**VARIABILIDADE DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA
DO SOLO EM VALORES FIXOS DE UMIDADE
E DE POTENCIAL MATRICIAL**

ANA LÚCIA BERRETTA HURTADO

Tese apresentada à Escola Superior de
Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade
de São Paulo, para obtenção de título de
Doutor em Agronomia, Área de
Concentração: Irrigação e Drenagem.

P I R A C I C A B A
Estado de São Paulo – Brasil
Janeiro – 2004

**VARIABILIDADE DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA
DO SOLO EM VALORES FIXOS DE UMIDADE
E DE POTENCIAL MATRICIAL**

ANA LÚCIA BERRETTA HURTADO
Engenheira Agrônoma

Orientador: Prof. Dr. **QUIRIJN DE JONG VAN LIER**

Tese apresentada à Escola Superior de
Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade
de São Paulo, para obtenção de título de
Doutor em Agronomia, Área de
Concentração: Irrigação e Drenagem.

P I R A C I C A B A
Estado de São Paulo – Brasil
Janeiro – 2004

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
DIVISÃO DE BIBLIOTECA E DOCUMENTAÇÃO - ESALQ/USP

Berretta Hurtado, Ana Lúcia

Variabilidade da condutividade hidráulica do solo em valores fixos de umidade e de potencial matricial / Ana Lúcia Berretta Hurtado. - - Piracicaba, 2004.
94 p.

Tese (doutorado) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 2004.
Bibliografia.

1. Condutividade hidráulica do solo 2. Teor de água 3. Umidade do solo 4.
Variabilidade espacial I. Título

CDD 631.432

“Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte – O autor”

DEDICO

Aos meus pais, Nair e Edon, não
só pela saudade que deixaram,
mas pela bela caminhada que
agora nos serve de exemplo

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Quirijn de Jong van Lier, pela orientação e conhecimento transmitido durante a realização deste trabalho, sempre acreditando na concretização do mesmo, e principalmente pela compreensão e paciência ante os problemas enfrentados ao longo deste período.

Aos Professores do Departamento de Ciências Exatas Sérgio Oliveira Moraes, Jarbas Honório de Miranda e Paulo Leonel Libardi pela amizade e pelas sugestões valiosas.

Aos Professores do Departamento de Irrigação e Drenagem, em especial os professores Sérgio Duarte do Nascimento e Tarley Botrel pela contribuição neste trabalho.

A todos os funcionários e técnicos do Departamento de Ciências Exatas e da Irrigação e Drenagem, em particular ao Francisco Bernardo Dias que me auxiliou no campo (apesar das esperas) e à Davilmar Collevatti que sempre me auxiliou nos assuntos formais com muita eficiência e simpatia.

Aos colegas da pós-graduação da ESALQ/USP pelo convívio.

À CAPES pela bolsa de doutorado concedida.

Às amigas Fernanda, Vânia e Ana Regina, e suas respectivas famílias, pela força e preocupação.

Agradeço em especial:

- minhas irmãs, meu irmão, cunhados e sobrinhas, pela amizade, união e pela força necessária para continuar a caminhada, apesar dos tropeços.

- minha amiguinha e companheira de brincadeiras Meggy, que de uma forma muito especial tem me dado coragem para enfrentar os problemas.

- meu esposo, Modesto Hurtado Ferrer, pelo apoio, paciência e amor que tem dedicado a mim, principalmente nos momentos difíceis que passamos.

SUMÁRIO

	Página
LISTA DE FIGURAS.....	viii
LISTA DE TABELAS.....	xi
RESUMO.....	xv
SUMMARY.....	xvii
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 REVISÃO DE LITERATURA.....	3
2.1 Introdução.....	3
2.2 Relação entre potencial matricial e diâmetro dos poros da matriz.....	5
2.3 Determinação do potencial matricial e do teor de água no solo.....	7
2.4 Método do Perfil Instantâneo para a determinação da condutividade hidráulica.....	8
2.5 Variabilidade espacial da condutividade hidráulica.....	13
2.6 Modelos para a estimativa da condutividade hidráulica do solo não saturado.....	18
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	22
3.1 Fundamentos teóricos do método do perfil instantâneo.....	22
3.2 Área experimental.....	24

3.3 Sequência experimental da determinação da condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo.....	26
3.3.1 Experimento sem evaporação.....	27
3.3.2 Experimento com evaporação.....	31
3.3.2.1 Estimativa da posição do plano de fluxo zero (PFZ).....	32
3.3.2.2 Cálculo da condutividade hidráulica.....	33
3.4 Análise estatística dos resultados.....	36
3.4.1 Análise da variabilidade de K_θ e K_{ψ_m}	36
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	38
4.1 Experimento sem evaporação.....	38
4.1.1 Ajuste dos valores de umidade versus tempo ($\theta \times t$).....	38
4.1.2 Ajuste dos valores de potencial total versus profundidade ($\psi_t \times z$).....	40
4.1.3 Condutividade hidráulica determinada.....	41
4.2 Experimento com evaporação.....	51
4.2.1 Ajuste dos valores de umidade versus tempo ($\theta \times t$).....	52
4.2.2 Ajuste dos valores de potencial total versus profundidade ($\psi_t \times z$).....	54
4.2.3 Determinação da profundidade do plano de fluxo zero.....	56
4.2.4 Condutividade hidráulica determinada.....	58
4.3 Determinação da faixa de θ e ψ_m disponível para análise.....	66
4.3.1 Análise estatística dos conjuntos de dados interpolados.....	69
4.3.1.1 Conjuntos de dados interpolados de umidade volumétrica.....	71
4.3.1.2 Conjuntos de dados interpolados de potencial matricial.....	75

5 CONCLUSÕES.....	84
REFÊRENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	85
APÊNDICES	

LISTA DE FIGURAS

	Página
1 Configuração de poros utilizada no modelo de Mualem (1976).....	20
2 Desenho esquemático da área de estudo com a localização das 48 baterias e locais de amostragem para a curva de retenção.....	25
3 Detalhe dos equipamentos instalados em uma das baterias: os cinco tensiômetros ao redor da haste de TDR.....	25
4 Vista parcial do campo experimental durante a instalação dos equipamentos. Na frente observam-se os tensiômetros instalados e ao fundo podem ser observadas as estacas com os manômetros de mercúrio.....	26
5 Desenho esquemático do perfil estudado, com as cinco profundidades em que os tensiômetros foram instalados e as respectivas equações utilizadas para a estimativa de q_z na profundidade de 0,075 m.....	35
6 Exemplo da obtenção dos valores interpolados para análise comparativa.....	37
7 Exemplo da utilização das Equações 13a (Bateria 16, Prof. B), 13b (Bateria 2, Profundidade C) e 13c (Bateria 45, Profundidade A) no ajuste dos valores de $\theta \times t$	39
8 Frequência acumulada do R^2 de ajuste das equações 13a, 13b e 13c para as profundidades A, B, C, D e E.....	40
9 Exemplo da utilização da Equação 15 (Baterias 1 e 38, às 31,1 e 1003,4 horas, respectivamente) no ajuste dos valores de $\psi_t \times z$	41

