



Revista Brasileira de Ciência do Solo

ISSN: 0100-0683

revista@sbccs.org.br

Sociedade Brasileira de Ciência do Solo

Brasil

JONG van LIER, Q. de

ANÁLISE DE SENSIBILIDADE NO PROCESSAMENTO DE DADOS DE EXPERIMENTOS DE
PERFIL INSTANTÂNEO

Revista Brasileira de Ciência do Solo, vol. 26, núm. 4, 2002, pp. 869-883

Sociedade Brasileira de Ciência do Solo

Viçosa, Brasil

Disponível em: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=180218306005>

- ▶ Como citar este artigo
- ▶ Número completo
- ▶ Mais artigos
- ▶ Home da revista no Redalyc

 redalyc.org

Sistema de Informação Científica

Rede de Revistas Científicas da América Latina, Caribe, Espanha e Portugal
Projeto acadêmico sem fins lucrativos desenvolvido no âmbito da iniciativa Acesso Aberto

ANÁLISE DE SENSIBILIDADE NO PROCESSAMENTO DE DADOS DE EXPERIMENTOS DE PERFIL INSTANTÂNEO⁽¹⁾

Q. de JONG van LIER⁽²⁾

RESUMO

Dentre as propriedades físicas do solo, a condutividade hidráulica é uma das mais importantes, quando se estudam fenômenos que estão ligados ao movimento da água no solo. O método para determinar a função condutividade hidráulica *versus* umidade ou função $K(\theta)$ de um solo, denominada método de perfil instantâneo, tem como maior vantagem o fato de se basear em medições diretas no campo, sem necessidade de aguardar o estabelecimento de um equilíbrio dinâmico. No caso de experimentos desse tipo, não se conhecem estudos sobre sua sensibilidade em relação a erros nos dados experimentais; tampouco se conhece a influência que uma observação experimental a mais ou a menos possa ter sobre a parametrização da função $K(\theta)$. O presente trabalho visou analisar a sensibilidade do método de perfil instantâneo a variações nas observações realizadas *in situ*. Utilizaram-se dados de dois experimentos de perfil instantâneo realizados no campus “Luiz de Queiroz”, da Universidade de São Paulo, em Piracicaba (SP). Por meio de um algoritmo computacional para a análise dos dados experimentais, verificou-se a sensibilidade do resultado do cálculo dos parâmetros da função $K(\theta)$ para variações nos valores de entrada. Foi analisado o efeito das seguintes alterações no conjunto original de dados: retirada de uma leitura completa do conjunto de dados; retirada de leituras finais; erro no coeficiente angular de calibração do TDR; erro no intercepto da curva de calibração do TDR; erro em uma das leituras do TDR. Pelos resultados do levantamento, concluiu-se que o método do perfil instantâneo, conjuntamente com a rotina computacional utilizada para processar os valores observados no campo, apresenta alta sensibilidade a pequenas incertezas no ajuste de funções aos valores da umidade *versus* tempo; é também muito sensível à leitura do tempo zero, que, portanto, deveria ser desconsiderada. Erros ou incertezas nos ajustes dos valores do potencial total *versus* a profundidade têm menor influência no

⁽¹⁾ Parte da Tese de Livre-Docência do autor, apresentada à Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” – ESALQ/USP, na disciplina “Física do Meio Ambiente”. Dados obtidos com auxílio da Fapesp. Recebido para publicação em abril de 2001 e aprovado em julho de 2002.

⁽²⁾ Professor do Departamento de Ciências Exatas, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” – ESALQ/USP. Caixa Postal 9, CEP 13418-900 Piracicaba (SP). Bolsista do CNPq.

resultado final. Se houver comportamento não estritamente exponencial entre condutividade hidráulica e umidade, a sensibilidade do método para pequenas alterações no conjunto de dados de entrada aumenta. Respectivos erros no coeficiente angular e no intercepto de um TDR com equação de calibração linear alteram os respectivos coeficiente angular (γ) ou intercepto ($\ln(K^*)$) da relação entre condutividade hidráulica e umidade, quando o potencial matricial é obtido por tensiometria.

Termos de indexação: condutividade hidráulica; método de campo.

SUMMARY: SENSITIVITY ANALYSIS OF A COMPUTER ALGORITHM IN DATA PROCESSING FROM INSTANTANEOUS PROFILE EXPERIMENTS

Among physical soil properties, hydraulic conductivity is one of the most important for studies which involve soil water movement. Establishing a relation between hydraulic conductivity and soil water content ($K(\theta)$ function) is essential for such studies. The method to determine the $K(\theta)$ function in a soil, called "instantaneous profile method", has one main advantage: it is based on direct field measurements with no need of awaiting the establishment of steady-state conditions. For this kind of experiment, no studies could be found about sensitivity to errors in experimental data or what influence one experimental observation more or less would have on the parameterization of the $K(\theta)$ function. Based on two instantaneous profile experiments (carried out on the 'Luiz de Queiroz' campus of the Universidade de São Paulo in Piracicaba, State of São Paulo, Brazil), this study tried to analyze the sensitivity of the instantaneous profile method to variations in field observations, using a computer algorithm for the analysis of the experimental data. The effect of the following modifications in the original data set were checked: removal of one observation; removal of final observations; error in the angular coefficient of the TDR calibration; error in the intercept of the TDR calibration; error in one of the TDR readings. Results show that the instantaneous profile method, together with the applied computer algorithm, has a high sensitivity to small uncertainties in the fitting of functions to soil moisture versus time. As it is also very sensitive to the zero time reading, which, therefore, should best not be considered. Errors or uncertainties in fitting soil water potential to depth proved to have a smaller influence on the final result. A not strictly exponential behavior between hydraulic conductivity and soil moisture increases the method's sensitivity to small errors. Errors in the angular coefficient or intercept of a TDR with linear calibration equation only affect the angular coefficient (γ) or intercept ($\ln(K^)$) of the $K(\theta)$ function, respectively, when the matrix potential is determined by tensiometry.*

Index terms: hydraulic conductivity; field method.

INTRODUÇÃO

Dentre as propriedades físicas do solo, a condutividade hidráulica é uma das mais importantes quando se estudam fenômenos que estão ligados ao movimento da água no solo. O método para determinar a função condutividade hidráulica *versus* umidade ($K(\theta)$) de um solo, denominado método de perfil instantâneo, que já se encontra na literatura da década de 60 (Watson, 1966), foi aperfeiçoado e simplificado por Hillel et al. (1972) e Libardi et al. (1980). Esse método, no qual se fazem observações da umidade do solo e, ou, do potencial matricial da água nele contida em algumas profundidades e ao longo do tempo, para poder

chegar a uma estimativa dos parâmetros empíricos da função $K(\theta)$, é utilizado com freqüência, citando-se, por exemplo, dentre os trabalhos dos últimos anos, os de Marion et al. (1994), Prevedello et al. (1995), Comegna et al. (1996), Andreu et al. (1997), Reichardt et al. (1998), Simunek et al. (1998) e Jong van Lier & Libardi (1999).

A maior vantagem do método está no fato de basear-se em medições diretas no campo, sem necessidade de aguardar o estabelecimento de um equilíbrio dinâmico ("steady state") e permitindo a análise de uma faixa grande de umidades. Comparando valores obtidos por diferentes métodos de campo e de laboratório, Marion et al. (1994) concluíram que os resultados obtidos pelo método

do perfil instantâneo *in situ* são os mais consistentes. Por isso esse método é freqüentemente considerado o padrão.

Pelo fato de o método requerer algumas semanas até meses de trabalho de campo, especialmente em solos com camadas adensadas ou compactadas, onde o processo de drenagem é muito lento, a informação disponível sobre a variabilidade e confiabilidade das medições é escassa. As consequências disso agravam-se, uma vez que a condutividade hidráulica é uma propriedade do solo que apresenta variabilidade espacial muito alta (Warrick & Nielsen, 1980; Vieira et al., 1981; Bouma et al., 1989; Logsdon & Jaynes, 1996). Numa análise de um experimento de perfil instantâneo com doze pontos de observação, Jong van Lier & Libardi (1999) encontraram coeficientes de variação muito altos dos parâmetros empíricos que descrevem a relação entre condutividade hidráulica e umidade.

Além do trabalho, outra desvantagem do método do perfil instantâneo está na análise gráfica dos gradientes da umidade no tempo e do potencial em profundidade, muitas vezes feita visualmente e, portanto, subjetivamente. Essa desvantagem pode ser minimizada por técnicas computacionais de regressão, como as utilizadas por Jong van Lier & Libardi (1999). Esses autores calcularam os gradientes da umidade do solo versus o tempo e do potencial total da água no solo *versus* a profundidade, necessários ao método, conforme detalhado mais adiante, pela derivada de funções ajustadas por regressão linear, evitando subjetividades na análise dos resultados e tornando os resultados repetíveis.

