

## Análise do Regime Transitório da Infiltração Tridimensional sob Sucção Controlada

Eduardo Soares de Souza, Antônio Celso Dantas Antonino, André Maciel Netto,  
Jaime Joaquim da Silva Pereira Cabral

Universidade Federal de Pernambuco

eduardossouza@hotmail.com, amnetto@ufpe.br, amnetto@ufpe.br, 44jjspc@ufpe.br

Rafael Angulo-Jaramillo, Stéphanie Roulier

Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement

angulo@hmg.inpg.fr, roulier@hmg.inpg.fr

Recebido: 25/03/02 revisado: 07/06/05 aceito: 09/01/06

---

### RESUMO

Determinaram-se as propriedades hidráulicas, a condutividade hidráulica,  $K(h)$ , e sorvidade,  $S(h)$ , por intermédio da análise do regime transitório da infiltração tridimensional, usando os métodos de Haverkamp et al. (1994) e de Zhang (1997). Os ensaios de infiltração foram realizados em duas camadas, nas profundidades de 20 e 60 cm, de um Neossolo Flúvico da vazante do açude Cajueiro, localizado no município de Tuparetama, Pernambuco. Utilizou-se um infiltrômetro a disco com 80 mm de diâmetro, aplicando-se potenciais de fornecimento de água de 0, -3, -6 e -12 cm de água. Para aplicação do método de Zhang, é necessário o conhecimento de  $h(\theta)$ , enquanto que o método de Haverkamp não impõe nenhuma restrição para a sua aplicação. Os valores da condutividade hidráulica e da sorvidade obtidos pelos dois métodos, foram maiores para a camada mais profunda do que para a camada mais superficial, estando de acordo com as diferenças observadas nas lâminas infiltradas. Os valores da condutividade hidráulica e da sorvidade à saturação obtidos pelos dois métodos foram semelhantes.

**Palavras-chave:** Condutividade hidráulica, Infiltrômetro a disco.

---

### INTRODUÇÃO

A estimativa dos componentes do balanço hídrico necessita do conhecimento das características hidrodinâmicas dos solos, incluindo a relação entre a condutividade hidráulica e o potencial matricial ou a umidade volumétrica. O conhecimento destas propriedades nas camadas superficiais do solo constitui um requisito indispensável para: i) estabelecer um diagnóstico do funcionamento hidráulico dos solos com respeito às condições naturais e antrópicas que estão submetidos, ii) e a modelagem dos processos envolvidos a fim de prever a repartição da precipitação pluviométrica que atinge a superfície do solo, em infiltração e escoamento superficial, e os fluxos de água no solo que podem carregar substâncias químicas.

A infiltrômetria a disco (Smettem e Clothier, 1989; Thony et al., 1991; Haverkamp et al., 1994; Angulo-Jaramillo et al., 1996; Vandervaere et al., 1997; Zhang, 1997; Borges et al., 1999; Angulo-

Jaramillo et al., 2000) é um método desenvolvido recentemente que permite a estimativa da condutividade hidráulica no campo, próxima à saturação. Vários métodos têm sido desenvolvidos para estimar as propriedades hidráulicas de solos a partir da medida de fluxos de infiltração transitório ou estacionário, que emana de um disco ajustado a uma pressão  $h$ . Os métodos se baseiam sejam em soluções quasi-analíticas da equação de fluxos em perfil de solo homogêneo ou na solução numérica da mesma equação através de técnicas inversas de estimação de parâmetros, seja o solo homogêneo ou não (Simunek et al., 1998).

A caracterização hidrodinâmica tem sido estudada utilizando o regime de fluxos estacionário (Smettem e Clothier, 1989; Thony et al., 1991). Ankeny et al. (1991) propuseram um método que utiliza um único disco e pressões sucessivas, considerando que a condutividade hidráulica é uma função exponencial de  $h$ .

Recentemente, Haverkamp et al. (1994) desenvolveram equações que permite descrever a infiltração tridimensional acumulada a partir de

uma fonte circular para a caracterização hidrodinâmica em regime transitório. No método de Haverkamp et al. (1994), a base física não impõe nenhuma forma para a relação entre a condutividade hidráulica e o potencial matricial.

O objetivo deste trabalho foi determinar as propriedades hidráulicas, a condutividade hidráulica,  $K(h)$ , e sorvidade,  $S(h)$ , por intermédio da análise do regime transitório da infiltração tridimensional, pelos métodos de Haverkamp et al. (1994) e de Zhang (1997).

## MATERIAL E MÉTODOS

### Infiltrômetro a disco

O infiltrômetro a disco com uma pressão controlada permite realizar medidas no campo para caracterizar os parâmetros fenomenológicos da infiltrabilidade, tais como a condutividade hidráulica e a sorvidade capilar (Thony et al., 1991; Borges et al., 1999). O infiltrômetro a disco utilizado, com uma base de 80 mm de diâmetro, foi concebido por Perroux e White (1988). Um tubo graduado funciona como reservatório de alimentação para o fornecimento de água. Um outro reservatório tubular contém um tubo de aeração que pode ser deslocado verticalmente possibilitando impor uma pressão constante de fornecimento de água,  $h$ , sendo menor ou igual à pressão atmosférica, na base do infiltrômetro.