10	Frequência acumulada do R^2 de ajuste da Equação 15 para todos os tempos e profundidades observados.....	41
11	Histogramas de frequência e teste de Shapiro-Wilk para valores de K_t (cm h^{-1}) não transformados e transformados, para as profundidades A, B e C, e tempo de 582,9 horas.....	50
12	Histogramas de frequência e teste de Shapiro-Wilk para valores de K_t (cm h^{-1}) não transformados e transformados, para as profundidades D e E, e tempo de 582,9 horas.....	51
13	Exemplo da utilização das Equações 13c (Bateria 33, Prof. D) e 21 (Bateria 10, Prof. A) no ajuste dos valores de $\theta \times t$	52
14	Frequência acumulada do R^2 de ajuste das equações 13c e 21, para as profundidades A, B, C, D e E.....	53
15	Exemplo da utilização da Equação 17 no ajuste dos valores de $\psi_t \times z$ da Bateria 12, para cada tempo de observação: após 0 h (a), 17,9 h (b), 47,7 h (c), 65,1 h (d), 88,5 h (e), 114,4 h (f), 137,8 h (g), 163,8 h (h), 186,8 h (i), 211,5 h (j), 282,6 h (k), 401,4 h (l).....	55
16	Frequência acumulada do R^2 de ajuste da Equação 17 para todas as profundidades observadas.....	56
17	Exemplo da utilização da Equação 20 (Bateria 12) para a descrição da profundidade do plano de fluxo zero (z_{PFZ}) em função do tempo.....	58
18	Histogramas de frequência e teste de Shapiro-Wilk para valores de K_t (cm h^{-1}) não transformados e transformados, para as profundidades A, B e C, e tempo de 76,8 horas.....	64
19	Histogramas de frequência e teste de Shapiro-Wilk para valores de K_t (cm h^{-1}) não transformados e transformados, para as profundidades D e E, e tempo de 76,8 horas.....	65
20	Umidade volumétrica (θ) e potencial matricial (ψ_m) para quais foram obtidos valores de condutividade hidráulica nos experimentos com e sem evaporação, para as profundidades A, B e C e todas as baterias.....	67
21	Umidade volumétrica (θ) e potencial matricial (ψ_m) para quais foram obtidos valores de condutividade hidráulica nos experimentos com e sem evaporação, para as profundidades D e E.....	68

22	Valores de condutividade hidráulica em função da umidade ou potencial matricial versus valores de umidade ou potencial matricial para os experimentos sem evaporação (●) e com evaporação (■). Os valores do experimento com evaporação com símbolo (□) não foram utilizados na interpolação.....	70
23	Gráficos “Box-plot” para dados não transformados e dados transformados de K_{θ} para as profundidades A, B e C.....	72
24	Gráficos “Box-plot” para dados não transformados e dados transformados de K_{θ} para as profundidades D e E.....	73
25	Gráficos “Box-plot” para dados não transformados e dados transformados de K_{ψ_m} para as profundidades A, B e C.....	77
26	Gráficos “Box-plot” para dados não transformados e dados transformados de K_{ψ_m} para as profundidades D e E.....	78
27	Coeficiente de variação dos valores de K_{ψ_m} e K_{θ} em função de ψ ou de θ , e coeficiente de variação médio ponderado ($\overline{CV}$) para as profundidades A, B e C. Os números junto aos pontos indicam as observações para ψ ou de θ	81
28	Coeficiente de variação dos valores de K_{ψ_m} e K_{θ} em função de ψ ou de θ , e coeficiente de variação médio ponderado ($\overline{CV}$) para as profundidades D e E. Os números junto aos pontos indicam as observações para ψ ou de θ	82

LISTA DE TABELAS

	Página
1 Parâmetros do modelo de Mualem – van Genuchten ajustados aos dados amostrados em 24 pontos entre as baterias e nas cinco camadas (θ_s e θ_r em $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, α em cm^{-1} e o coeficiente de determinação R^2).....	29
2 Frequência de utilização das equações de ajuste 13a, 13b e 13c para os valores de $\theta \times t$, por profundidade.....	39
3 Estatística descritiva para dados <i>originais</i> da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade A.....	44
4 Estatística descritiva para dados <i>originais</i> da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade B.....	44
5 Estatística descritiva para dados <i>originais</i> da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade C.....	45
6 Estatística descritiva para dados <i>originais</i> da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade D.....	45
7 Estatística descritiva para dados <i>originais</i> da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade E.....	46
8 Estatística descritiva para dados <i>transformados</i> da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade A.....	47
9 Estatística descritiva para dados <i>transformados</i> da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade B.....	47
10 Estatística descritiva para dados <i>transformados</i> da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade C.....	48

11 Estatística descritiva para dados <i>transformados</i> da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade D.....	48
12 Estatística descritiva para dados <i>transformados</i> da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade E.....	49
13 Frequência de utilização das equações de ajuste 13c e 21 para os valores de $\theta \times t$, por profundidade.....	52
14 Parâmetros (p , q e r) da equação polinomial de segundo grau (Equação 20), e número de pontos considerados (n) para o ajuste com os valores de R^2	57
15 Estatística descritiva para dados <i>originais</i> da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade A.....	59
16 Estatística descritiva para dados <i>originais</i> da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade B.....	59
17 Estatística descritiva para dados <i>originais</i> da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade C.....	60
18 Estatística descritiva para dados <i>originais</i> da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade D.....	60
19 Estatística descritiva para dados <i>originais</i> da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade E.....	60
20 Estatística descritiva para dados <i>transformados</i> da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade A.....	61
21 Estatística descritiva para dados <i>transformados</i> da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade B.....	61
22 Estatística descritiva para dados <i>transformados</i> da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade C.....	61
23 Estatística descritiva para dados <i>transformados</i> da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade D.....	62
24 Estatística descritiva para dados <i>transformados</i> da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade E.....	62

25 Faixas de umidade (θ , $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) e de potencial matricial (ψ_m , cm) nas quais se pôde obter, por interpolação, valores para análise estatística em pelo menos cinco baterias.....	69
26 Estatística descritiva para dados de K_θ , (cm/h) <i>transformados logaritmicamente</i> para a profundidade A, em valores fixos de θ ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$).....	73
27 Estatística descritiva para dados de K_θ , (cm/h) <i>transformados logaritmicamente</i> para a profundidade B, em valores fixos de θ ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$).....	74
28 Estatística descritiva para dados de K_θ , (cm/h) <i>transformados logaritmicamente</i> para a profundidade C, em valores fixos de θ ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$).....	74
29 Estatística descritiva para dados de K_θ , (cm/h) <i>transformados logaritmicamente</i> para a profundidade D, em valores fixos de θ ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$).....	75
30 Estatística descritiva para dados de K_θ , (cm/h) <i>transformados logaritmicamente</i> para a profundidade E, em valores fixos de θ ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$).....	75
31 Estatística descritiva para dados de K_{ψ_m} , (cm/h) <i>transformados logaritmicamente</i> para a profundidade A, em valores fixos de ψ_m (cm).....	78
32 Estatística descritiva para dados de K_{ψ_m} , (cm/h) <i>transformados logaritmicamente</i> para a profundidade B, em valores fixos de ψ_m (cm).....	79
33 Estatística descritiva para dados de K_{ψ_m} , (cm/h) <i>transformados logaritmicamente</i> para a profundidade C, em valores fixos de ψ_m (cm).....	79
34 Estatística descritiva para dados de K_{ψ_m} , (cm/h) <i>transformados logaritmicamente</i> para a profundidade D, em valores fixos de ψ_m (cm).....	80

35 Estatística descritiva para dados de K_{ψ_m} , (cm/h) <i>transformados logaritmicamente</i> para a profundidade E, em valores fixos de ψ_m (cm).....	80
36 Coeficientes angulares e correlações obtidas das curvas de ajuste aos dados de CV versus K_{ψ_m} e K	83

VARIABILIDADE DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO SOLO EM VALORES FIXOS DE UMIDADE E DE POTENCIAL MATRICIAL