A calibração de equipamentos de medição da umidade do solo consiste em estabelecer uma relação entre observações da leitura do equipamento em questão e um método-padrão, no caso a umidade do solo determinada pelo método gravimétrico. Erros de calibração foram discutidos por vários autores, destacando-se Haverkamp et al. (1984) e Chanasyk & Naeth (1996), para a sonda de nêutrons, e Dasberg & Hopmans (1992), Hook & Livingston (1996) e Ponizovsky et al. (1999), para o TDR. Haverkamp et al. (1984) mostraram que, no erro total de uma observação de umidade com sonda de nêutrons, o componente relativo à calibração da sonda é o maior. Além disso, demonstraram que a forma de estimar a armazenagem a partir de dados de umidade afeta drasticamente o resultado. No caso da análise da umidade do solo por meio de TDR, esta também está sujeita a erros de calibração. Embora exista a "equação universal de calibração" de Topp et al. (1980), trabalhos posteriores, como os de Dasberg & Hopmans (1992) e de Ponizovsky et al. (1999), indicaram a dependência dessa calibração da natureza da matriz do solo (granulometria, natureza dos minerais, teor de matéria orgânica).

A análise de sensibilidade, em que a incerteza nos resultados de saída é atribuída à incerteza dos

parâmetros de entrada de um modelo, é um elemento de verificação para garantir que a resposta de uma rotina computacional atende à expectativa (Saltelli & Scott, 1997). Em modelos simples, a análise de sensibilidade pode ser realizada analiticamente. No entanto, numa análise de sensibilidade de um algoritmo mais complicado, mecanístico, o método é empírico, alterando cada parâmetro de entrada ligeiramente para verificar o efeito no resultado de saída. A alteração relativa nos resultados do modelo resulta em coeficientes de sensibilidade. Como os parâmetros são variados um por um, o método baseia-se na suposição de que não há relação entre os diferentes parâmetros do algoritmo. Essa suposição é satisfeita quando a faixa de variação do parâmetro é suficientemente estreita (Drechsler, 1998).

Para experimentos do tipo "perfil instantâneo", não se conhecem na literatura estudos sobre sua sensibilidade em relação a erros nos dados experimentais. No presente trabalho, propôs-se analisar essa sensibilidade, objetivando fornecer subsídios para uma análise mais criteriosa de resultados obtidos por esse tipo de experimento.

MATERIAL E MÉTODOS

Fundamentos teóricos do método do perfil instantâneo

No método do perfil instantâneo, procura-se uma solução para a equação de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi_t}{\partial z} \right) \quad (1)$$

em que θ ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) é a umidade volumétrica, t (h) é o tempo, K ($\text{m}^2 \text{ h}^{-1} \text{ kPa}^{-1}$) é a condutividade hidráulica, ψ_t (kPa) é o potencial total da água e z (m) é a coordenada vertical de posição. Relacionando a equação de Richards com a profundidade z , entre os limites $z = 0$ e $z = z$, com as seguintes condições de contorno:

$$z = 0; t > 0; q = 0$$

$$z = z; t > 0; q = q_z$$

obtém-se:

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = K(\theta) \frac{\partial \psi_t}{\partial z} \Big|_z = q_z \quad (2)$$

ou, rearranjando,

$$K(\theta) \Big|_z = \frac{\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}{\frac{\partial \psi_t}{\partial z} \Big|_z} = \frac{\frac{\partial h_z}{\partial t}}{\frac{\partial \psi_t}{\partial z} \Big|_z} \quad (3)$$

em que h_z ($\text{m}^3 \text{m}^{-2}$) é a armazenagem de água no solo entre a superfície ($z = 0$) e a profundidade z . Por meio de medidas simultâneas de umidade e de potencial total ao longo do perfil de solo durante a redistribuição da água, determinam-se a variação de armazenagem h_z com o tempo t e o gradiente de ψ_t ao longo de z que aparecem na equação 3 e, então, o valor de $K(\theta)$ para aquela umidade.

Freqüentemente, os valores de $K(\theta)$ apresentam uma relação exponencial com a umidade em alguma faixa de umidade, de maneira que a função $K(\theta)$ pode ser expressa pela equação

$$K(\theta) = K^* \cdot e^{\gamma\theta} \quad (4)$$

sendo que γ é uma constante adimensional e K^* ($\text{m}^2 \text{h}^{-1} \text{kPa}^{-1}$) o valor hipotético da condutividade hidráulica quando a umidade do solo equivale a zero.

Métodos de campo

Visando analisar a sensibilidade do método do perfil instantâneo a variações nas observações realizadas, utilizaram-se dados de dois experimentos de drenagem, realizados, durante os meses de junho e julho de 2000, em dois locais do campus "Luiz de Queiroz", da Universidade de São Paulo, em Piracicaba (SP).

No primeiro local (*local P*), em um Latossolo Vermelho-Amarelo álico horizonte A moderado textura média, localizado em Piracicaba (SP), a umidade foi monitorada durante o processo de drenagem por um TDR segmentado (modelo Moisture Point™, tipo "H", fabricado por E.S.I *Environmental Sensors Inc.*) com sensores nas profundidades de 0-0,15, 0,15-0,30, 0,30-0,45, 0,45-0,60 e 0,60-0,75 m. O potencial matricial foi medido por tensiometria nas mesmas profundidades. Em decorrência de problemas com o uso do equipamento de TDR na profundidade de 0-0,15 m utilizaram-se para essa profundidade os valores de 0,15-0,30 m.

No segundo local (*local A*), um experimento de drenagem foi realizado no canal de um terraço de infiltração na fazenda experimental "Areão" da ESALQ/USP, em Piracicaba (SP). Leituras de TDR (*SoilMoisture Equipment Corp.*, modelo TRASE™, tipo "buriable"), instalados horizontalmente nas profundidades de 0,05, 0,10, 0,20, 0,40, 0,60 e 0,80 m, foram registradas automatizadamente de meia em meia hora num Latossolo Vermelho-Escuro textura argilosa, com densidades em torno de 1.100 kg m^{-3} no A_p e ao redor de 1.000 kg m^{-3} nas camadas mais profundas.

Antes de iniciar as observações, os solos dos dois locais foram umedecidos. No local *P*, isso foi feito por aspersão e, no local *A*, por inundação, atingindo uma condição bastante úmida e de fluxo descendente. Em seguida, a superfície do solo foi coberta com uma lona plástica, evitando a infiltração ou evaporação de água na superfície do solo,

satisfazendo a primeira condição de contorno do método. A partir desse momento ($t = 0$), a umidade do solo nas profundidades de instalação dos equipamentos foi monitorada por meio de leituras com o TDR em ambos os locais, *A* e *P*. No local *P*, utilizaram-se também tensiômetros para observar os valores do potencial matricial nas mesmas profundidades. O potencial matricial no local *A* não foi medido, mas, posteriormente, foi estimado com base nas curvas de retenção.

No local *A*, foram feitas duas leituras automáticas por hora. Para fins deste estudo, selecionaram-se, desse conjunto grande de observações, quatro leituras do primeiro dia (de seis em seis horas) e mais 21 leituras das semanas seguintes, com intervalos cada vez maiores (12 horas, inicialmente, até 80 horas, no fim), até completar três semanas de monitoramento da drenagem. No local *P*, a primeira leitura foi realizada no tempo 0, a segunda aproximadamente seis horas depois e a terceira 24 horas depois. A seguir, mantiveram-se intervalos de dois a três dias entre as leituras, até a 25ª leitura, 57 dias depois do início do experimento, quando o processo já estava muito lento (Figura 1).

A calibração entre a leitura do TDR (K_d) em ns e a umidade do solo (θ) foi realizada por meio de observações simultâneas da leitura do TDR e da umidade gravimétrica. Para o local *A*, essa calibração foi feita em pequenas colunas em laboratório, e os resultados ajustaram-se bem à equação

$$\theta = a + \frac{b}{\sqrt{K_d}} \quad (5a)$$

em que a e b ($\text{ns}^{0.5}$) são os parâmetros empíricos de calibração. No local *P*, as observações foram feitas no campo em algumas datas logo após a execução do experimento, em diferentes pontos de medição do experimento. Os valores ajustaram-se bem à equação de primeiro grau:

$$\theta = a + bK_d \quad (5b)$$

sendo a e b (ns^{-1}) os parâmetros empíricos de calibração.

No local *A*, onde não foram utilizados tensiômetros, elaboraram-se curvas de retenção para cada profundidade, com vistas em estimar o potencial matricial de acordo com as umidades observadas. Duas amostras indeformadas por profundidade foram analisadas gravimetricamente, quando submetidas, em laboratório, a diferentes tensões (0,5; 1,0; 2,0; 6,1 e 10,2 kPa, em caixa de areia; 10; 20; 34; 46; 102; 306 e 510 kPa, em câmara de pressão). Os valores assim obtidos, juntamente com o valor referente à tensão de 0 kPa (saturação), calculado com base na densidade do solo, foram ajustados à equação de Van Genuchten (1980), estimando-se seus parâmetros por regressão não-linear iterativa.