O infiltrômetro é colocado no solo sobre uma superfície plana e horizontal preparada previamente. A base do disco é coberta com uma tela de náilon com abertura de 20  $\mu\text{m}$ . Uma fina camada de areia fina é usada para garantir um bom contato hidráulico entre o disco e o solo. A leitura da variação do nível de água no reservatório de alimentação, em determinados intervalos de tempo, permite a obtenção da infiltração acumulada.

### Experimentos de infiltração

Os ensaios de infiltração para a determinação da sorvidade e da condutividade hidráulica foram realizados numa parcela de solo na vazante do açude de Cajueiro localizado no município de Tuparetama, PE (7°36'S e 37°18'O). O solo é caracterizado como Neossolo Flúvico (EMBRAPA, 1999) (Tabela 1).

Os experimentos de infiltração foram realizados, entre 7 e 11h da manhã (temperatura

média  $\bar{T} \approx 27^\circ\text{C}$ ), nas profundidades de 20 e 60 cm nos potenciais de 0, -3, -6 e -12 cm com três repetições por potencial.

**Tabela 1 - Análise granulométrica e massa específica do solo de Cajueiro.**

| camada<br>cm | $\rho^{\dagger}$<br>g.cm <sup>-3</sup> | Arcia<br>—— | Silte<br>% | Argila<br>—— | Classe<br>textura<br>l |
|--------------|--|-------------|------------|--------------|------------------------|
| 5 - 25       | 1,47 ±<br>0,02                         | 85,8        | 5,4        | 8,8          | Arcia                  |
| 50 - 70      | 1,41 ±<br>0,03                         | 87,3        | 4,6        | 8,1          | Arcia                  |

† Média e o erro padrão da massa específica do solo ( $\rho$ ).

### Método de Haverkamp et al. (1994)

Uma equação analítica para a infiltração transitória tridimensional é usada para obter a condutividade hidráulica,  $K$  [ $\text{LT}^{-1}$ ], e a sorvidade,  $S$  [ $\text{LT}^{-1/2}$ ], de um solo não saturado (Haverkamp et al., 1994). A expressão simplificada da equação da infiltração acumulada para tempos curtos é dada por:

$$I(t) = St^{1/2} + \left[ K_0 + \frac{\gamma S^2}{r_d(\theta_f - \theta_0)} + \frac{1}{3}(K - K_0)(2 - \beta) \right] t \quad (1)$$

onde  $r_d$  é o raio do disco (L),  $K_0$  é a condutividade hidráulica correspondente a umidade volumétrica inicial [ $\text{L.T}^{-1}$ ]  $\theta_0$  [ $\text{L}^3.\text{L}^{-3}$ ],  $\theta_f$  é a umidade volumétrica final [ $\text{L}^3.\text{L}^{-3}$ ],  $\beta$  é uma constante no intervalo ( $0 < \beta < 1$ ), cujo valor é 0,6 (Haverkamp et al., 1994) e  $\gamma$  é uma constante teórica, cujo valor é igual a 0,75 (Smettem et al., 1994).

A expressão da equação da infiltração acumulada para tempos longos é dada por (Haverkamp et al., 1994):

$$I(t) = \left[ K + \frac{\gamma S^2}{r_d(\theta_f - \theta_0)} \right] t$$

$$+ \frac{S^2}{2(K - K_0)(1 - \beta)} \ln \left[ \frac{1}{\beta} \right] \quad (2)$$

e o fluxo de infiltração estacionário torna-se:

$$q_{\infty} = K + \frac{\gamma S^2}{r_d(\theta_f - \theta_0)} \quad (3)$$

### Escalas características

Durante o processo de infiltração tridimensional, os fatores que podem afetar o fluxo de entrada de água no solo são: a geometria da fonte de água, a capilaridade e a gravidade. Estes fatores são caracterizados por escalas de tempo e de comprimento. É possível definir diferentes escalas de tempos característicos representativas do processo de infiltração. Introduzindo o tempo gravitacional  $t_{\text{grav}}$  [T] (Philip, 1957a, b):

$$t_{\text{grav}} = \left( \frac{S}{K} \right)^2 \quad (4)$$

definido como o tempo após o qual a força gravitacional domina as forças capilares à pressão imposta no caso de infiltração monodimensional.