Autora: ANA LÚCIA BERRETTA HURTADO

Orientador: Prof. Dr. QUIRIJN DE JONG VAN LIER

RESUMO

O conhecimento da condutividade hidráulica do solo é essencial para qualquer modelagem que envolva o movimento da água no solo. Além de variar com a umidade, a condutividade hidráulica do solo (K) apresenta alta variabilidade espacial, tanto em determinações no campo como no laboratório, podendo ser representada em função da umidade (θ) ou do potencial matricial (ψ_m). Conforme indica a Lei de Poiseuille, a condutância de poros individuais é altamente sensível ao seu diâmetro. Como a distribuição dos diâmetros de poros de um solo é descrita pela sua curva de retenção e o maior poro que contém água define o potencial matricial, a hipótese do presente trabalho é que, expressando-se K para um θ fixo, sua variabilidade é maior que para um ψ_m fixo. Para testar tal hipótese, foi conduzido um experimento empregando-se

o método do perfil instantâneo sem evaporação (durante 1050 horas) e com evaporação (durante 401 horas) em períodos diferentes, obtendo-se a condutividade hidráulica não saturada em 48 baterias distanciadas de 1 m entre si e dispostas em linha reta em um Latossolo Vermelho-amarelo, dentro do Campus da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” – ESALQ/USP em Piracicaba/SP. Os valores de potencial matricial foram obtidos por tensiometria em cinco profundidades (de 0,075 a 0,675 m) para cada bateria e transformados em umidade por curvas de retenção determinadas próximas a cada bateria. Os dados foram processados conforme procedimento padrão. O experimento com evaporação permitiu a obtenção nas camadas mais superficiais de valores de condutividade hidráulica em uma faixa de umidade abaixo daquela obtida no experimento sem evaporação. Os valores estimados de $K(\theta)$ e de $K(\psi)$ foram submetidos à análise estatística descritiva e, após a verificação da não normalidade dos dados, foram submetidos à transformação logarítmica para a normalização da densidade de distribuição. Com a comprovação da não normalidade dos dados procedeu-se à estimativa do coeficiente de variação do logaritmo da condutividade hidráulica, observando-se menor variabilidade de $K(\psi)$ do que $K(\theta)$, na maioria dos casos, sustentando a hipótese desta tese. Na faixa de umidade avaliada, o coeficiente de variação dos valores de condutividade hidráulica aumentou com a umidade e com o potencial matricial.

VARIABILITY OF SOIL HYDRAULIC CONDUCTIVITY AT FIXED VALUES OF WATER CONTENT AND PRESSURE HEAD

Author: ANA LÚCIA BERRETTA HURTADO

Adviser: Prof. Dr. QUIRIJN DE JONG VAN LIER

SUMMARY

The knowledge of the soil hydraulic conductivity is essential to modeling soil water movement. Soil hydraulic conductivity (K) varies with water content and has a high spatial variability as well, either in field or in laboratory determinations. It can be represented as a function of water content (θ) or pressure head (ψ_m). According to Poiseuille's Law, the conductance of individual pores is strongly dependent on their diameters. Pore size distribution in a soil is described by its water retention curve, and the largest water containing pore defines pressure head. Therefore, the hypothesis of the present study is that if K is expressed at a fixed θ value, its variability is higher than if expressed at a fixed ψ_m value. With the purpose of testing the hypothesis, an experiment was carried out using the instantaneous profile method without evaporation (for 1050 hours) and with evaporation (for 401 hours) in different

periods. The soil hydraulic conductivity was estimated at 48 locations, 1 m distant from each other on a straight line in a Typic Hapludox soil at the ESALQ/USP campus in Piracicaba/SP – Brazil. Pressure heads were obtained through tensiometry in five depths (from 0,075 to 0,675 m) and transformed in water contents by water retention curves determined close to each location. Data were processed by standard routines. The test with evaporation allowed the soil hydraulic conductivity estimation in surface layers at water contents lower than in the test without evaporation. The estimated values for $K(\theta)$ and $K(\psi)$ were submitted to a descriptive analysis, and normalized by a log-transformation. As the density distribution was lognormal, the coefficient of variation was estimated to the log-transformed K values, and it was observed that in most cases the $K(\psi)$ variability was less than the $K(\theta)$, in agreement with the hypothesis of this study. The coefficient of variation of the K values increased with the water content and the matric potential within the range of water contents evaluated.

1 INTRODUÇÃO

O conhecimento da condutividade hidráulica do solo é essencial para qualquer estudo que envolva o movimento da água no solo. Ela pode ser determinada por vários métodos, no campo ou no laboratório, e a sua alta variabilidade entre repetições é freqüentemente apontada como um problema experimental.

O fluxo laminar de um fluido por um tubo capilar, que é o caso do fluxo da água no solo, é descrito pela Lei de Poiseuille, que diz que para uma dada diferença de pressão hidrostática através do comprimento do tubo capilar, o volume de água fluindo por unidade de tempo será proporcional à quarta potência do seu raio. Assim, a densidade de fluxo de água em um poro será proporcional à segunda potência do seu raio, e os poros com maior raio contribuem relativamente mais para o fluxo de água do que os poros de diâmetro menor.

A condutividade hidráulica tem seu valor máximo no solo saturado, e é altamente dependente da umidade θ , ou seja, seu valor decresce acentuadamente com a diminuição da umidade. Entretanto, como a umidade está relacionada diretamente com as propriedades do solo que regem a retenção de água, a condutividade hidráulica tem uma relação direta também com o potencial matricial. Pela definição de umidade do solo, esta quantifica a massa ou o volume de água presente em uma amostra de solo de massa ou

volume conhecidos. Portanto, o teor de água de um solo não tem em conta o tamanho dos poros que retêm água, e sim o volume ou massa de água neles contido, enquanto o potencial matricial define justamente o raio de curvatura dos meniscos, que equivale ao raio do maior poro que contém água.

A equação de Poiseuille demonstra alta sensibilidade ao raio do poro. Dessa forma, tem-se como hipótese que a condutividade hidráulica a um determinado *potencial matricial* deve apresentar uma menor variabilidade entre amostras tidas como repetições do que a condutividade hidráulica a uma determinada *umidade*, presumindo-se que a condutividade hidráulica do solo seja uma função dos diâmetros e da continuidade de seus poros, e que o potencial matricial seja uma grandeza relacionada diretamente ao diâmetro máximo de poro que contém água, em outras palavras:

- fixando-se uma umidade, o potencial matricial entre repetições pode variar ligeiramente, implicando que o diâmetro máximo de poro com água varie. Como a condutividade dos poros aumenta pela segunda potência de seu raio, uma maior ou menor quantidade de poros causará uma grande diferença na condutividade da amostra;
- fixando-se o potencial matricial, a umidade pode diferir entre uma e outra amostra, mas o tamanho máximo de poro com água será igual. Assim, diferenças na condutividade hidráulica devem-se nesses casos apenas a mais ou menos poros com água, e não a diferentes diâmetros de poros, devendo resultar em menor variação.

Para testar a hipótese deve-se obter um número suficiente de medições de condutividade hidráulica em diferentes umidades ou potenciais matriciais. No presente trabalho, um experimento de campo foi realizado e seus resultados foram analisados para testar a hipótese acima.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Introdução

O conhecimento das propriedades hidráulicas do solo é imprescindível em qualquer estudo relacionado ao transporte de água e ao transporte de nutrientes e defensivos agrícolas para a água subterrânea e os seus impactos potenciais ao ambiente. As propriedades do solo que determinam o comportamento do fluxo da água são a condutividade hidráulica, que é a medida da habilidade do solo em transmitir água, e as características de retenção de água do solo que expressam a sua habilidade em armazenar água (Klute & Dirksen, 1986). O movimento da água, seja em condições saturadas ou não, é altamente dependente da condutividade hidráulica. A relação básica que descreve o fluxo de água no solo é a Lei de Darcy - Buckingham, que relaciona a densidade de fluxo q à condutividade hidráulica K e ao gradiente do potencial total da água no solo H :

$$q = -K(\theta, \psi_m) \text{grad} H \quad (1)$$

A condutividade hidráulica K dessa equação tem seu valor máximo no solo saturado, e é altamente dependente do teor de água (θ) ou de seu estado energético (ψ_m). Seu valor decresce acentuadamente com a diminuição da umidade e da energia potencial matricial e, para indicar essa dependência, escreve-se muitas vezes $K(\theta)$ ou $K(\psi)$.

Diversos métodos para a determinação da condutividade hidráulica foram desenvolvidos em laboratório utilizando amostras com estrutura deformada. Entre estes, têm-se o permeâmetro de carga constante e o permeâmetro de carga decrescente para a determinação da condutividade hidráulica do solo saturado. Para amostras de solo não saturado, têm-se métodos sob condições de regime estacionário (colunas grandes e colunas pequenas, em condições de evaporação ou de drenagem com crosta) e métodos sob condições transientes (Klute, 1972; Reichardt et al., 1975; Klute & Dirksen, 1986; Libardi, 2000). Outro método de laboratório é o “pressure plate outflow method”, no qual se mede a taxa com que a água é retirada sob pressão de uma amostra através de uma placa porosa (Gardner, 1956). Métodos utilizando amostras de solo com estrutura “indeformada” foram empregados, mas como as amostras apresentam freqüentemente perturbação em sua estrutura ao serem coletadas, concluiu-se que há muitas vantagens em se realizar as determinações no próprio campo (Klute & Dirksen, 1986).