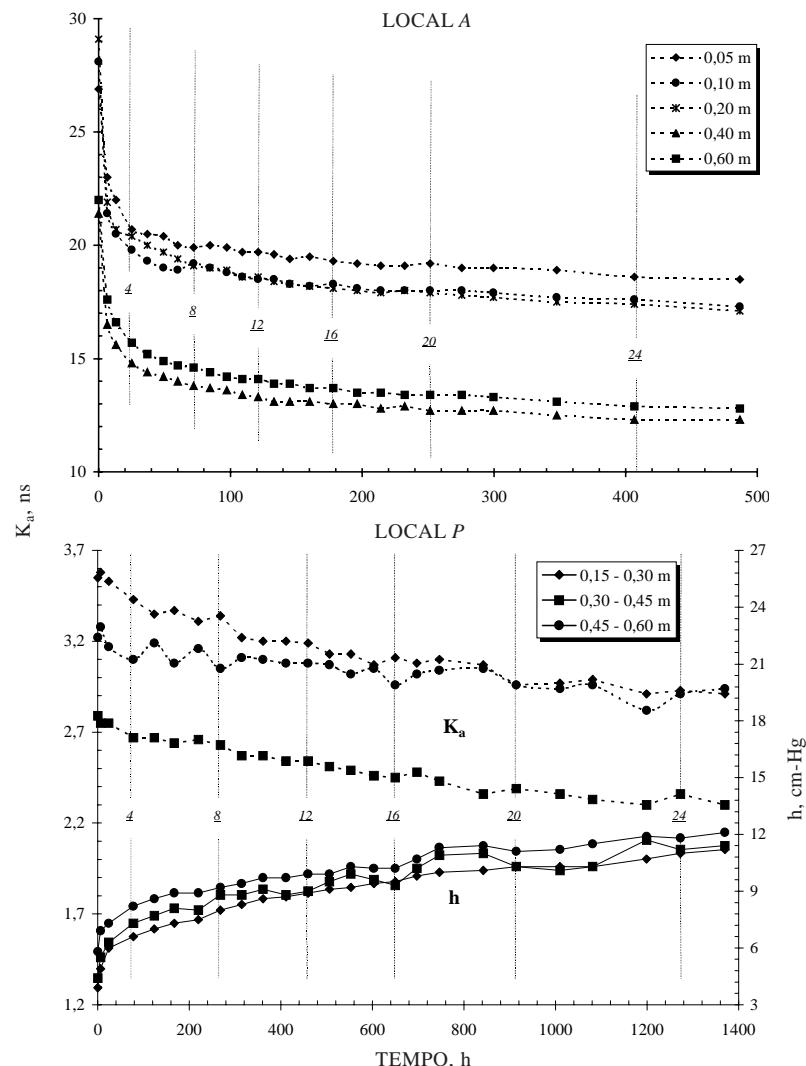


Figura 1. Leituras do TDR (K_a , ns) e dos tensiômetros (h , cm-Hg) ao longo do tempo (h) nas profundidades de observação nos locais A e P. (os números sublinhados no gráfico referem-se ao número seqüencial da leitura).

Análise computacional

Visando obter os parâmetros empíricos da equação 4, as leituras de cada ponto de observação foram analisadas, utilizando-se um programa de computador baseado em procedimentos descritos adiante. Da mesma forma, obtiveram-se esses parâmetros fazendo-se pequenas alterações nos conjuntos de dados originais para verificar a sensibilidade do algoritmo, conforme descrito mais adiante.

A partir das leituras do TDR (K_a , ns), obtiveram-se as umidades pelas respectivas equações de calibração dos equipamentos de TDR (equação 5a, para o local A; equação 5b, para o local P).

Os valores da umidade do solo em função do tempo (t, h) foram ajustados, para cada profundidade, a uma das equações 6a a 6c:

$$\theta = n_z t^{m_z} \quad (6a)$$

$$\theta = n_z + m_z t^{0,5} \quad (6b)$$

$$\theta = n_z + m_z \ln t \quad (6c)$$

sendo m_z e n_z os coeficientes de ajuste da equação. Como critério para decidir qual das equações (6a, 6b ou 6c) utilizar, usou-se o do coeficiente de determinação R^2 : a equação que apresentou maior R^2 com os dados de determinada profundidade foi utilizada para aquela profundidade. Pela derivada da respectiva equação 6a, 6b ou 6c, estimou-se, para cada tempo intermediário entre dois tempos de observação, o termo $\partial h_z / \partial t$ da equação 3, pela expressão

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} = \sum_{i=1}^z z_i \frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_i \quad (7)$$

em que z_i (m) é a espessura da camada i . O potencial matricial de cada profundidade e tempo foi obtido pela leitura dos tensiômetros (local P) ou pela equação de Van Genuchten (local A). Para os tempos intermediários entre as leituras, calcularam-se os potenciais matriciais como valor médio entre leitura anterior e posterior e, somando-se o valor do potencial gravitacional, obteve-se o potencial total da água no solo (ψ_t , kPa) em cada tempo e profundidade, que foi ajustado, para cada tempo, à equação

$$\Psi_t = p_t + q_t z + r_t z^2 \quad (8)$$

sendo p_t (kPa), q_t (kPa m⁻¹) e r_t (kPa m⁻²) os coeficientes de ajuste da equação. Pela equação 7 e a derivada da 8 calcularam-se, para cada t e z , os dois elementos do membro direito da equação 3, obtendo o valor de $K(\theta)$ para a umidade correspondente. A partir do conjunto de pares de dados (K, θ) assim obtidos, estimaram-se os parâmetros K^* e γ da equação 4 por meio de regressão linear, tomando como variável dependente o $\ln[K(\theta)]$ e como variável independente θ .

Cenários para os testes de sensibilidade

Analisou-se a sensibilidade do resultado do cálculo dos parâmetros K^* e γ da equação 4 para variações nos valores de entrada para os locais A e P . No local A , compararam-se os resultados para a profundidade de 0,20 m; no local P , a profundidade analisada foi a de 0,30 a 0,45 m. Foi analisado o efeito das seguintes alterações no conjunto original de dados:

1. Retirada de uma leitura completa do conjunto de dados
2. Retirada de leituras finais
3. Erro no coeficiente angular de calibração do TDR
4. Erro no intercepto da curva de calibração do TDR
5. Erro em uma das leituras do TDR

Os valores dos parâmetros γ e $\ln(K^*)$ obtidos com os dados alterados foram comparados com os obtidos com o conjunto intacto de dados (γ_0 e $\ln(K^*)_0$) por meio dos quocientes γ/γ_0 e $\ln(K^*)/\ln(K^*)_0$, respectivamente. Quocientes mais próximos da unidade indicam maior semelhança entre o resultado com o conjunto de dados original e com o conjunto alterado, e *vice-versa*. Para uma análise estatística mais completa, haveria necessidade de repetições, não-disponíveis para o presente estudo.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A análise computacional mostrou ajustes bons à equação 6 ($R^2 > 0,9$ em quase todos os casos) e à equação 8 ($R^2 > 0,9$ em todos os casos). O ajuste à equação 4 resultou em R^2 entre 0,8 e 0,9, para o local P , e maiores que 0,99, para o local A . O menor R^2 no local P deve-se, principalmente, a um comportamento não estritamente exponencial, especialmente na parte mais úmida, como mostra a figura 2. Um comportamento não-exponencial como o da figura 2 foi encontrado também por outros autores, como Prevedello et al. (1995) e Klein (1998). Considerando o grau de desvio da curva exponencial, pode-se decidir pela divisão da faixa de umidades em faixas menores, onde o comportamento se aproxima melhor da curva exponencial.

No local A , foram determinados $(K^*)_0 = 4,61 \cdot 10^{-33} \text{ m}^2 \text{ GPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$ e $\gamma_0 = 173,8$; no local P , os valores desses parâmetros foram $(K^*)_0 = 6,88 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2 \text{ GPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$ e $\gamma_0 = 44,25$. Os valores de K^* , a condutividade hidráulica do solo quando sua umidade for zero, devem ser considerados como meros parâmetros empíricos sem significado físico, uma vez que a faixa de umidade avaliada (0,19-0,25 m³ m⁻³ - local P , 0,35-0,39 m³ m⁻³ - local A) não inclui e nem chega próximo do valor zero.

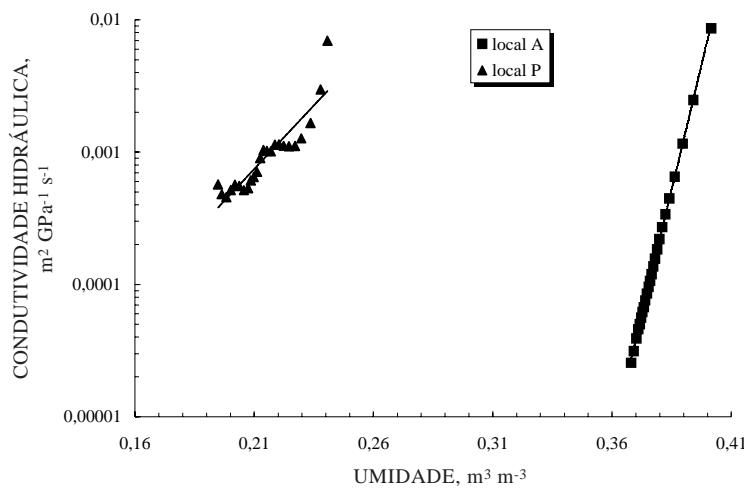


Figura 2. Condutividade hidráulica versus umidade volumétrica para o local A (0,20 m) e para o local P (0,30-0,45 m).