Para os casos particulares de infiltração tridimensional, Vandervaere (1995) propôs um outro tempo característico para definir a duração do regime transitório considerando o efeito adicional da capilaridade que atua lateralmente. Ele é chamado de tempo de estabilização e se escreve:

$$t_{\text{stab}} = \left( \frac{S}{K + \frac{\gamma S^2}{r_d(\theta_f - \theta_0)}} \right)^2 \quad (5)$$

A um certo tempo de infiltração, a geometria do sistema torna-se dominante sobre o caráter inicial do escoamento devido aos efeitos capilares. Para representar este fenômeno, Philip (1969) introduziu um terceiro tempo característico da infiltração, chamado de tempo geométrico, que depende da dimensão característica da fonte de água. Para o caso da infiltrômetria a disco (fonte de raio  $r_d$ ), considerando o efeito da sorvidade sobre o caráter tridimensional do escoamento, Roulier

(1999) exprime este tempo como o tempo geométrico modificado:

$$t_{\text{geo mod}} = \left( \frac{r_d(\theta_f - \theta_0)}{\gamma S} \right)^2 \quad (6)$$

A precisão nos cálculos dos tempos  $t_{\text{stab}}$ ,  $t_{\text{grav}}$  e  $t_{\text{geomod}}$  depende das incertezas nas estimativas de  $K$  e  $S$ , as quais dependem da qualidade dos dados disponíveis e da metodologia empregada nos ensaios. Os intervalos de tempo de aplicação das equações aos tempos curtos ou aos tempos longos devem então ser revistos a fim de estabelecer que o intervalo de tempo de ajustamento das equações seja o maior possível. Os parâmetros hidrodinâmicos são então obtidos pelo ajuste das equações (1) e (2), dos tempos curtos e longos respectivamente, aos dados de infiltração. O intervalo de tempo de validade é tal que a equação (1) ao tempo curto será considerada válida para os tempos inferiores aos  $t_{\text{grav}}$  e  $t_{\text{geomod}}$  (Equações 4 e 6).

A escala de comprimento capilar,  $\lambda_c$  [L] (White e Sully, 1987) e o raio característico de poros hidraulicamente ativos,  $\lambda_m$  [L] (Philip, 1987) são determinados respectivamente pelas equações:

$$\lambda_c = \frac{bS^2}{(\theta_f - \theta_0)K} \quad (7)$$

$$\lambda_m = \frac{\sigma}{\rho_a g \lambda_c} \quad (8)$$

onde  $\sigma$  é a tensão superficial ( $0,0719 \text{ N.m}^{-1}$ ),  $\rho_a$  é a massa específica da água ( $10^3 \text{ Kg.m}^{-3}$ ),  $g$  a aceleração da gravidade ( $9,81 \text{ m.s}^{-2}$ ).

A escala de comprimento capilar (Equação 7) representa a importância relativa das forças capilares em relação à gravidade, quando a água é transmitida de uma fonte mantida a  $\theta_f$  através do solo, com umidade inicial  $\theta_0$ . O raio característico de poros (Equação 8) define a dimensão média dos poros que participam do processo de infiltração submetida à pressão aplicada  $h$ . Quanto maior for o raio característico,  $\lambda_m$ , maior é o efeito da gravidade em comparação ao da capilaridade.

### Método de Zhang (1997)

Zhang (1997) propôs uma solução numérica com dois termos para descrever o

processo de infiltração a partir do infiltrômetro a disco:

$$I = C_1 t^{1/2} + C_2 t \quad (9)$$

onde  $C_1$  e  $C_2$  são parâmetros que relacionam a sorvidade,  $S(h)$ , e a condutividade hidráulica,  $K(h)$ , do solo pelas expressões:

$$C_1(h) = A_1 S(h) \quad (10)$$

$$C_2(h) = A_2 K(h) \quad (11)$$

onde  $A_1$  e  $A_2$  são coeficientes adimensionais, e  $h$  ( $\leq 0$ ) é o valor da pressão usada no infiltrômetro a disco durante o processo de infiltração.

A partir de experimentos de infiltração, a sorvidade,  $S(h)$ , e a condutividade hidráulica,  $K(h)$ , do solo podem ser determinadas por:

$$S(h) = C_1 / A_1 \quad (12)$$

$$K(h) = C_2 / A_2 \quad (13)$$

$C_1$  e  $C_2$  são obtidos pelo ajuste da equação 1 aos dados de infiltração acumulada.

Utilizando os resultados de simulações numéricas da infiltração tridimensional axissimétrica, a partir de um infiltrômetro a disco, em diferentes tipos de solos e características hidrodinâmicas contrastadas e diversas condições iniciais e de fronteira, Zhang (1997) estabeleceu relações empíricas explícitas dos coeficientes  $A_1$  e  $A_2$  das Equações 10 e 11, respectivamente. A partir dos funcionais que relacionam a umidade volumétrica e o potencial matricial,  $\theta(h)$ , e a condutividade hidráulica e a umidade volumétrica ou o potencial matricial,  $K(\theta)$  ou  $K(h)$ , proposto por van Genuchten (1980).