Recentemente, algumas modificações ou novos instrumentos e métodos têm sido desenvolvidos para determinar a condutividade hidráulica *in situ*, como por exemplo, o infiltrômetro de Guelph (Reynolds et al., 1985), o permeâmetro de furo de trado (Stephens et al., 1987), o infiltrômetro de disco (Perroux & White, 1988), o infiltrômetro de carga constante (Amoozegar, 1989), o infiltrômetro de anel e disco (Angulo-Jaramillo et al., 1998), o infiltrômetro de duplo anel (Maheshwari, 1997), e o permeâmetro de disco (Perroux & White, 1988). Por esses métodos medem-se as taxas de infiltração de água no solo sob pequenas sucções, o que permite estimar a condutividade hidráulica do solo para uma pequena faixa de umidade próxima à saturação.

Para a determinação da condutividade hidráulica no campo em uma faixa maior de umidade, as metodologias empregadas com mais sucesso são fundamentadas em experimentos de drenagem interna, como o método do perfil

instantâneo - MPI - (Hillel et al., 1972), que se baseia na análise de Darcy sobre perfis de potenciais e fluxos transientes durante a drenagem vertical que ocorre após o umedecimento do solo por uma chuva ou irrigação (Paige & Hillel, 1993).

Segundo Timm et al. (2000), nas últimas duas décadas o MPI tem sido extensivamente usado para avaliar as propriedades hidráulicas do solo no campo, sendo considerado por Pauletto et al. (1988) o mais exato para determinação da condutividade hidráulica em campo, uma vez que permite a quantificação direta de cada componente da equação de Richards.

2.2 Relação entre potencial matricial e diâmetro dos poros da matriz

Sendo o solo composto por poros de vários tamanhos e diâmetros, pode-se dizer que estes exercem diferentes funções na matriz do solo, proporcionando a aeração, a condução de água durante a infiltração e a redistribuição e, também, o armazenamento de água na matriz.

Conforme visto em Libardi (2000), a retenção de água no solo ocorre basicamente por meio de dois processos. O primeiro processo ocorre quando há formação de uma interface curva ar-água devido à atuação de forças capilares nos microporos dos agregados. Os fenômenos de capilaridade são descritos pela fórmula de Laplace, a qual relaciona a tensão superficial e os raios de curvatura com a pressão interna formada devido à curvatura da interface.

A ascensão da água em um tubo capilar ocorre devido à formação de uma interface ar-solução do solo em que há uma superfície líquida curva, e essa interface irá suportar uma tensão τ (m) de acordo com a equação de ascensão capilar, onde:

$$\tau = -\psi_m = \frac{2\sigma \cos \alpha}{\rho_{sol} g r} = h \quad (2)$$

sendo que ψ_m (m) é o potencial matricial, σ (N m⁻¹) é a tensão superficial da solução, α é o ângulo de contato entre a solução e o poro do solo, g (m s⁻²) é a aceleração da gravidade, ρ_{sol} (kg m⁻³) é a densidade da solução, e h (m) é a medida vertical de ascensão da solução.

O segundo processo de retenção ocorre por forças de adsorção sobre a superfície sólida da matriz do solo. Os mecanismos dominantes para a ocorrência dessas forças são a adesão das moléculas de água às superfícies sólidas devido às forças de London-van der Waals e a extensão desses efeitos pela coesão através de pontes de hidrogênio formadas no líquido; a capilaridade causada pelas interfaces líquido-gás e líquido-sólido-gás interagindo dentro da geometria irregular dos poros do solo; e a hidratação de íons e ligação da água em camadas duplas de difusão (Or & Wraith, 1999).

O potencial matricial é, portanto, uma combinação dos efeitos das forças de capilaridade e adsorção dentro da matriz do solo. A afinidade do solo pela água é medida pelos tensiômetros, podendo ser expressa em termos de ascensão capilar e transformada em potencial matricial da água no solo.

Cada solo possui uma característica diferente de retenção de água, uma vez que a distribuição dos raios dos poros varia de solo para solo. Para que se conheça a característica de retenção de um solo pode-se proceder à obtenção de sua curva de retenção, que relaciona o teor de água do solo com uma tensão aplicada.

2.3 Determinação do potencial matricial e do teor de água no solo

O conhecimento do teor de água no solo é de grande importância não somente para a agricultura, mas também para a hidrologia e para a meteorologia. A partição da água da chuva nos componentes escoamento superficial e infiltração está relacionada com o teor de água no solo (Schmugge et al., 1980). Para a determinação da condutividade hidráulica pelo método do perfil instantâneo, medidas de umidade e/ou de potenciais matriciais são essenciais.

A gravimetria é uma técnica amplamente utilizada para a determinação da umidade do solo e consiste na pesagem da amostra úmida, remoção da água em uma estufa a 105°C e nova pesagem da amostra para determinar a quantidade de água removida. O teor de água é obtido através da relação entre a diferença das massas das amostras úmida e seca, e a massa da amostra seca. A umidade do solo pode ser expressa por massa ou volume. Entre as vantagens desse método citadas por Schmugge et al. (1980) tem-se que a aquisição da amostra não é cara e a umidade do solo pode ser facilmente calculada. Entretanto, ressaltam que o método é destrutivo e é difícil de se obter um valor para umidade do solo representativo em solos heterogêneos.

Uma das técnicas muito utilizadas para determinar a umidade do solo no campo é baseada na medida do potencial matricial do solo por meio de tensiômetros. O termo tensiômetro foi usado por Richards & Gardner (1936) como referência à combinação de uma cápsula porosa e um sistema a vácuo para medir a tensão capilar ou a energia com que a água é retida pelo solo. Entretanto, os tensiômetros já haviam sido utilizados para medir a tensão da água no solo em solos não saturados em 1922, e outras modificações foram feitas para melhorar o método (Schmugge et al., 1980).

Os tensiômetros são utilizados para a medida do potencial matricial do solo, no qual se cria um contato hidráulico entre a água no solo e um sensor de pressão, através de uma cápsula porosa saturada com água. O sensor de pressão pode ser um manômetro ou um transdutor eletrônico de pressão, conectado à cápsula porosa por meio de um tubo de pequeno diâmetro. A cápsula deve ter uma pressão de borbulhamento mínima de 1 atm (1000 cm), e apresentar boa condutância. A seleção dos materiais a serem usados na confecção do tensiômetro permite que o usuário otimize características tais como: precisão, versatilidade, tempo de resposta, durabilidade, manutenção, tempo de coleta de dados e custo.

Alguns outros métodos não destrutivos para a medição do teor de água no solo são a termalização de nêutrons (Gardner & Kirkham, 1952), a atenuação de raios gama (Belcher et al., 1950) e a “Time Domain Reflectometry” (TDR) (Topp et al., 1980). Esses métodos têm aplicações específicas, mas não foram utilizados no presente trabalho.

2.4 Método do Perfil Instantâneo para a determinação da condutividade hidráulica

O método do perfil instantâneo (MPI) baseia-se na medição de perfis de umidade e de potencial em condições transientes. Assim, apresenta a vantagem de não necessitar aguardar um equilíbrio, normalmente demorado. Além disso, é facilmente aplicável no campo.