Retirada de uma leitura completa do conjunto de dados

Observa-se, na figura 3, que o método de cálculo em geral não tem grande sensibilidade à exclusão de uma das leituras: os valores de γ/γ_0 (ordenada esquerda) e de $\ln K^*/\ln K^*_0$ (ordenada direita) mantêm-se em torno de 1,0. No entanto, nota-se um comportamento diferente quando se elimina um dos primeiros pontos. Nesses casos, o resultado de cálculo altera-se significativamente, podendo os parâmetros ser subestimados em até 20 %. A explicação para este fato está ilustrada, para o local A, na figura 4, onde se observa, na parte (a), o

gráfico dos valores de θ versus t em escala logarítmica. A exclusão do primeiro ponto ($t = 0$, representado na escala logarítmica em $t = 0,01$ h) leva ao ajuste diferente da equação 6c, como representado na mesma figura. Isto porque o primeiro ponto tem um peso grande na regressão por estar afastado dos outros pontos na escala logarítmica. Em consequência do ajuste diferenciado, obtém-se valores de $d\theta/dt$ diferentes (parte (b) da figura 4), que resultam em estimativas de condutividade hidráulica diferentes (parte (c) da figura 4), com consequentes valores diferentes dos parâmetros γ e $\ln K^*$ da equação 4.

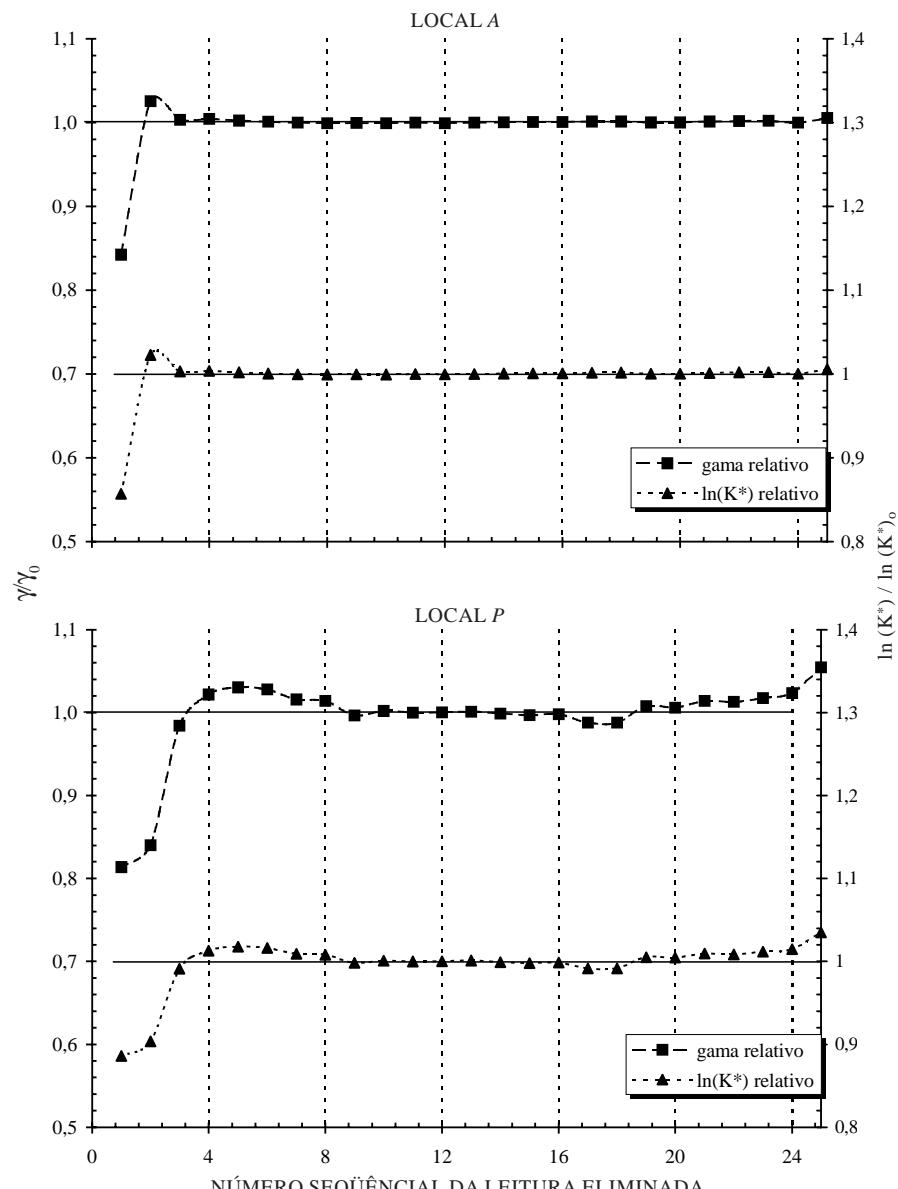


Figura 3. Valores de γ e $\ln(K^*)$, obtidos eliminando-se uma por uma cada uma das 25 leituras realizadas nos locais A e P, relativos, respectivamente, aos valores de γ_0 e $\ln(K^*)_0$, obtidos do conjunto completo de dados.

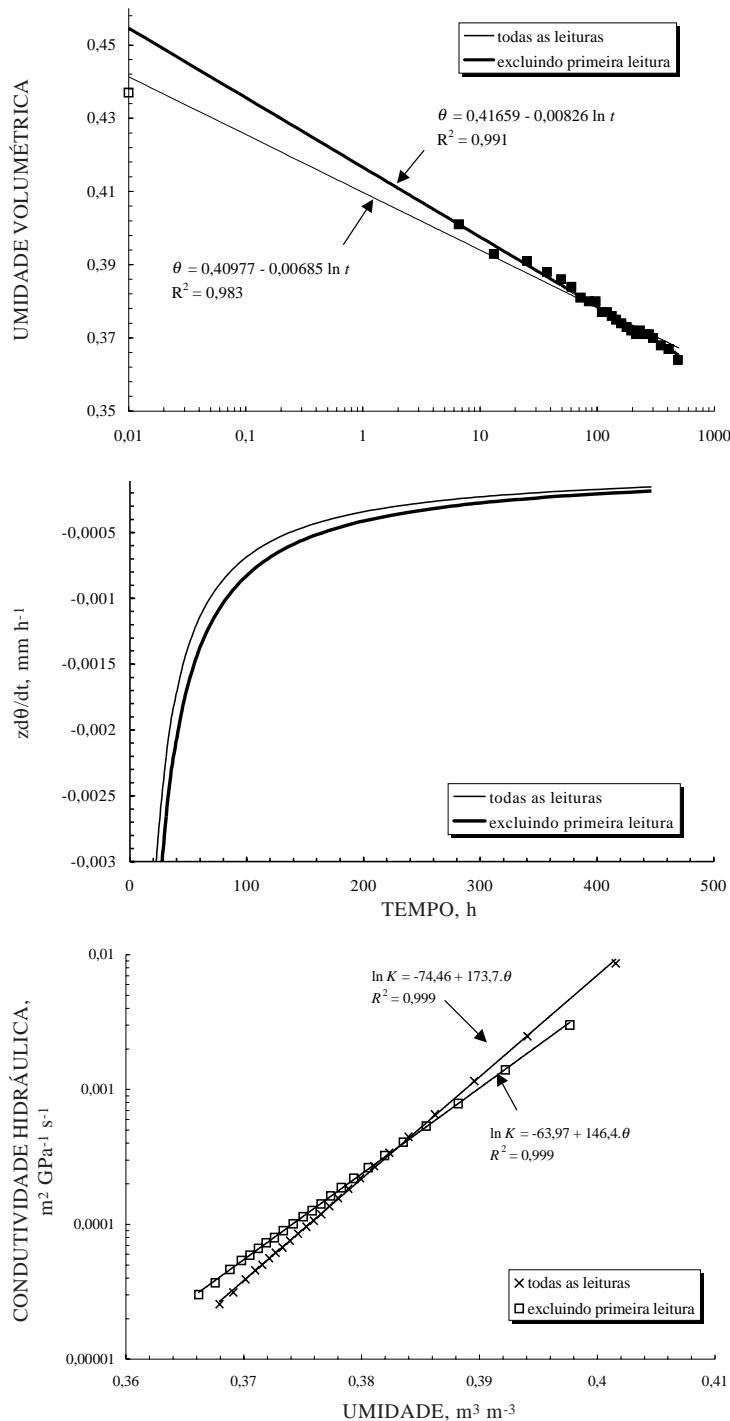


Figura 4. Seqüência exemplar mostrando como, no local A, a exclusão da primeira observação leva a (a) um ajuste diferente da relação entre a umidade e o tempo; (b) valores diferentes para $z.d\theta/dt$ (variação da armazenagem) ao longo do tempo e (c) um resultado diferente para a relação $K-\theta$.