Os coeficientes  $A_1$  e  $A_2$  se expressam como:

$$A_1 = \frac{1,4b^{0,5}(\theta_f - \theta_0)^{0,25} \exp[3(n-1,9)\alpha h]}{(\alpha r_d)^{0,15}} \quad (14)$$

$$A_2 = \frac{11,65(n^{0,1} - 1) \exp[2,92(n-1,9)\alpha h]}{(\alpha r_d)^{0,91}} \quad (15)$$

p/  $n \geq 1,9$

$$A_2 = \frac{11,65(n^{0,1} - 1) \exp[7,5(n-1,9)\alpha h]}{(\alpha r_d)^{0,91}} \quad (16)$$

p/  $1 < n < 1,9$

onde  $n$  e  $\alpha$  são parâmetros da curva de retenção (van Genuchten, 1980):

$$\Theta(h) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[ 1 + |\alpha h|^n \right]^{-m} \quad (17)$$

com,  $m = 1 - 1/n$  ( $n > 1$ )

onde,  $\theta_r$  e  $\theta_s$  correspondem a umidade volumétrica residual e de saturação respectivamente.

A partir da equação (17), pode-se calcular o tamanho de poros que contém maior quantidade de água num solo,  $\lambda_m^*$ , e é convencionalmente chamado de “tamanho médio de poros” (Prevedello, 1996). Para sua obtenção é necessário o conhecimento dos parâmetros  $\alpha$  e  $n$  da curva de retenção de van Genuchten (1980), dado por:

$$\lambda_m^* = \frac{2\sigma\alpha}{\rho g} \cdot \left[ \frac{n-1}{n} \right]^{-1/n} \quad (18)$$

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

### Método de Haverkamp et al. (1994)

As curvas de infiltração foram ajustadas pela equação (1) para tempos curtos e pela equação (2) para tempos longos sobre intervalos de tempos variáveis, apresentando coeficientes de determinação superiores a 0,997, respeitando os intervalos de tempo ajustados com os tempos  $t_{stab}$ ,  $t_{grav}$  e  $t_{geomod}$  (Tabela 2).

Quando a sucção aumenta,  $K(h)$  e  $S(h)$  diminuem (Tabela 2) – o tempo de estabilização (Equação 5) é sempre inferior ao tempo gravitacional (Equação 4). Ao contrário, o  $t_{geomod}$  (Equação 6) é superior a estes tempos para  $h = 0$  a  $-6$  cm (camada  $z = 20$ ), e inferior em todos os outros ensaios. Nos dois casos, os tempos característicos estão indicados na Figura 1.

Com relação ao tempo experimental de medida a  $z = 20$  cm e  $h = 0$  (Figura 1a), a análise do regime transitório, da infiltração tridimensional, foi realizada para tempos curtos e longos por intermé-

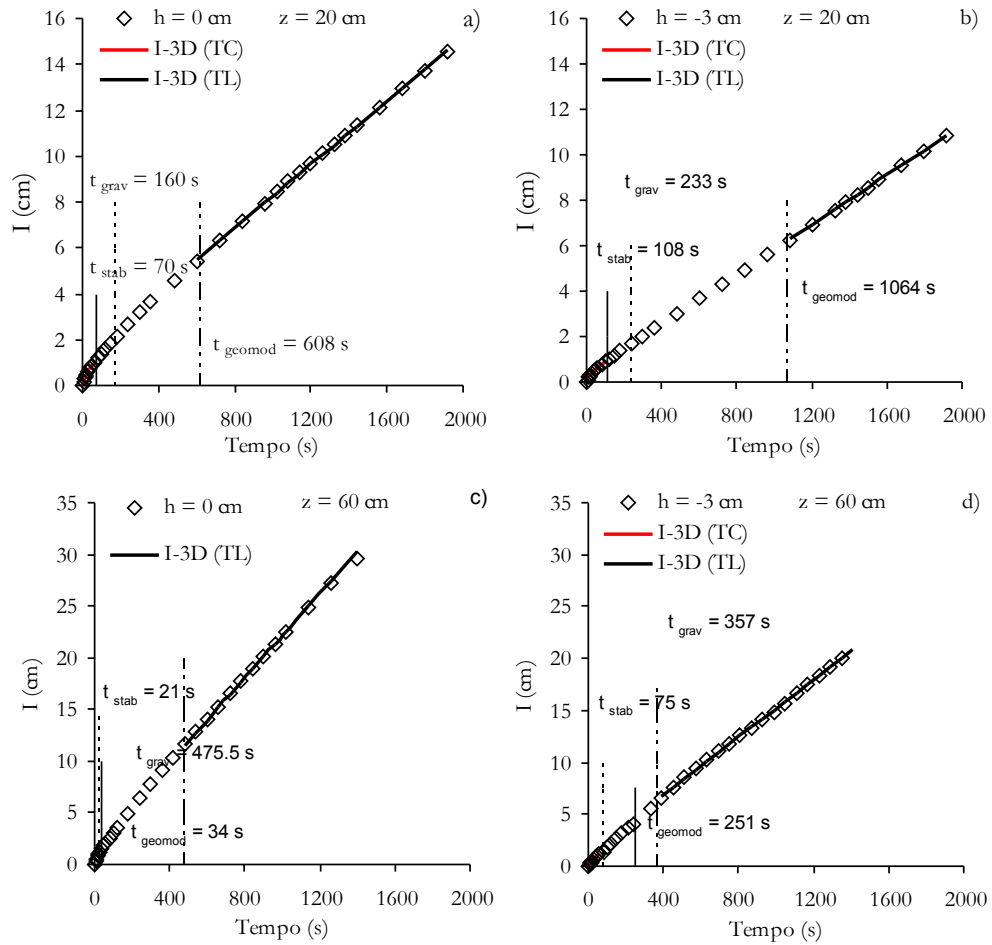


Figura 1 - Diferentes escalas de tempos característicos do processo de infiltração nas duas profundidades e curvas de infiltração ajustadas para os tempos curtos (TC) e os tempos longos (TL).