Richards et al. (1956) foram os primeiros a usarem a metodologia do fluxo de drenagem em campo para a determinação da condutividade hidráulica, sendo que Watson (1966) contribuiu para tornar o método mais preciso em estudos de laboratório. Vários outros pesquisadores contribuíram para o

desenvolvimento do método (Youngs, 1964; La Rue et al., 1968 e Davidson et al., 1969), sendo apresentado formalmente e adaptado para o campo (Rose et al., 1965; van Bavel et al., 1968; Hillel et al., 1972), e mais tarde simplificado por Libardi et al. (1980) e Sisson et al. (1980). A simplificação proposta por Libardi et al. (1980) permite a estimativa da condutividade hidráulica apenas por meio de medidas periódicas da umidade ao longo do perfil do solo, presumindo uma relação exponencial entre a condutividade hidráulica e a umidade volumétrica, e utiliza uma equação que relaciona a umidade com o tempo de drenagem interna do perfil. Uma variação dessa técnica é a de se considerar o gradiente de potencial hidráulico unitário em solos identificados como de estrutura homogênea (Black et al., 1969; Davidson et al., 1969; Libardi et al., 1980). Prevedello et al. (1994) avaliaram a magnitude dos erros envolvidos na obtenção da condutividade hidráulica considerando-se o gradiente de potencial hidráulico unitário, e verificaram que essa consideração chegou a subestimar em até 73% os valores de condutividade hidráulica. A vantagem da utilização do gradiente unitário diminuiu com a atual disponibilidade de recursos computacionais.

Lobato et al. (1998) aplicaram o método de Libardi et al. (1980) em laboratório e compararam-no com o método do infiltrômetro, obtendo como resultado valores de condutividade hidráulica saturada com desvios maiores no caso do método do infiltrômetro. Mohanty & Singh (1996), trabalhando com um infiltrômetro de simulador de chuva (RSI) em combinação com o modelo de van Genuchten (1980) (VGM) concluíram que, em termos de custo e tempo, a combinação RSI - VGM provou ser uma alternativa atrativa ao método do perfil instantâneo para a estimativa de $K(\theta)$.

O MPI possui como vantagem principal a possibilidade de se medir diretamente no campo os parâmetros hidráulicos, sem a necessidade de aguardar o estabelecimento de um equilíbrio dinâmico ("steady state"). Vários

autores compararam o MPI com outros métodos, inclusive de laboratório, concluindo que o método do perfil instantâneo *in situ* resulta em determinações mais consistentes além de sua relativa facilidade de realização (Prevedello et al., 1981; Paige & Hillel, 1993; Marion et al., 1994), chegando a considerá-lo o método padrão.

Entretanto, o método possui algumas limitações. Baker et al. (1974) e Paige & Hillel (1993) ressaltam que a drenagem interna pode ser influenciada pela presença da água subterrânea quando esta encontra-se relativamente próxima à superfície; em perfis de solos heterogêneos não há uma redistribuição de água uniforme, pois a presença de camadas menos permeáveis impede o fluxo de água ou permite o fluxo lateral de água; solos com inclinação não permitem uma inundação e uma drenagem vertical homogênea. Contudo, Shouse et al. (1992) aplicaram o MPI em um perfil verticalmente heterogêneo utilizando o escalonamento dos parâmetros hidráulicos, obtendo bons resultados. Outra limitação do método é o fato de ele permitir somente a medição da condutividade hidráulica entre a condição saturada e a capacidade de campo, sendo que em umidades inferiores o movimento torna-se muito lento para ser detectado (Bouma, 1983; Paige & Hillel, 1993), havendo necessidade de se realizar um experimento de evaporação do perfil para obter valores menores de umidade. Ainda, ao contrário dos métodos com infiltrômetros, o MPI só pode ser realizado em superfícies não vegetadas. Baker et al. (1974) observaram que a extração da água pelas plantas em áreas florestadas torna impossível as medidas dos parâmetros hidráulicos para a aplicação do método.

Além das limitações citadas, uma desvantagem do MPI que é ressaltada por Jong van Lier (2001), está no fato de que a análise gráfica dos gradientes de umidade pelo tempo e do potencial pela profundidade é feita muitas vezes visualmente e, por conseqüência, subjetivamente. O autor sugere que para minimizar essa desvantagem utilizem-se técnicas computacionais de

regressão, como foi feito por Jong van Lier & Libardi (1999), que calcularam os gradientes de umidade versus tempo ($\theta \times t$) e do potencial total da água no solo versus a profundidade ($h \times z$) pela derivada de funções ajustadas por regressão linear. Entretanto, este método também possui uma limitação no que diz respeito aos ajustes feitos pelo algoritmo, o qual utiliza apenas uma função exponencial para expressar a relação $K(\theta)$, podendo não resultar nos melhores ajustes para essa relação. Ainda atualmente a maioria dos autores que emprega o MPI tem utilizado essa função exponencial para representar a relação $K(\theta)$ (Shouse et al., 1992; Marion et al., 1994; Villagra et al., 1994; Mohanty & Singh, 1996; Falleiros et al., 1998; Lobato et al., 1998; Timm et al., 2000).

Prevedello et al. (1981) propuseram um método de simplificação analítica dos dados obtidos pelo MPI para a determinação de $K(\theta)$, aplicando a escala bilogarítmica à curva do potencial matricial em função da umidade, da umidade em função do tempo, do potencial total da água no solo em função do tempo, e da condutividade hidráulica em função da umidade. Os autores concluíram que a simplificação proposta facilitou a manipulação dos dados e mostrou bons resultados.

Queiroz et al. (1999) estudaram dois modelos matemáticos de ajuste para representar a relação $K(\theta)$, com base na minimização do somatório dos desvios dos quadrados: um modelo com transformação logarítmica das variáveis (modelos exponencial e polinomial) e outro sem transformação de variáveis (modelos exponencial, polinomial e soma de duas exponenciais), utilizando o algoritmo desenvolvido por Cheviollote & Bouma (1987). Os autores concluíram que, dos modelos utilizados, a soma de duas exponenciais sem transformação logarítmica de variáveis foi o que melhor se ajustou aos dados, sendo que os outros modelos apresentaram desvios que tornam os ajustes inadequados em faixas de umidade inferior a $0,318 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$.

Queiroz et al. (1999) utilizaram o MPI, em um perfil de solo com evaporação ao invés da drenagem, obtendo resultados de K para a profundidade de 0,25 m em uma pequena faixa de umidade ($0,23$ a $0,25 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), concluindo que é necessário um tempo maior de observações para que haja mais evaporação de água no perfil e, conseqüentemente, a obtenção de valores de condutividade em umidades menores. Observa-se que a profundidade de 0,25 m por eles utilizada já é suficiente para que o MPI com evaporação seja vantajoso.

O método de evaporação foi inicialmente proposto por Wind (1968), que desenvolveu um método simples para a determinação da condutividade hidráulica de amostras de solo não perturbadas em laboratório. Tamari et al. (1993) utilizando o método de Wind, concluíram que as propriedades hidráulicas obtidas com esse método estiveram de acordo com aquelas obtidas com a metodologia do MPI. Wendroth et al. (1993) avaliaram o procedimento de cálculo do método de Wind (1968) e confirmaram as limitações deste em determinações a umidades próximas à saturação. Bruckler et al. (2002) decidiram propor uma adaptação ao método de Wind (1968) para condições de infiltração usando tanto simulação numérica como dados experimentais. Os autores concluíram que, assim como no método de evaporação (Wind, 1968), a variância da condutividade hidráulica estimada aumentou com a umidade, quando os gradientes de potencial diminuíram, atribuindo parcialmente essa variância aos erros relativos na estimativa dos gradientes de potencial à medida que o teor de água aumentou com a infiltração.

Kosugi & Nakayama (1997) propuseram um método para estimar as propriedades hidráulicas do solo em perfis de potenciais transientes durante a redistribuição de água, combinando o método do perfil instantâneo para analisar a relação $K(\psi)$, e o modelo de Mualem (1976) para derivar essa relação a partir da curva de retenção da água no solo, sendo que a relação $\theta - \psi$ é expressa

pelo modelo de retenção de água desenvolvido por Kosugi (1994) a partir do modelo de van Genuchten (1980). Eles concluíram que o método proposto pode ser aplicado a perfis de solo que tenham propriedades hidráulicas heterogêneas com a profundidade, bem como a perfis de solo que possuam propriedades hidráulicas uniformes. Os autores sugerem que o método deva ser testado usando conjuntos de dados obtidos tanto em laboratório como em experimentos *in situ*.