Ainda observando a figura 3, nota-se que o comportamento dos valores de γ/γ_0 é muito semelhante ao dos valores de $\ln K^*/\ln K_0^*$ enquanto, pela lógica, um γ maior levaria a um $\ln(K^*)$ menor. Para interpretar o significado desse fato, deve-se

levar em consideração que os valores de γ são sempre positivos, enquanto o $\ln K^*$ é sempre negativo, uma vez que os valores de K^* , na unidade escolhida, estão na ordem de grandeza de 10^{-8} (local P) ou 10^{-33} (local A). Dessa forma, um valor de $\ln K^*/\ln K_0^*$

menor que 1 significa que $\ln K^*$ é *menos negativo*, ou seja, *maior* que $\ln K_0^*$. Um valor de γ/γ_0 menor que 1 indica que γ é *menos positivo*, ou seja, *menor* que γ_0 . Como também fica evidenciado na figura 4c, uma diminuição no valor de γ leva, por extrapolação, a um aumento no valor de K^* e de $\ln K^*$. Desta forma, explica-se porque um valor de γ/γ_0 menor que 1 vem sempre acompanhado de um $\ln K^*/\ln K_0^*$ também inferior a 1, e vice-versa.

Retirada de leituras finais

Observando os resultados dos cálculos com retirada de leituras finais para o local *P*, verifica-se, em todos os pontos, que, quanto mais prolongado o experimento, menores se tornaram os valores de γ e menos negativos os de $\ln K^*$ (Figura 5). Analisando este resultado conjuntamente com a figura 2, verifica-se que parte da explicação está no fato de os pontos relativos às primeiras observações (os de maior umidade) apresentarem um gradiente (γ) bem

maior que os subsequentes. Em outras palavras, os parâmetros K e θ não apresentaram, na faixa avaliada, relação estritamente exponencial. Assim, quanto mais pontos finais são desconsiderados, maior fica o peso relativo dos primeiros pontos e maior o γ estimado. Os valores finais são atingidos somente com o conjunto praticamente completo de observações, sugerindo até que uma prorrogação do experimento teria alterado o resultado final. A tendência para o local *A* é semelhante à do local *P*, porém verifica-se que a amplitude dos valores relativos de γ e $\ln K^*$ é bem menor (entre 0,9 e 1,1).

Erro no coeficiente angular de calibração do TDR

Para o local *P*, um erro no coeficiente angular b (ε_b) da equação 5b, utilizado nos cálculos para esse local, não leva a nenhuma alteração dos valores de K^* estimados, enquanto os valores de γ se modificam proporcionalmente (Figura 6).

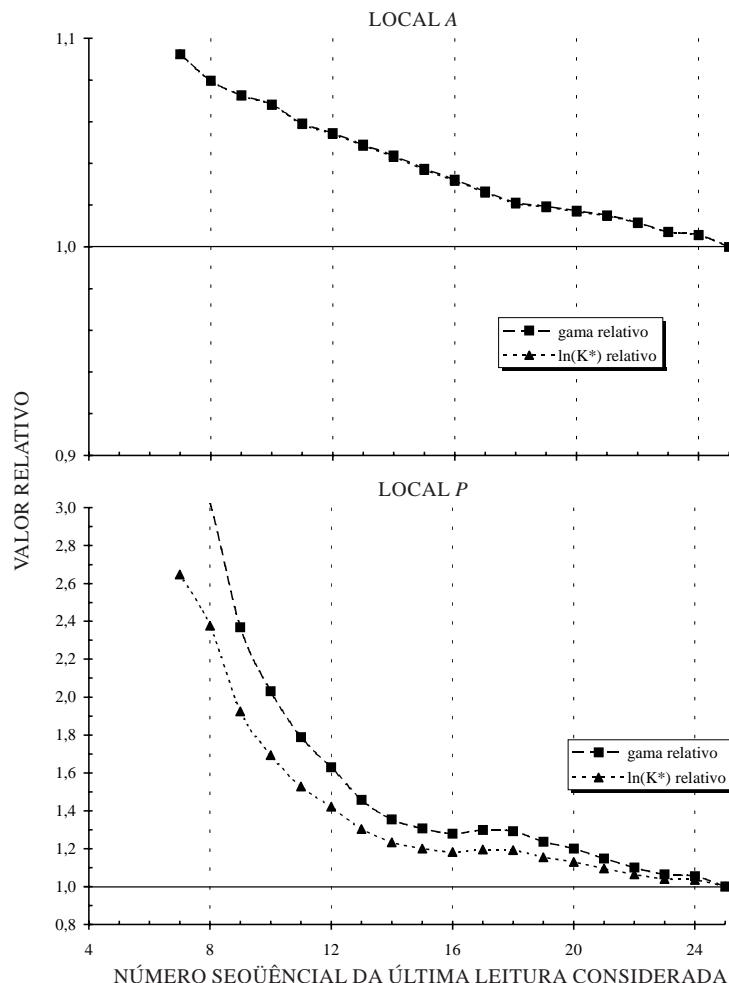


Figura 5. Valores de γ e $\ln(K^*)$ relativos, respectivamente, aos valores de γ_0 e $\ln(K^*)_0$, obtidos de leituras realizadas até determinado número seqüencial no local *A* e no local *P* (no local *A*, as duas linhas estão sobrepostas).

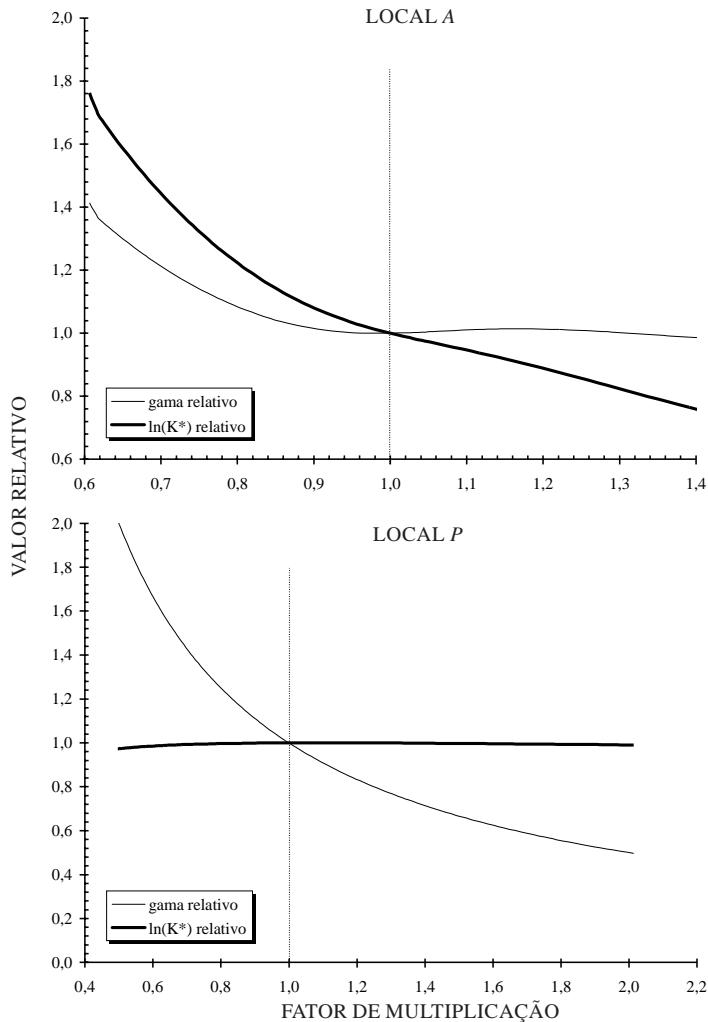


Figura 6. Valores de γ e $\ln(K^*)$ para o local A (0,20 m) e local P (0,30-0,45 m), obtidos da indução de um erro nos coeficientes angulares de calibração do TDR de todas as profundidades, multiplicando-os pelo fator na abscissa, relativos, respectivamente, aos valores de γ_0 e $\ln(K^*)_0$, obtidos do conjunto intacto de dados.

A explicação deste resultado está no fato de um erro no coeficiente angular b da equação 5b resultar num erro (ε_b) na umidade estimada ($\hat{\theta}$) por essa equação:

$$\theta = a + bK_a \quad (5b)$$

$$\begin{aligned} \hat{\theta} &= a + (b + \varepsilon_b)K_a = a + bK_a + \varepsilon_b K_a \\ \Rightarrow \hat{\theta} - \theta &= \varepsilon_b K_a \end{aligned}$$

Dessa forma, quanto maior o valor da leitura do TDR (K_a), maior ε_b . Como os valores de K_a diminuem ao longo do experimento (Figura 1), os valores de ε_b também diminuirão. No caso de uma superestimativa do coeficiente angular ($\varepsilon_b > 0$), obtém-se valores de umidade levemente mais superestimados no início

que no fim do experimento (Figura 7a). Assim, o termo $\partial h_z / \partial t$ da equação 3 será, em módulo, maior (Figura 7b), enquanto o denominador $\partial \psi / \partial z$, que depende das leituras dos tensiômetros, ficará inalterado. Como resultado, os valores de $K(\theta)$ serão maiores e tanto maiores quanto for a umidade. No entanto, cada valor de $K(\theta)$ será referente a um valor de umidade também maior. Esse conjunto de alterações leva a valores de γ menores e de K^* inalterados, como se observa também na figura 7c.

