rate of 62.5 cm³/hr, irrigated from a single isolated trickle emitter, was observed.

During a 6-day period, soil water movement was followed by tensiometers and surface ponding was recorded by direct measurement. The distribution of measured capillary potentials was compared with those computed from mathematical equations, developed to model time-dependent, linearized infiltration from a disc source. When compared, the calculated distributions of capillary potential were found to be within 30% of the measured values in 70% of the soil region studied. Soil-water characteristics for the soil profile are given.

6. LITERATURA CITADA

1. ALVES, E.M. *Efeito de diferentes láminas d'água sobre a produção de três cultivares de tomateiro (Lycopersicum esculentum, Mill), com utilização da irrigação por gotejamento*. Universidade Federal de Viçosa, 1980. 60 p. (Tese Mestrado).
2. BATU, V. Steady infiltration from single and periodic strip sources. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 42(4):544-549. 1978.
3. BEN-ASHER, J.; LOMEN, D.O. & WARRICK, A.W. Linear and nonlinear models of infiltration from a point source. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 42(1):3-6. 1978.
4. BRANDT, A.; BRESLER, E.; DINER, N.; BEN-ASHER, I.; HELLER, J. & GOLDBERG, D. Infiltration from a trickle source: I. Mathematical models. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35(5):674-682. 1971.
5. BRESLER, E.; HELLER, J.; DINER, N.; BEN-ASHER, I.; BRANDT, A. & GOLDBERG, D. Infiltration from a trickle source: II. Experimental data and theoretical predictions. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35(5):683-689. 1971.
6. FERREIRA, P.A. *Evapotranspiration and soil matric potentials using tension irrigation*. Tucson, University of Arizona, 1977. 97 p. (Tese de Ph.D.).
7. GARDNER, W.R. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equations with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.*, 85(4):228-232. 1958.
8. GIESEL, W.; RENGER, M. & STREBEL, O. Numerical treatment of the unsaturated water flow equation: comparison of experimental and computed results. *Water Resources Research*, 9(1):174-177. 1973.
9. HANKS, J.R. & BOWERS, S.A. Numerical solution of the moisture flow equation for infiltration into layered soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 26(6):530-534. 1962.
10. JACKSON, R.D.; REGINATO, R.J. & VAN BEVEL, C.H.M. Comparison of measured and calculated hydraulic conductivities of unsaturated soils. *Water Resources Research*, 1(3):375-380. 1965.
11. KLUTE, A. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil. In: Black, C.A. ed. *Method of soil analysis*. Madison, American Society of

- Agronomy. 1965. p. 210-221. (Agronomy, 9).
12. LOMEN, D.O. & WARRICK, A.W. Time — dependent linearized infiltration: II — Line sources. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 38(4):568-572. 1974.
13. LOMEN, D.O. & WARRICK, A.W. Solution of the one-dimensional linear moisture flow equation with implicit water extraction functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40(3):342-344. 1976.
14. LOMEN, D.O. & WARRICK, A.W. Linearized moisture flow with loss at the soil surface. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 42(3):396-399. 1978.
15. MILLINGTON, R.J. & QUIRK, J.P. Permeability of porous media. *Nature*, 183(4658):387-388. 1959.
16. MORAES, H.N: *Perfil de extração, uso consuntivo de água e características agronômicas do arroz (Oriza sativa, L.) em solos mineral e orgânico, usando cinco níveis de lençol freático*. Universidade Federal de Viçosa, 1980. 102 p. (Tese Mestrado).
17. NIMAH, M.N. & HANKS, R.J. Model for estimating soil water, plant and atmospheric interrelations: I. Description e sensitivity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 37(4):522-527. 1973.
18. PHILIP, J.P. Theory of infiltration. *Ad. Hidroscience*, 5:215-296. 1969.
19. RAATS, P.A.C. Steady infiltration from line sources and furrows. *Soils Sci. Soc. Am. Proc.*, 34(5):709-714. 1970.
20. RAATS, P.A.C. Steady flows of water and salt in uniform soil profiles with plant roots. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 38(5):717-722. 1974.
21. RAMOS, M.M. *Comparação entre valores de potencial matricial medidos e estimados, usando-se linha-fonte com fluxo em regime permanente*. Universidade Federal de Viçosa, 1979. 40 p. (Tese Mestrado).
22. REICHARDT, K. *Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera*. 3.^a Ed. Piracicaba, Centro de Energia Nuclear na Agricultura — U.S.P. — CNEN e Fund. Cargill, 1975. 286 p.
23. RICHARDS, L.A. Methods of measuring soil moisture tension. *Soil Sci.*, 68:95-112. 1949.
24. THOMAS, A.W.; KRUSE, E.G. & DUKE, H.R. Steady infiltration from line sources buried in soil. *Transactions of the Am. Soc. Agric. Eng.* 17:125-128. 1974.
25. THOMAS, A.W.; DUKE, H.R.; ZACHMANN, D.W. & KRUSE, E.G. Comparisons of calculated and measured capillary potentials from line sources. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40(1):10-14. 1976.
26. VAN DER PLOEG, R.R. e BENECKE, P. Unsteady, unsaturated, n —

- dimensional moisture flow in soil: A computer simulation program. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 38(6):881-885. 1974.
27. WARRICK, A.W. Time-dependent linearized infiltration. I. Point sources. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 38(3):383-386. 1974.
28. WARRICK, A.W. Solution to the one-dimensional linear moisture flow equation with water extraction. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 38(4):573-576. 1974.
29. WARRICK, A.W. & LOMEN, D.O. Time-dependent linearized infiltration III. Strip and disc sources. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40(5):639-643. 1976.
30. ZACHMANN, D.W. & THOMAS, A.W. A mathematical investigation of steady infiltration from line sources. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 37(4):495-500. 1973.