2.5 Variabilidade espacial da condutividade hidráulica

Além de variar com a umidade, a condutividade hidráulica do solo apresenta alta variabilidade espacial, tanto em determinações no campo como no laboratório (Warrick & Nielsen, 1980; Banton 1993; Jong van Lier & Libardi, 1999). A variabilidade da condutividade hidráulica ocorre devido a diferenças naturais existentes no solo. Além disso, dificuldades metodológicas para sua determinação podem induzir a erros e resultar em um componente experimental da variabilidade determinada.

Devido ao alto grau de variabilidade espacial das características do solo que determinam a sua condutividade hidráulica, a infiltração e a evaporação também variam espacialmente. Além disso, devido à não linearidade da equação que reporta o fluxo não saturado, a representação da variabilidade espacial do fluxo ascendente ou descendente no perfil torna-se um problema complexo (Zhu & Mohanty, 2002).

Para a análise das propriedades físicas do solo, normalmente presumem-se distribuições normais ou log-normais, embora algumas vezes essas distribuições não ajustem os valores medidos tão perfeitamente, mas são uma aproximação do fenômeno (Warrick & Nielsen, 1980). A distribuição log-

normal tem sido utilizada para descrever propriedades do solo que apresentam uma assimetria positiva, uma vez que muitas variáveis que estão relacionadas ao ambiente não podem tomar valores negativos, ou seja, são maiores que zero (Parkin & Robinson, 1993). O modelo de distribuição que melhor se ajusta aos valores de condutividade hidráulica não saturada é verificada para a distribuição log-normal (Bosch & West, 1998; Shouse & Mohanty, 1998; Lu & Zhang, 2002).

O parâmetro mais utilizado para expressar a variabilidade de uma propriedade é o coeficiente de variação (CV) que é adimensional e cujos valores para uma propriedade do solo podem ser comparados com os de outras propriedades. Segundo Warrick & Nielsen (1980), o CV das propriedades do solo pode variar de 10 até 1000% dependendo da propriedade medida, e a confiabilidade desse parâmetro estatístico está no maior número de observações obtidas o que dificulta a maioria dos métodos de determinação. A condutividade hidráulica não saturada apresenta coeficientes de variação muito altos, até maiores que os apresentados em medidas de condutividade hidráulica saturada. Essa dispersão é uma combinação da variabilidade inerente à propriedade analisada e o processo de obtenção desta.

O estudo da variabilidade espacial das propriedades hidráulicas de um solo é essencial para a obtenção de valores médios representativos de áreas maiores que possam ser utilizados com segurança nos estudos de dinâmica da água no solo (Cadima et al., 1980). Entretanto, tratando-se da condutividade hidráulica, o uso de valores médios ou extrapolados para áreas maiores pode trazer erros consideráveis na sua estimativa (Stockton & Warrick, 1971; van Lier & Libardi, 1999), necessitando-se um maior número de observações e métodos estatísticos mais adequados (Cadima et al., 1980). Essa variabilidade afeta a direção e a velocidade na qual os fluxos de água e de solutos se deslocam através do perfil (Bosch & West, 1998). Cadima et al. (1980) observaram que a variabilidade é mais acentuada nas camadas

superficiais do solo, diminuindo sensivelmente para as camadas mais profundas, o que pode ser explicado pela maior homogeneidade do solo em profundidade, levando a uma variabilidade espacial menos pronunciada.

Várias propriedades físicas do solo são responsáveis pela variabilidade da condutividade hidráulica, uma vez que esta é influenciada por todas as propriedades que afetam a distribuição, o tamanho e a forma dos poros da matriz do solo, tais como densidade, textura, estrutura e porosidade. Alguns autores estudaram os efeitos de sistemas de cultivo nas propriedades físicas do solo (Centurion & Demattê, 1985; Correa, 1985; Logsdon & Jaynes, 1996), e observaram que algumas propriedades hidráulicas como infiltração são afetadas pela modificação de propriedades físicas como a estrutura e a porosidade do solo (Hillel, 1982; McKeague et al., 1982; Maheshwari, 1997) resultantes da sua compactação. Logsdon & Jaynes (1996) relacionaram a variabilidade espacial da condutividade hidráulica com o arranjo dos poros da matriz do solo devido a freqüentes arações e conseqüente assentamento das partículas, e estimaram K em função do potencial matricial (ψ_m). Os autores observaram que o preparo do solo alterou suas propriedades físicas, mas não reduziu a variabilidade da condutividade hidráulica do solo. Além disso, observaram que o seu padrão espacial variou com o tempo, sendo que a pequenas sucções ($\psi_m = -60$ mm) os valores de K refletem a influência dos macroporos no fluxo de água, enquanto que em potenciais matriciais mais negativos ($\psi_m = -150$ mm) há maior influência dos microporos. Um resultado similar foi encontrado por Mbagwu (1995) em uma pesquisa com condutividade hidráulica saturada, obtendo que a macroporosidade é a propriedade física dominante que influencia os valores determinados. Banton (1993) estimou a condutividade hidráulica saturada tanto no campo como no laboratório, observando que as características estatísticas diferiam, exceto quando se levou em consideração a anisotropia da estrutura do solo devido a macroporos verticais, e também quando se aumentou o número de observações. Em alguns meios saturados cerca de 90% do fluxo de água

pode ser explicado pela presença de uma pequena porcentagem de macroporos (Watson & Luxmoore, 1986).

Ciollaro & Romano (1995) avaliaram as propriedades físicas e hidráulicas ao longo de uma transeção de um solo vulcânico, obtendo curvas de $K(\theta)$ que apresentaram variabilidade menor que a comumente reportada pela literatura. As propriedades hidráulicas que foram medidas são a condutividade hidráulica saturada K_s e a condutividade hidráulica não saturada K , nas umidades $\theta = 0,4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e $\theta = 0,3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. K em $\theta = 0,4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ apresentou um CV de 73,9%, enquanto que em $\theta = 0,3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, CV foi de 70,9%. Para K_s , CV ficou em 58,1%. Os autores explicam a diferença nos valores baseando-se em Hillel (1980) e Jury et al. (1991): K_s é determinada pela presença de poros grandes e, portanto, depende principalmente da estrutura do solo, enquanto que K é influenciada pela textura do solo. Conseqüentemente, pequenas mudanças no potencial matricial que ocorrem próximas à saturação podem causar uma variação considerável na condutividade hidráulica.

Bosch & West (1998) estudaram a variabilidade da condutividade hidráulica saturada de dois solos arenosos e observaram que a taxa de infiltração foi diferente apesar das texturas similares na camada superficial dos solos estudados. Além disso, os coeficientes de variação (de 6 a 235% para $\ln K$) obtidos foram maiores em horizontes com maior teor de argila. O mesmo foi observado por Carvallo et al. (1976) que, estudando a relação $K(\theta)$, obteve uma significativa variabilidade espacial em um solo arenoso apesar de a textura do solo não apresentar uma diferença significativa entre áreas experimentais. Roulier et al. (1972) e Nielsen et al. (1973) observaram que as medidas em laboratório e em campo são mais consistentes em solos com menor teor de argila. Segundo Hillel (1982), a água retida a potenciais matriciais próximos a saturação depende primeiramente do fenômeno de capilaridade e da distribuição dos diâmetros dos poros e, conseqüentemente, sua retenção no

solo é fortemente afetada pela estrutura da matriz. Apesar da relação direta entre a variação da condutividade hidráulica do solo com a sua estrutura, Fares et al. (2000) observaram que mais de 50% da água do solo havia drenado em 8 a 10 horas após a saturação do perfil de um solo arenoso.