Tabela 2 - Valores da variação da umidade ( $\Delta\theta$ ), condutividade hidráulica ( $K$ ), sorvidade ( $S$ ), tempos de estabilização ( $t_{\text{stab}}$ ), gravitacional ( $t_{\text{grav}}$ ), geométrico modificado ( $t_{\text{geomod}}$ ) e o raio característico de poros ( $\lambda_m$ ), pelo método de Haverkamp, sob alguns potenciais de fornecimento de água ( $h$ ) para o solo de Cajueiro ( $\bar{T} \approx 27^\circ\text{C}$ ).

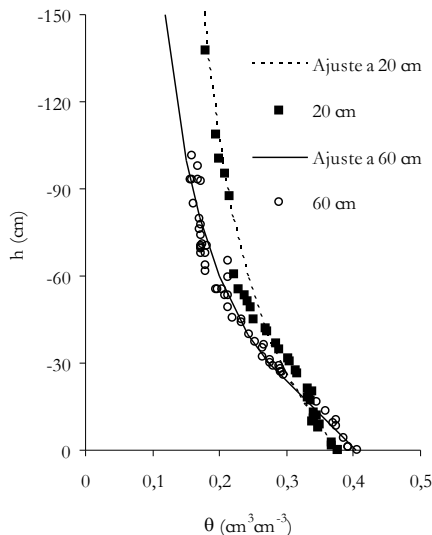
| $h$<br>cm   | $\Delta\theta$<br>$\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ | $K$<br>$\text{cm h}^{-1}$ | $S$<br>$\text{cm h}^{-1/2}$ | $t_{\text{stab}}$<br>(s) | $t_{\text{grav}}$<br>(s) | $t_{\text{geomod}}$<br>(s) | $\lambda_m$<br>(mm) |
|-------------|---|---------------------------|-----------------------------|--------------------------|--------------------------|----------------------------|---------------------|
| $z = 20$ cm |   |                           |                             |                          |                          |                            |                     |
| 0           | 0,367   | 19,53                     | 4,62                        | 83                       | 201                      | 649                        | 0,45                |
| -3          | 0,339   | 13,07                     | 4,03                        | 120                      | 342                      | 727                        | 0,36                |
| -6          | 0,333   | 9,51                      | 3,85                        | 167                      | 589                      | 768                        | 0,28                |
| -12         | 0,277   | 6,64                      | 4,00                        | 188                      | 1306                     | 491                        | 0,15                |
| $z = 60$ cm |   |                           |                             |                          |                          |                            |                     |
| 0           | 0,362   | 53,13                     | 15,56                       | 27                       | 309                      | 55                         | 0,11                |
| -3          | 0,352   | 21,42                     | 10,49                       | 62                       | 864                      | 115                        | 0,09                |
| -6          | 0,361   | 10,02                     | 7,90                        | 125                      | 2240                     | 213                        | 0,08                |
| -12         | 0,311   | 5,26                      | 5,86                        | 183                      | 4472                     | 288                        | 0,06                |

dio das equações 1 e 2 aplicadas aos intervalos de tempo ( $0 - 70$  s) e  $t > 608$  s, respectivamente. O intervalo de tempo ( $0$  a  $70$  s) (até o  $t_{stab}$ ) sendo, neste caso, muito curto para obter um ajuste de boa precisão, considerou-se neste caso os resultados da análise para tempos longos. Um argumento análogo é feito para  $z = 60$  cm e  $h = 0$  (Figura 1c).

A  $z = 20$  cm e  $h = -3$  cm (Figura 1b), as duas equações (Equações 1 e 2) foram aplicadas aos intervalos de tempo ( $0 - 108$  s) e  $t > 1064$  s, respectivamente. As condutividades hidráulicas estimadas pelas duas equações são similares ( $K = 13,07 \text{ cm.h}^{-1}$  para os tempos curtos (Equação 1) e  $K = 12,72 \text{ cm.h}^{-1}$  para os tempos longos (Equação 2)). O mesmo caso se apresenta à  $z = 60$  e  $h = -3$  cm (Figura 1d).

O valor escolhido (Tabela 2) é aquele no qual o ajuste sobre os dados experimentais foi melhor, que no caso do método Haverkamp utilizando-se a equação para tempos longos, obteve-se um  $R^2$  igual a 0,9999 para todos os ajustes realizados.