Para o local A, onde a equação de calibração do TDR foi a equação 5a e onde os valores dos potenciais, matricial e total, são calculados em função da umidade medida pelo TDR, o comportamento dos resultados de cálculo em função de um erro no coeficiente angular da equação de calibração foi diferente (Figura 6). Para esses casos:

$$\theta = a + \frac{b}{\sqrt{K_a}} \quad (5a)$$

$$\begin{aligned} \hat{\theta} &= a + \frac{b + \varepsilon_b}{\sqrt{K_a}} = a + \frac{b}{\sqrt{K_a}} + \frac{\varepsilon_b}{\sqrt{K_a}} \\ \Rightarrow \hat{\theta} - \theta &= \varepsilon_b \end{aligned}$$

Como os valores de b para essa equação foram sempre negativos, a multiplicação com um fator maior que 1 equivale a um $\varepsilon_b < 0$ ou seja, a uma subestimativa de θ , tanto menor quanto maior for K_a . Como no local P ocorrem estimativas diferentes da umidade volumétrica, com consequente alteração na relação θ - t e no termo variação da armazenagem ($\partial h_z/\partial t$) da equação 3. Nesse caso, no entanto, o

denominador daquela equação ($\partial\psi/\partial z$) é também afetado de uma forma que depende do formato (não-linear) da respectiva curva de retenção. Sendo assim, o resultado final é alterado, tanto no coeficiente angular γ como no intercepto $\ln K^*$, de forma irregular. Nesses casos, na faixa de erro de -10 % a +10 % (fatores de multiplicação entre 0,9 e 1,1), aparentemente a subestimativa de b (fator de multiplicação > 1) leva a valores relativos de γ e $\ln K^*$ menores que 1, indicando subestimativa de γ e superestimativa (valores menos negativos) de $\ln K^*$.

Erro no intercepto da curva de calibração do TDR

De forma semelhante ao discutido no item anterior, verifica-se que um erro no intercepto a (ε_a) da equação 5b, utilizado para o TDR do local P , resultará num erro (ε_θ) na estimativa de θ ($\hat{\theta}$):

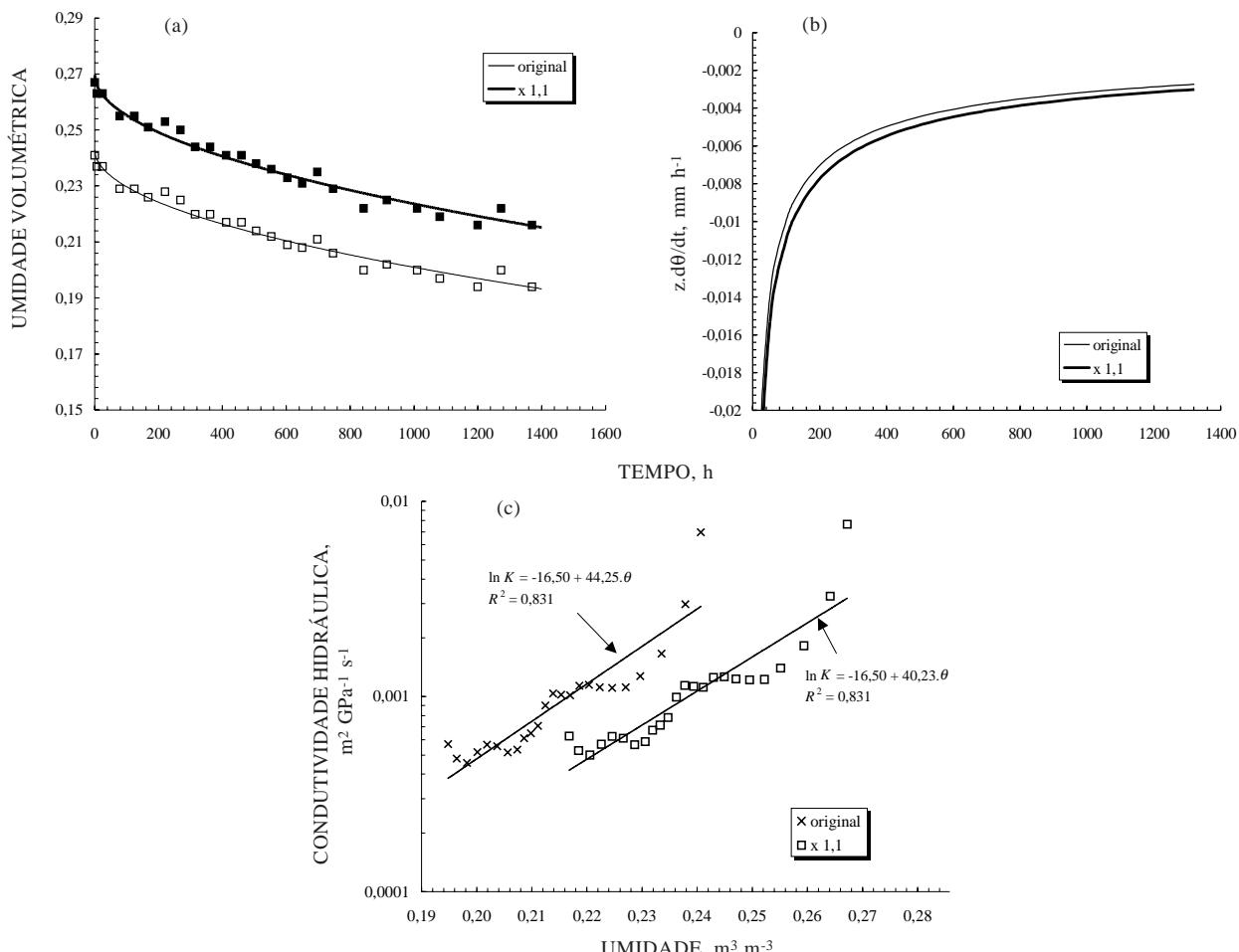


Figura 7. Seqüência exemplar mostrando como, para o local P , 0,30-0,45 m, a superestimativa do coeficiente angular da equação 5b leva a (a) alterações nas umidades calculadas ao longo do tempo; (b) valores ligeiramente diferentes para $z.d\theta/dt$ (variação da armazenagem) ao longo do tempo e (c) um coeficiente angular menor para a relação $K-\theta$.

$$\theta = a + bK_a \quad (5b)$$

$$\hat{\theta} = (a + \varepsilon_a) + bK_a$$

$$\Rightarrow \hat{\theta} - \theta = \varepsilon_\theta = \varepsilon_a$$

Analogamente, para o local *A* (equação 6b):

$$\theta = a + \frac{b}{\sqrt{K_a}} \quad (5a)$$

$$\hat{\theta} = (a + \varepsilon_a) + \frac{b}{\sqrt{K_a}}$$

$$\Rightarrow \hat{\theta} - \theta = \varepsilon_\theta = \varepsilon_a$$

Dessa forma, em ambos os casos, tem-se um erro constante na estimativa de θ , independentemente do valor de K_a . Assim, os valores de $d\theta/dt$ não serão afetados e nem os de $d\theta_z/dt$.

Para o local *P*, onde os gradientes de potencial foram medidos independentemente com tensiômetros, encontraram-se valores de condutividade hidráulica iguais, porém estes se referiram a umidades maiores (para $\varepsilon_a > 0$) ou menores (para $\varepsilon_a < 0$), resultando em coeficientes angulares (γ) iguais e interceptos ($\ln K^*$) diferentes. Como os valores de a do local *P* até à profundidade em questão foram negativos, um fator de multiplicação maior que 1 corresponde a um $\varepsilon_a < 0$ e, consequentemente, a um $\varepsilon_\theta < 0$ (subestimativa das umidades). Como resultado, obtém-se valores de $\ln K^*$ menos negativos, com valores relativos consequentemente menores que 1.

Para o local *A*, os valores de a da equação 5b foram positivos e fatores de multiplicação maiores

que 1 resultaram em superestimativa das umidades. Dessa forma, era esperado para esse local um comportamento contrário ao da figura 8: que um aumento do fator de multiplicação resultasse em aumento de $\ln K^*/\ln K_{\theta}^*$. Verifica-se que, aproximadamente, isso ocorre, porém, nesse caso, o comportamento não é linear como no caso do local *P* pelo fato de, no local *A*, os gradientes de potencial também serem estimados com base na umidade, como já discutido. Por essa razão, os γ estimados sofreram alterações, o que não aconteceu no local *P*.

Erro em uma das leituras do TDR

Analizando o efeito de um erro em apenas uma das leituras de TDR, verificou-se, na figura 9, que, no caso de um erro positivo (leitura registrada maior) em uma das leituras da primeira metade da seqüência de observações, o valor relativo γ/γ_0 foi maior que 1 (superestimativa de γ). No entanto, se o mesmo erro ocorrer em uma leitura da última metade da seqüência de observações, o valor relativo γ/γ_0 será menor que 1 (subestimativa de γ). Em alguma leitura no meio da seqüência (próximo à leitura 12, no local *P*, e leitura 8, no local *A*), não há nenhum efeito de uma super ou subestimativa da leitura do TDR.