A maioria dos trabalhos realizados para a análise da variabilidade da condutividade hidráulica, tanto espacial como temporal, avaliam K em função da umidade, sendo que também se pode encontrar a condutividade hidráulica estimada em função do potencial matricial. Entretanto, geralmente não se observa a comparação da variabilidade entre estimativas de K em função da umidade e de K em função do potencial matricial. Falleiros et al. (1998), utilizando um método de drenagem interna para avaliar a variabilidade espacial e temporal de $K(\theta)$, observaram que a variabilidade de θ no tempo e no espaço ficou na ordem de 1 a 2%, mas quando um valor de θ foi fixado para a estimativa de K , a variação dos valores de condutividade hidráulica estimados por meio de vários métodos apresentaram um CV menor entre métodos (entre 4 e 36%), do que os valores estimados entre repetições para um mesmo valor de θ (entre 76 a 173%). Os autores questionaram a obtenção do fluxo de água por meio da equação de Darcy-Buckingham em relação ao efeito da variabilidade do conteúdo de água na relação $K(\theta)$. Villagra et al. (1994) determinaram a condutividade hidráulica não saturada em função da umidade $K(\theta)$ e do potencial matricial $K(\psi)$ de um Alfisol utilizando o MPI e o método do gradiente unitário, e observaram que $K(\theta)$ estimado mostrou um CV maior (75%) que o estimado para $K(\psi)$ (27%), em medidas feitas em apenas um dia em valores não fixos de umidade.

Nielsen et al. (1973) estimaram a variabilidade espacial de propriedades hidráulicas, dentre elas a da condutividade hidráulica, em diferentes níveis de saturação do solo. Representando K em função da porcentagem de saturação, os autores observaram que o coeficiente de

variação de K aumenta com a diminuição da porcentagem de saturação, obtendo para a profundidade 30,5 cm uma faixa de CV variando entre 100% na saturação a 400% em uma saturação de 54%. Em outras profundidades o CV variou de 100 a 300%. Levando em conta tanto as variações verticais como horizontais, a faixa de CV variou de 85 na saturação a 450% em uma saturação relativa de 54%.

Bosch & West (1998) estudaram dois solos arenosos com horizonte B textural (Bt) e obtiveram um maior CV da condutividade hidráulica saturada principalmente nos horizontes com maior teor de argila (Bt), observando o oposto nos horizontes com menor teor de argila. Isso evidencia o efeito da estrutura do solo sobre suas propriedades hidráulicas.

2.6 Modelos para a estimativa da condutividade hidráulica do solo não saturado

Conforme comentado anteriormente, o solo é um meio constituído de poros de vários tamanhos, cuja distribuição geométrica é complexa, resultando em características de retenção de água diferentes. O modelo mais simples de estrutura de solo que descreve o movimento de água e a condutividade hidráulica consiste de um pacote de tubos capilares cilíndricos de diferentes diâmetros.

Como a água em equilíbrio encontra-se nos menores poros disponíveis, pode-se estimar a condutividade hidráulica do solo pelo cálculo do fluxo através dos poros do solo que contêm água. Uma modelagem nesse sentido foi apresentada por Childs & Collis-George (1950), baseando-se no fato de cada capilar obedecer a Lei de Poiseuille, na qual o fluxo laminar de um fluido é descrito por:

$$Q = \frac{R^4 \Delta P}{8L\nu} \quad (3)$$

onde ΔP representa uma diferença de pressão hidrostática através do comprimento (L) de um capilar cilíndrico de raio R , ν é a viscosidade do fluido, e Q é o volume de água fluindo por unidade de tempo.

A Equação de Poiseuille mostra, portanto, o efeito desproporcional que poros de diâmetro maior (macroporos) possuem em transmitir água. Como o fluxo de água nos poros é proporcional a R^4 e a área da seção transversal de um poro é proporcional a R^2 , um poro mais longo com a mesma seção transversal de vários poros pequenos transmitirá consideravelmente mais água devido ao menor atrito ao longo da parede do poro (Radcliffe & Rasmussen, 1999).

Vários modelos foram apresentados para prever a condutividade hidráulica de solos não saturados, sendo que Mualem (1976) os dividiu em dois grupos principais: um grupo baseia-se na aproximação de Kozeny no qual a condutividade hidráulica relativa (K_r) é uma função da saturação efetiva (S_e), e o segundo grupo inclui modelos que se baseiam na curva de retenção de água no solo e se utilizam das equações de Childs & Collis-George (1950), Burdine (1953), Wyllie & Gardner (1958) e Farrell & Larson (1972).

Conhecendo-se a distribuição dos diâmetros dos poros de um solo pela sua curva de retenção, a dificuldade em estimar sua condutividade hidráulica está no desconhecimento da geometria (continuidade e conectividade) dos poros.

Mualem (1976) apresentou um modelo utilizando a equação de Childs & Collis-George (1950) modificada por Marshall (1958), Millington & Quirk

(1961) e Kunze et al. (1968), e uma configuração de poro o qual consiste em um par de elementos capilares (Figura 1) cujos comprimentos são proporcionais aos seus raios (Equação 4). Isso significa que o poro maior (mais longo) tem uma influência maior, pois seu comprimento também é levado em conta, e não somente a sua seção transversal.

Figura 1 – Configuração de poros utilizada no modelo de Mualem (1976)

$$\frac{l_1}{l_2} = \frac{r_1}{r_2} \quad (4)$$

Em seu modelo, Mualem (1976) definiu a umidade residual (θ_r) como pré-requisito para a utilização de qualquer método de previsão da condutividade hidráulica, pois muitas vezes somente media-se parte da curva de retenção e era necessária a sua extrapolação para a correta estimativa da condutividade hidráulica. Segundo Mualem, (1976) θ_r é definida como a umidade residual para $d\theta/d\psi \rightarrow 0$, quando $\theta \rightarrow \theta_r$, o que preenche o requisito $K(\theta_r) = 0$.

Van Genuchten (1980) propôs a seguinte equação para descrever a umidade do solo em função de seu potencial matricial:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + |\alpha\psi_m|^n\right]^m} \quad (5)$$

onde θ_r é a umidade volumétrica residual ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), θ_s é a umidade volumétrica de saturação ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), ψ_m é o potencial matricial (m), α (m^{-1}), n e m são parâmetros independentes que devem ser estimados por ajuste dos dados observados, e m pode ser considerado como $m = 1 - 1/n$, ou pode ser estimado pelo produto da inclinação da curva ($d\theta/dh$) e o potencial matricial ψ_m . O autor observou que, para uma curva quase simétrica em forma de “S”, a inclinação ($d\theta/dh$) torna-se zero quando θ aproxima-se tanto de valores de saturação como residual, ou seja, nesses extremos o gradiente é aproximadamente zero, embora o autor observe que em alguns solos de textura fina uma diminuição significativa em ψ_m provavelmente irá resultar em uma desorção de água.

Para a previsão de $K(\theta)$, van Genuchten (1980) combinou a Equação 5 com o modelo de Mualem (1976), e considerando $m = 1 - 1/n$, deduziu que:

$$K(\theta) = K_0 \omega^\ell \left[1 - \left(1 - \omega^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (6)$$

sendo que

$$\omega = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (7)$$

onde ω é a saturação efetiva, K_0 é a condutividade hidráulica do solo saturado, e ℓ é um parâmetro empírico estimado por Mualem (1976) em 0,5 para a maioria dos solos.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Fundamentos teóricos do método do perfil instantâneo

O método do perfil instantâneo objetiva a determinação da condutividade hidráulica do solo pela medição dos componentes da equação de Richards, em condições transientes:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta, \psi_m) \frac{\partial \psi_t}{\partial z} \right) \quad (8)$$

onde θ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) é a umidade volumétrica, t (h) é o tempo, $K(\theta, \psi_m)$ (m h^{-1}) é a condutividade hidráulica em função da umidade e do potencial matricial, ψ_t (m) é o potencial total da água e z (m) é a coordenada vertical de posição.