### Método de Zhang (1997)



**Figura 2 - Curvas de retenção de água no solo observadas e ajustadas.**

A curva de retenção de água no solo,  $\theta(h)$ , foi obtida por intermédio das medidas de  $\theta$  e  $h$  no campo (Figura 2). O valor de  $\theta_s$  é constante e medido experimentalmente. Os parâmetros de ajuste  $\alpha$  e  $n$ , Equação 17, foram obtidos considerando  $\theta_r = 0$ . Os valores de  $\theta_s$ ,  $\alpha$  e  $n$  foram respectivamente iguais a,  $0,376 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ ,  $0,042 \text{ cm}^{-1}$

e  $1,391$  para  $z = 20$  cm, e  $0,404 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ ,  $0,047 \text{ cm}^{-1}$  e  $1,618$  para a camada  $z = 60$  cm (Figura 2).

Os valores de  $C_1$  e  $C_2$  (Equação 10) foram obtidos por ajustamento aos mesmos dados experimentais de infiltração, possibilitando calcular os fatores  $A_1$  e  $A_2$  (Equações 14 a 16) e os valores de  $K(h)$  e  $S(h)$  (Equações 12 e 13) em função do potencial imposto.

Para este método, também quando a sucção aumenta,  $K$  e  $S$  diminuem (Tabela 3) – o tempo de estabilização (Equação 5) é sempre inferior ao tempo gravitacional (Equação 4). Já o  $t_{geomod}$  (Equação 6) é superior a estes tempos para  $h = 0$  (camada  $z = 20$  cm), e inferior em todos os outros ensaios.

Os valores da condutividade hidráulica e da sorvidade para os dois métodos, foram maiores para a camada mais profunda do que para a camada mais superficial, estando de acordo com as diferenças observadas nas lâminas infiltradas.

A  $z = 20$  cm e para  $h = 0$ , os valores da condutividade hidráulica e da sorvidade estimados pelo método de Haverkamp et al. (1994), são inferiores ao estimados pelo método de Zhang (1997), e superiores para os demais potenciais. A  $z = 60$  cm, os valores de  $K$  e  $S$  estimados pelos dois métodos foram semelhantes para todos os potenciais aplicados (Figura 3). Isto pode ser explicado pela utilização do funcional de van Genuchten (1980) por Zhang que parece ser menos adaptado a não saturação quando o meio tem macroporos ( $z = 20$  cm). Isto não ocorre com o método de Haverkamp et al. (1994), que não faz hipóteses sobre os funcionais das características hidrodinâmicas do meio.

Os resultados dos ensaios de infiltração são diferentes (Figura 1) para as várias sucções aplicadas a cada uma das duas profundidades. À saturação ( $h = 0$ ), para o mesmo tempo de infiltração, as lâminas de água infiltradas são duas vezes superiores para a camada  $z = 60$  cm (Figuras 1a, c). A mesma ordem de grandeza na relação das lâminas infiltradas se conserva quando a sucção aumenta (Figuras 1b, d).

Isto pode ser explicado pelos valores de  $\lambda_m$  obtidos (Tabelas 2 e 3). O escoamento saturado compreende o fluxo, seja na matriz, seja na macroporosidade. Quando o solo se torna não saturado, isto é, com o aumento da sucção, a macroporosidade torna-se menos ativa, participando menos do escoamento da água no solo, correspondendo a uma redução importante da condutividade hidráulica, sobretudo, na camada na qual os macroporos de maior dimensão (de maior

**Tabela 3 - Valores da variação da umidade ( $\Delta\theta$ ), condutividade hidráulica (K), sorvidade (S), tempos de estabilização ( $t_{stab}$ ), gravitacional ( $t_{grav}$ ), geométrico modificado ( $t_{geomod}$ ) e o raio característico de poros ( $\lambda_m$ ), pelo método de Zhang, sob alguns potenciais de fornecimento de água ( $h_0$ ) para o solo de Cajueiro ( $\bar{T} \approx 27^\circ\text{C}$ ).**