A explicação destes fatos pode ser encontrada na figura 10, que compara, para o local *P*, as relações $q-t$ com os valores originais e com um erro na 3^a leitura (parte (a) da figura 10), na 12^a leitura (parte (b) da figura 10) e na 22^a leitura (parte (c) da figura 10). Na parte (a) dessa figura, observa-se que, em virtude da superestimativa na 3^a leitura, o coeficiente m_z da equação de ajuste 6b aumentou de $1,33 \cdot 10^{-3}$ para $1,49 \cdot 10^{-3}$, resultando em valores mais negativos para

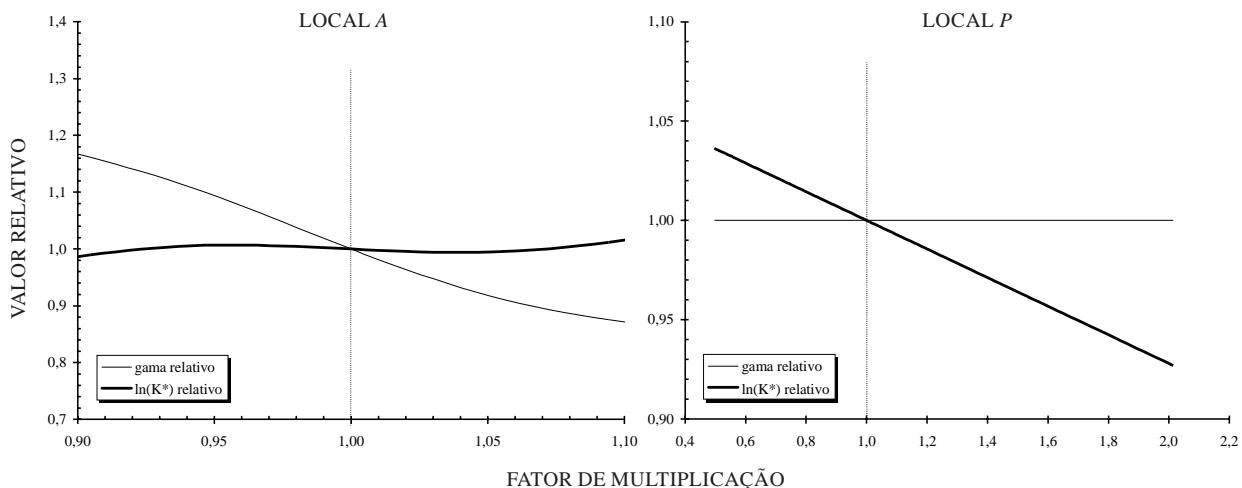


Figura 8. Valores de γ e $\ln(K^*)$ para o local *A* (0,20 m) e local *P* (0,30-0,45 m), obtidos da indução de um erro nos interceptos das curvas de calibração do TDR de todas as profundidades, multiplicando-os pelo fator na abscissa, relativos, respectivamente, aos valores de γ_0 e $\ln(K^*)_0$, obtidos do conjunto intacto de dados.

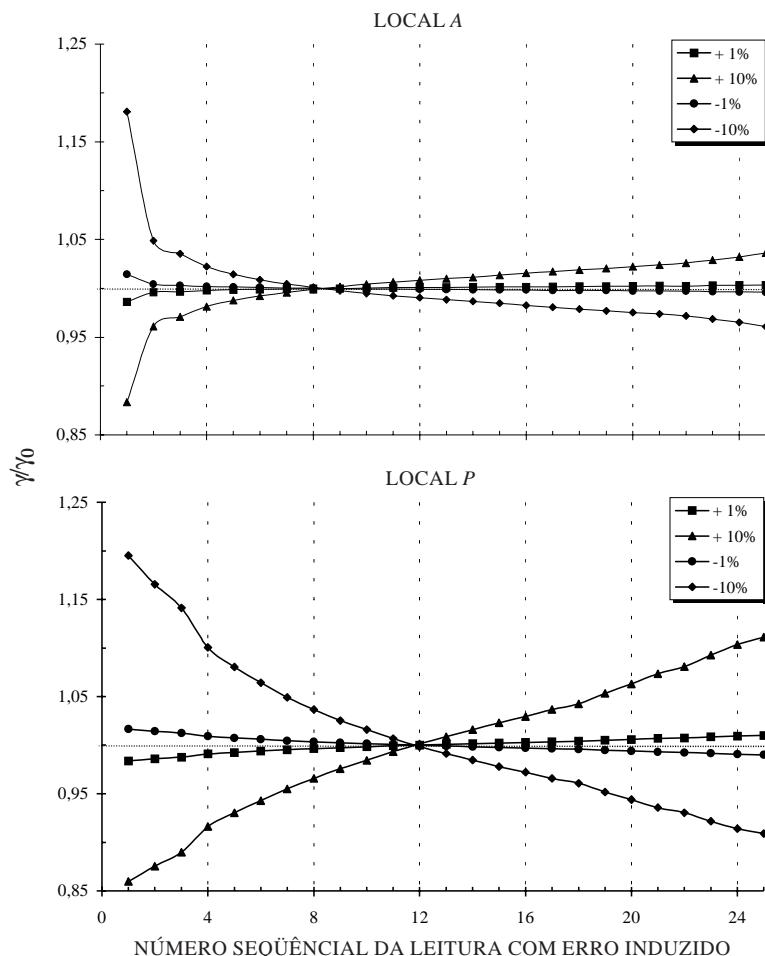


Figura 9. Valores de γ para o local A (0,20 m) e local P (0,30-0,45 m), obtidos da indução de um erro de -10 %, -1 %, +1 % ou +10 %, uma por uma em cada uma das leituras do TDR na mesma profundidade, relativos aos valores de γ_0 , obtidos do conjunto intacto de dados.

$d\theta/dt$, com consequentes $[\partial h_z/\partial t]$ maiores. No entanto, quando o erro ocorre na 12^a leitura (parte (b) da figura 10), o coeficiente m_z da equação 7b praticamente não é afetado (de $1,33 \cdot 10^{-3}$ para $1,32 \cdot 10^{-3}$), não alterando tampouco $d\theta/dt$ e nem $[\partial h_z/\partial t]$. Um erro na leitura 22 (parte (c) da mesma figura) acarreta uma diminuição do coeficiente m_z da equação de ajuste 6b de $1,33 \cdot 10^{-3}$ para $1,23 \cdot 10^{-3}$, resultando em valores menos negativos para $d\theta/dt$ e menores $[\partial h_z/\partial t]$.

Observa-se também que, com exceção do primeiro ponto, o erro no resultado final é menor (< 5 %) no local A que no local P (até 15 %), considerando, dentre outros fatores, o fato de, no local P, ter sido utilizada a equação 5b e, no local A, a 5a. Esta última contabiliza a raiz quadrada do valor da leitura (K_a) e não o próprio valor como na equação 5b.

Salienta-se que todas as avaliações feitas referem-se a comparações com dados experimentais com 25 observações ao longo do tempo da umidade (local P e A) e do potencial matricial (somente no

local P). Como todo o processo de cálculo baseou-se essencialmente em regressões lineares, é óbvio que, por exemplo, um maior número de leituras reduziria o peso que cada uma delas teria no resultado dessas regressões e no resultado final da rotina de cálculo. Dessa forma, a exclusão de uma das observações ou um erro em um dos valores de leitura do TDR teria um efeito tanto menor quanto maior fosse o número total de observações. Sendo assim, fica evidenciada a importância de um número suficiente de observações para evitar que erros ao acaso possam ter influência significativa no resultado final. Erros ao acaso podem tanto subestimar ou superestimar e, como dentro de um conjunto de observações grande haverá um número grande de erros ao acaso, aumenta a probabilidade de estes se eliminarem no resultado final.

Analizando os erros do processamento de todas as observações, como o término antecipado do experimento ou a calibração do TDR, verificou-se o efeito desses erros sobre o resultado final independe do número de observações realizadas.

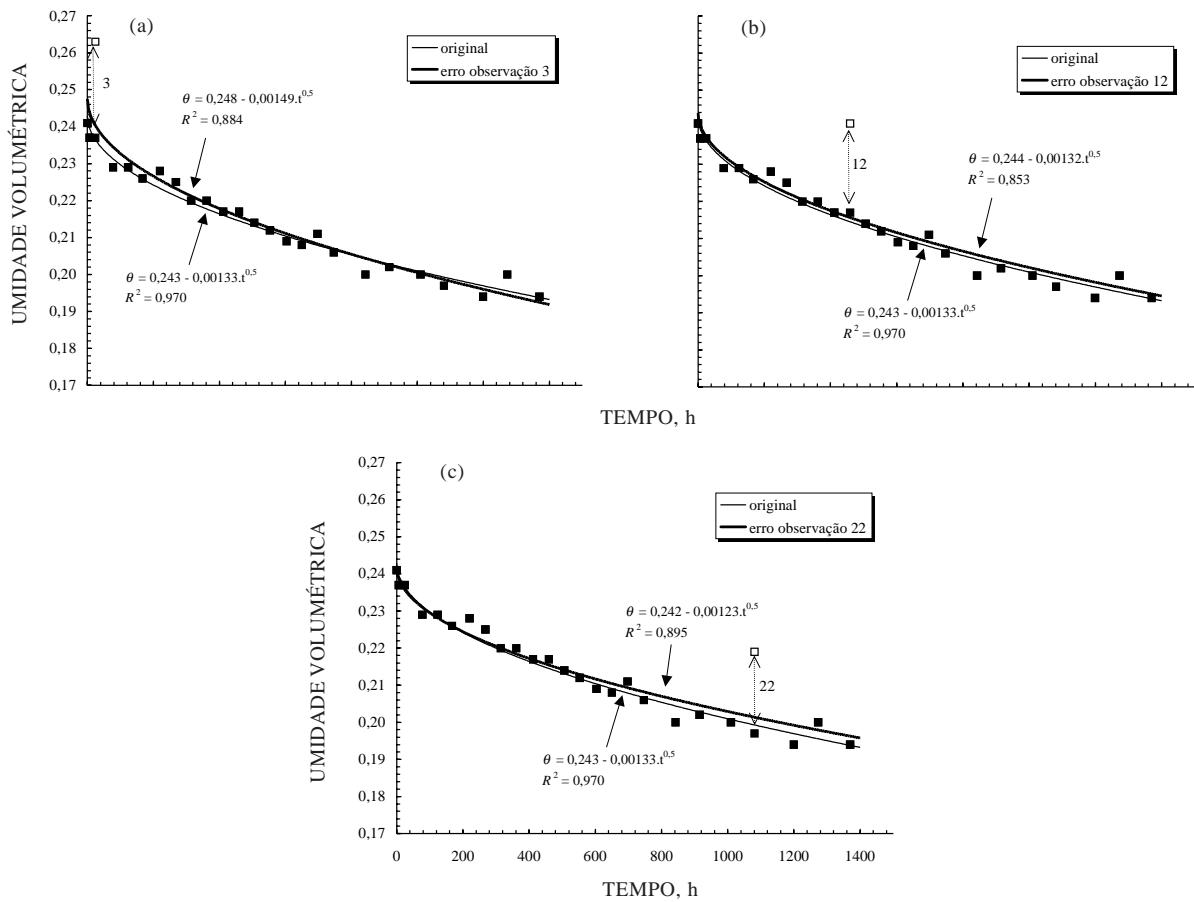


Figura 10. Efeito de um erro de +10 % em uma das leituras do TDR no local P (0,30-0,45 m) no ajuste de equação aos valores da umidade em função do tempo: (a) erro na observação com número de ordem 3; (b) erro na observação com número de ordem 12; (c) erro na observação com número de ordem 22.

CONCLUSÕES

1. O método do perfil instantâneo, conjuntamente com a rotina computacional utilizada para processar os valores observados no campo, apresenta alta sensibilidade a pequenas incertezas no ajuste de funções aos valores da umidade *versus* tempo.

2. A leitura de tempo zero, ou muito próximo a zero, influencia muito o ajuste de funções aos valores da umidade *versus* tempo, razão por que deve ser desconsiderada.

3. Erros ou incertezas nos ajustes dos valores do potencial total *versus* a profundidade afetam apenas poucos valores de condutividade hidráulica calculados, tendo assim uma menor influência no resultado final.

4. O comportamento não estritamente exponencial entre condutividade hidráulica e umidade, quando ocorre na faixa de umidades avaliada, aumenta a sensibilidade do método para pequenas alterações no conjunto de dados de entrada.

5. Erros no coeficiente angular e no intercepto, de um TDR com equação de calibração linear afetam respectivamente, apenas o coeficiente angular (γ) ou o intercepto ($\ln(K^*)$), da relação entre condutividade hidráulica e umidade, quando o potencial matricial é determinado por tensiometria.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece à Fundação de Amparo de Pesquisa do estado de São Paulo (FAPESP), pelo apoio financeiro, sem o qual os dados experimentais utilizados nesta tese não poderiam ter sido obtidos. Agradece também aos alunos de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas da ESALQ/USP, Luciana Gomes Castro e José Fernandes de Melo Filho, pelo auxílio na execução de grande parte do experimento de campo, respectivamente no “Local A” (Fazenda Areão) e “Local P” (Campus ESALQ).

LITERATURA CITADA

- ANDREU, L.; HOPMANS, J.W. & SCHWANKL, L.J. Spatial and temporal distribution of soil water balance for a drip-irrigated almond tree. *Agric. Water Manag.*, 35:123-146, 1997.
- BOUMA, J.; JONGMANS, A. & STEIN, A. Characterizing spatially variable hydraulic properties of a boulder clay deposit in the Netherlands. *Geoderma*, 45:19-29, 1989.
- CHANASYK, D.S. & NAETH, M.A. Field measurements of soil moisture using neutron probes. *Can. J. Soil Sci.*, 76:317-323, 1996.
- COMEGLIA V.; DAMIANI, P.; D'ANNA, F. & RUGGIERO, C. Comparison of different field methods for determining the hydraulic conductivity curve of a volcanic Vesuvian soil. *Geoderma*, 73:231-244, 1996.
- DASBERG, S. & HOPMANS, J.W. Time domain reflectometry calibration for uniformly and nonuniformly wetted sandy and clayey loam soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56:1341-1345, 1992.
- DRECHSLER, M. Sensitivity analysis of complex models. *Biol. Conser.*, 86: 401-412, 1998.
- HAVERKAMP, R.; VAUCLIN, M. & VACHAUD, G. Error analysis in estimating soil water content from neutron probe measurements:1. Local standpoint. *Soil Sci.*, 137:78-90, 1984.
- HILLEL, D.A.; KRENTOS, V.K. & STILIANOV, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Sci.*, 114:395-400, 1972.
- HOOK, W.R. & LIVINGSTON, N.J. Errors in converting time domain reflectometry measurements of propagation velocity to estimates of soil water content. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60:35-41, 1996.
- JONG VAN LIER, Q. & LIBARDI, P.L. Variabilidade dos parâmetros da equação que relaciona a condutividade hidráulica com a umidade do solo no método do perfil instantâneo. *R. Bras. Ci. Solo*, 23:1005-1014, 1999.
- KLEIN, V.A. Propriedades físico-hídrico-mecânicas de um Latossolo Roxo, sob diferentes sistemas de uso e manejo. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 150p. 1998. (Tese de Doutorado)
- LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R. & BIGGAR, J.W. Simplified field methods for estimating the unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44:3-6, 1980.
- LOGSDON, S.D. & JAYNES, D.B. Spatial variability of hydraulic conductivity in a cultivated field at different times. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60:703-709, 1996.
- MARION, J.M.; OR, D.; ROLSTON, D.E.; KAVVAS, M.L.; BIGGAR, J.W. Evaluation of methods for determining soil-water retentivity and unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci.*, 158:1-13, 1994.
- PONIZOVSKY, A.A.; CHUDINOVA, S.M. & PACHEPSKY, Y.A. Performance of TDR calibration models as affected by soil texture. *J. Hydrol.*, 218:35-43, 1999.
- PREVEDELLO, C.L.; KOBIYAMA, M.; JACOBS, G.A. & DIVARDIN, C.R. Comparação dos métodos do perfil instantâneo e de Van Genuchten na obtenção da condutividade hidráulica de uma areia marinha. *R. Bras. Ci. Solo*, 19:1-5, 1995.
- REICHARDT, K.; PORTEZAN, O.; LIBARDI, P.L.; BACCHI, O.O.S.; MORAES, S.O.; OLIVEIRA, J.C.M.; FALLEIROS, M.C. Critical analysis of the field determination of soil hydraulic conductivity functions using the flux gradiente approach. *Soil Till. Res.*, 48:81-89, 1998.
- SALTELLI, A. & SCOTT, M. The role of sensitivity analysis in the corroboration of models and its link to model structural and parametric uncertainty. *Rel. Eng. System Safety*, 57:1-4, 1997.
- SIMUNEK, J.; van GENUCHTEN, M.T.; GRIBB, M.M. & HOPMANS, J. Parameter estimation of unsaturated soil hydraulic properties from transient flow processes. *Soil Till. Res.*, 47:27-36, 1998.
- TOPP, G.C.; DAVIS, J.L. & ANNAN, A.P. Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines. *Water Res. Res.*, 16:574-582, 1980.
- van GENUCHTEN, M.T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44:892-897, 1980.
- VIEIRA, S.R.; NIELSEN, D.R. & BIGGAR, J.W. Spatial variability of field-measured infiltration rate. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45:1040-1048, 1981.
- WARRICK, A.W. & NIELSEN, D.R. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D., ed. *Applications of soil physics*. New York, Academic Press, 1980. p.319-344.
- WATSON, K.K. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Water Res. Res.*, 2:709-715, 1966.