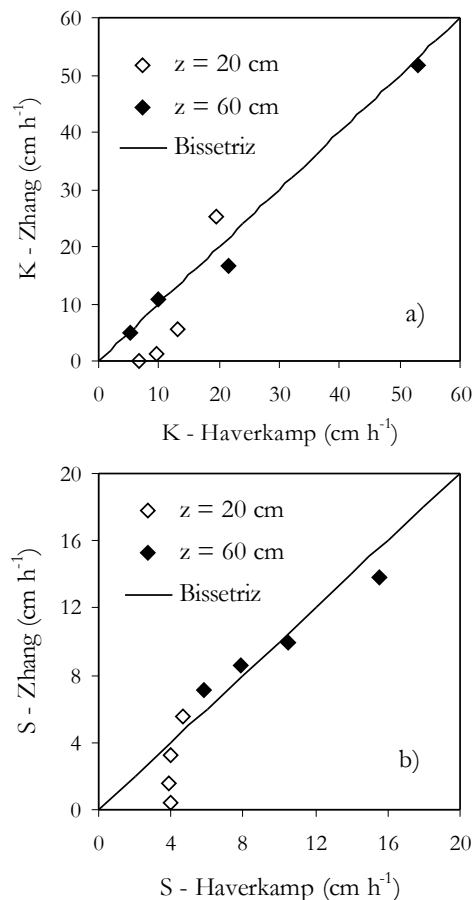
| h<br>cm          | $\Delta\theta$<br>$\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ | K<br>$\text{cm h}^{-1}$ | S<br>$\text{cm h}^{-1/2}$ | $t_{stab}$<br>(s) | $t_{grav}$<br>(s) | $t_{geomod}$<br>(s) | $\lambda_m$<br>(mm) | $R^2$  |
|------------------|---|-------------------------|---------------------------|-------------------|-------------------|---------------------|---------------------|--------|
| <b>z = 20 cm</b> |   |                         |                           |                   |                   |                     |                     |        |
| 0                | 0,367   | 25,26                   | 5,59                      | 66                | 176               | 443                 | 0,40                | 0,9998 |
| -3               | 0,339   | 5,48                    | 3,27                      | 297               | 1283              | 1100                | 0,23                | 0,9986 |
| -6               | 0,333   | 1,18                    | 1,60                      | 1341              | 6640              | 4455                | 0,20                | 0,9991 |
| -12              | 0,277   | 0,09                    | 0,43                      | 14379             | 87332             | 42213               | 0,18                | 0,9985 |
| <b>z = 60 cm</b> |   |                         |                           |                   |                   |                     |                     |        |
| 0                | 0,362   | 51,82                   | 13,82                     | 30                | 256               | 70                  | 0,13                | 0,9983 |
| -3               | 0,352   | 16,58                   | 9,90                      | 75                | 1284              | 130                 | 0,07                | 0,9994 |
| -6               | 0,361   | 10,68                   | 8,57                      | 111               | 2320              | 181                 | 0,07                | 0,9997 |
| -12              | 0,311   | 4,87                    | 7,07                      | 147               | 7592              | 198                 | 0,04                | 0,9998 |

raio característicos de poros hidraulicamente funcionais,  $\lambda_m$ ) são menos numerosos ( $z = 20 \text{ cm}$ ), e uma redução menos importante onde os macroporos de menor dimensão são mais numerosos ( $z = 60 \text{ cm}$ ) (Tabela 2 e 3). Esta diferença de comportamento hidráulico reflete a heterogeneidade da estrutura dos poros das duas camadas.

Os valores obtidos para o tamanho de poros que contém maior quantidade de água num solo,  $\lambda_m^*$  (Eq. 18) a partir dos valores de  $\alpha$  e  $n$  obtidos das curvas de retenção da água no solo para as camadas de 20 cm ( $\alpha = 0,042$  e  $n = 1,391$ ) e 60 cm ( $\alpha = 0,047$  e  $n = 1,618$ ), foram de  $\lambda_m^*(z=20) = 0,153 \text{ mm}$  e  $\lambda_m^*(z=60) = 0,125 \text{ mm}$ , respectivamente.

Entretanto, a curva de retenção da água no solo confere um caráter estático quando comparada à curva de infiltração. O raio característico de poros,  $\lambda_m$  (Eq. 8), define a dimensão média dos poros que participam do processo de “infiltração” submetida à pressão aplicada  $h$ . Conseqüentemente, os parâmetros obtidos no processo de infiltração conferem um caráter dinâmico para a equação 8.

A heterogeneidade da estrutura dos poros das duas camadas pode ser devido à distribuição dos tamanhos das partículas da fração areia, dos 85,8 % da fração areia na camada  $z = 20 \text{ cm}$ , 11,9 % são de areia grossa (2000 – 200  $\mu\text{m}$ ) e 73,9 % são de areia fina (200 – 20  $\mu\text{m}$ ). Enquanto que dos 87,3% da fração areia em  $z = 60 \text{ cm}$ , 45,0% são de areia grossa e 42,3 % são de areia fina.



**Figura 3 - Comparação das estimativas de K (a) e S (b) pelos métodos de Haverkamp et al. (1994) e de Zhang (1997).**

## CONCLUSÕES

1. A análise do regime transitório da infiltração avaliada pelos métodos de Haverkamp e de Zhang, permitiu a determinação das características hidráulicas do solo, próximos a saturação. Para aplicação do método de Zhang, é necessário o conhecimento da curva de retenção da água no solo  $h(\theta)$ , enquanto que o método de Haverkamp não impõe nenhuma restrição para a sua aplicação.
2. Os valores da condutividade hidráulica e da sorvidade à saturação, obtidos pelos dois métodos, foram semelhantes.
3. A diferença no comportamento hidrodinâmico nas duas camadas do solo de Cajueiro não é explicável pela classe textural e massa específica do solo, e sim pela forma, tamanho e arranjo das partículas sólidas distribuídas no solo, sobretudo na fração de areia.

## REFERÊNCIAS

- ANGULO-JARAMILLO, R.; GAUDET, J.P.; THONY, J.L.; VAUCLIN, M. Measurement of hydraulic properties and mobile water content of a field soil. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, v.60, p.710-715, 1996.
- ANGULO-JARAMILLO, R.; VANDERVAERE, J.P.; ROULIER, S.; THONY, J.L.; GAUDET, J.P.; VAUCLIN, M. Field Measurement of soil hydraulic properties by disc and ring infiltrometers : a review and recent developments. *Soil & Tillage Research*, Madison, 2000.
- ANKENY, M. D.; AHMED, M.; KASPAR, T. C. and HORTON, R. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, v.55, p.467-470, 1996.
- BORGES, E.; ANTONINO, A.C.D.; DALL'OLIO, A.; AUDRY, P.; CARNEIRO, C.J.G. Determinação das Propriedades Hidráulicas de Solos Não Saturados Utilizando-se Permeômetros a Disco. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, vol.34, n.11, p.2083-2090, 1999.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. Brasília, EMBRAPA – Serviço de Produção da Informação; Rio de Janeiro, EMBRAPA solos, 1999. 412p.
- HAVERKAMP, R.; ROSS, P.J.; SMETTEM, K.R.J.; PARLANGE, J.Y. Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. *Water Resources Research*, v.30, p.2931-2935, 1994.
- PERRON, K.M.; and WHITE, I. Design for disc permeameters. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, v.52, p.1205-1215, 1988.
- PHILIP, J. R. The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Science*, v.84, p.257-264, 1957.
- PHILIP, J. R. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Science*, v.84, p.257-264, 1957.
- PHILIP, J. R. The theory of infiltration. In: *Advances in Hydrosience*. New York: Academic Press, v.5, p.215-296, 1969.
- PHILIP, J.R. The quasi-linear analysis, the scattering analog, and other aspects of infiltration and seepage. In: Y. S. Fok (ed.). *Infiltration Development and Application*. Water Resources Research Center, Honolulu, Hawaii. p.1-27, 1987.
- PREVEDELLO, C. L. Física do solo com problemas resolvidos. Curitiba, Salesward-discovery, 1996. 446p.
- ROULIER, S. Caractérisation hydro-dispersive in situ de sols non saturés par infiltration d'eau et de solute. Cas de solo structures et de sols hétérogènes. Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier – Grenoble I, Grenoble, 267p., 1999.
- SIMUNEK, J.; ANGULO-JARAMILLO, R.; SCHAAP, M.; VANDERVAERE, J.-P.; and VAN GENUCHTEN, M.Th. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension disc infiltrometer data. *Geoderma*, 86(12): 61-81, 1998.
- SMETTEM, K.R.J.; CLOTHIER, B.E. Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multi-disc permeameters. *Journal of Soil Science*, v.40, p.563-568, 1989.
- SMETTEM, K.R.J.; PARLANGE, J. Y.; ROSS, P. J and HAVERKAMP, R. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 1. A capillary-based theory. *Water Resources Research*, v.30, p.2925-2929, 1994.
- THONY, J.L.; VACHAUD, G.; CLOTHIER, B.E.; ANGULO-JARAMILLO, R. Field measurements of the hydraulic properties of soil. *Soil Technology*, Cremlingen, v.4, p.111-123, 1991.
- VANDERVAERE, J.P.; PEUGEOT, C.; VAUCLIN, M.; R. ANGULO-JARAMILLO; LEBEL, T. Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers. *Journal of Hydrology*, Netherlands, v.188-189, p.203-223, 1997.
- VANDERVAERE, J.P. Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques. Analyse critique des régimes pseudo-permanents. Méthodes transitoires et cas des sols encroûtés. Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier – Grenoble I, Grenoble, 329p., 1995.
- VAN GENUCHTEN, M. Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, v. 44, p. 892-898. 1980.
- WHITE, I. and SULLY, M.J. Macroscopic and microscopic capillary length and times scales from field infiltration. *Water Resources Research*, v. 23, p. 1514-1522. 1987.



- WOODING, R. A. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resources Research*, v. 4, p.1259-1273. 1968.
- ZHANG, R. Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disc infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, v.61, p.1024-1030, 1997.

**Analysis of the transitory regime of three-dimensional infiltration with controlled suction**

**ABSTRACT**

*The availability of water for plants in soils under recession agriculture is a result of dynamic processes involving water fluxes to the rooting zone and the extraction of water by roots. Hydraulic conductivity and sorptivity values are very good indicators of the hydro-physical conditions of soils since they are directly related to the movement of water in soil. We determined hydraulic conductivity and sorptivity as a function of soil matric potential  $\{K(h), S(h)\}$  in two layers of a Fluvent at the ebb tide of Cajueiro Dam, located in Tuparetama, Pernambuco. The measurements of infiltration, using a disk infiltrometer, 80 mm in diameter, were performed at the depths of 20 and 60 cm, by applying water supply potentials of 0, -3, -6, and -12 cm. The hydraulic properties,  $K(h)$  and  $S(h)$ , were obtained using the analytical equation for three-dimensional transitory infiltration for short times and long times. The infiltration curves were adjusted by the equation for short times and long times over variable time intervals, considering the time intervals adjusted to the times of gravitational and geometric stabilization.*

*Key-words: hydraulic conductivity, disk infiltrometer.*