Considerando-se um solo no qual há uma zona de fluxo ascendente na parte superior do perfil e outra de fluxo descendente na parte inferior separadas por um plano de fluxo zero (PFZ), e integrando-se a equação de Richards (Equação 16) com relação à profundidade entre a profundidade do plano de fluxo zero (z_{PFZ} , m) e uma outra profundidade z (m), com as condições de contorno:

$$z = z_{PFZ}; t > 0; q = 0$$

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

obtém-se:

$$\int_{z_{PFZ}}^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = K(\theta, \psi_m) \left. \frac{\partial \psi_t}{\partial z} \right|_z = q_z \quad (9)$$

ou, rearranjando

$$K(\theta, \psi_m) \Big|_z = \frac{q_z}{\left. \frac{\partial \psi_t}{\partial z} \right|_z} = \frac{\int_{z_{PFZ}}^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}{\left. \frac{\partial \psi_t}{\partial z} \right|_z} = \frac{\frac{\partial h_{z_{PFZ}-z}}{\partial t}}{\left. \frac{\partial \psi_t}{\partial z} \right|_z} \quad (10)$$

onde $h_{z_{PFZ}-z}$ ($\text{m}^3 \text{ m}^{-2}$) é a armazenagem de água no solo entre a profundidade do plano de fluxo zero ($z = z_{PFZ}$) e a profundidade z , e q_z (m h^{-1}) é a densidade de fluxo de água na profundidade z .

Experimentalmente, por meio de medidas simultâneas de teor de água e de potencial total ao longo do perfil de solo durante a redistribuição de água, determinam-se a variação de armazenagem h_z com o tempo t e o gradiente de ψ_t ao longo de z , componentes da Equação 10. Esse procedimento permite, então, estimar o valor de K para o teor de água ou potencial matricial no período e profundidade de medição.

Geralmente, os valores de K em função da umidade se apresentam relacionados exponencialmente, pelo menos em um domínio limitado de umidades, de maneira que essa função $K(\theta)$ pode ser representada pela equação:

$$K(\theta) = K^* \cdot e^{\gamma \theta} \quad (11)$$

onde γ é uma constante adimensional e K^* (m h^{-1}) é o valor da condutividade hidráulica quando o teor de água do solo equivale a zero.

A Equação 11 pode também ser escrita como:

$$K(\theta) = K_s \cdot e^{\gamma(\theta - \theta_s)} \quad (12)$$

onde K_s (m h^{-1}) e θ_s ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) são os valores da condutividade hidráulica e do teor de água para o solo saturado.

3.2 Área experimental

Para a determinação da condutividade hidráulica pelo método do perfil instantâneo montou-se um experimento em uma área situada próxima à pista do aeroporto municipal de Piracicaba (SP), dentro do campus da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” – ESALQ/USP, cujas coordenadas geográficas são 22° 42’ 30” de latitude sul e 47° 38’ 00” de longitude oeste. O local fica a uma altitude de 580 metros acima do nível do mar, sendo que o relevo é plano com declive inferior a 0,01 m m^{-1} . O solo é classificado como Latossolo Vermelho Amarelo (Typic Hapludox), álico, A moderado, textura variando de arenosa a média em todo o perfil, sendo a composição em argila 16,7% (0 – 15 cm), 18,6% (15 – 31 cm), 18,8% (31 – 50 cm) e 23,1% (50 - 78 cm) (Apêndice 3). Sua drenagem é de moderada a bem drenada, e o uso anterior da área foi de pastagem de capim elefante. Durante todos os experimentos descritos neste trabalho a área foi mantida sem vegetação.

A parcela utilizada para a realização dos experimentos possuía comprimento de 70 m e largura de 15 m, e nela se encontravam 48 baterias distanciadas de 1 m e dispostas em linha reta (Figura 2). Com a finalidade de medir o potencial matricial, foi instalado em cada ponto um conjunto de 5 tensiômetros com manômetro de mercúrio em configuração circular (Figura 3), cujas cápsulas porosas encontravam-se com seu ponto central em cinco

profundidades: 0,075, 0,225, 0,375, 0,525 e 0,675 m, e que foram identificadas neste trabalho por A, B, C, D e E, respectivamente. No centro foi instalada uma haste de TDR (Time Domain Reflectometry), modelo Moisture Point TM 917, para a medida da constante dielétrica (Figura 4). As observações do TDR não foram utilizadas na análise dos resultados desse trabalho.

Figura 2 – Desenho esquemático da área de estudo com a localização das 48 baterias e locais de amostragem para a curva de retenção

Figura 3 – Detalhe dos equipamentos instalados em uma das baterias: os cinco tensiômetros ao redor da haste de TDR

Figura 4 – Vista parcial do campo experimental durante a instalação dos equipamentos. Na frente observam-se os tensiômetros instalados e ao fundo podem ser observadas as estacas com os manômetros de mercúrio

3.3 Seqüência experimental da determinação da condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo

Na área descrita foram realizados dois experimentos empregando-se o método do perfil instantâneo em períodos diferentes, sendo que um deles foi realizado com cobertura de plástico (em outubro de 2001), ou seja, sem evaporação, e o outro foi realizado sem a cobertura de plástico, permitindo a evaporação (em abril de 2002).

A vantagem da cobertura de plástico, comum nesse tipo de experimento, está na manutenção do *PFZ* na superfície, pois não ocorre evaporação e no solo inicialmente umedecido ocorre somente fluxo de água

descendente (drenagem). Sua desvantagem está no fato de que o processo de secagem pode ser muito lento quando há somente o processo de drenagem, dependendo do tipo de solo, inviabilizando a determinação da condutividade hidráulica no solo mais seco.

O segundo experimento de perfil instantâneo, sem a cobertura de plástico, foi realizado com o intuito de obter valores de condutividade hidráulica do solo mais seco, uma vez que se permitiu a evaporação de água, acelerando a secagem do perfil. Nesse experimento, pôde-se observar que o fluxo de água dentro do perfil a partir de uma certa profundidade apresentou-se em sentidos opostos, ou seja, um fluxo ascendente na parte superior do perfil que se encontra sob a ação da evaporação, e um fluxo descendente na parte mais profunda que compõe a drenagem. Esse limite entre o fluxo ascendente e o fluxo descendente é denominado profundidade do plano de fluxo zero (z_{PFZ}), no qual não há movimento de água, e $\partial \psi_i / \partial z = 0$. Sendo assim, o plano de fluxo zero pode ser encontrado pelas observações dos valores do potencial total em profundidade, conforme descrito adiante.

3.3.1 Experimento sem evaporação

O experimento de drenagem foi conduzido entre 3 de outubro e 22 de novembro de 2001. Após a instalação dos equipamentos e a fluxagem dos tensiômetros aguardou-se uma chuva suficiente para deixar a água no solo em uma condição de fluxo descendente, a qual ocorreu no dia 1 de outubro (precipitação de 56,3 mm); logo após procedeu-se à cobertura da parcela com três camadas de lona plástica a fim de evitar a infiltração ou a evaporação de água na superfície do solo. Além disso, um sulco de drenagem foi aberto do lado superior da área para protegê-la da água de enxurrada. A partir desse

momento ($t=0$) e durante o processo de redistribuição, leituras de potencial matricial (ψ_m) foram feitas nas cinco profundidades utilizando-se os tensiômetros.

A primeira leitura foi realizada no tempo 0, a segunda aproximadamente 18 horas depois e a terceira 44 horas depois. A seguir o intervalo entre leituras foi de 2 dias, até que as leituras foram cessadas quando se percebeu que as variações nas medidas apresentavam-se muito pequenas. Isso ocorreu aproximadamente 45 dias ou 1050 horas após o início do processo de drenagem interna, portanto o período considerado para a análise dos dados ficou compreendido entre os tempos de 0 e 1050 horas.

Para a estimativa da umidade foram utilizados os parâmetros da curva de retenção respectiva (Tabela 1) obtidos por Cichota (2003) a cada duas baterias no campo e para cada profundidade, conforme indicado na Figura 2.

Os dados de campo e os parâmetros das curvas de retenção foram armazenados em planilhas eletrônicas, exportados e analisados no “software” Kteta que utiliza os procedimentos de cálculo a seguir, também descritos em Jong van Lier & Libardi (1999).

Os dados de leituras de tensiômetros, transformados em potencial matricial, permitem o cálculo da umidade por meio da equação de van Genuchten (1980) (Equação 5).

Tabela 1. Parâmetros do modelo de Mualem – van Genuchten ajustados aos dados amostrados em 24 pontos entre as baterias e nas cinco camadas (θ_s e θ_r em $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, α em cm^{-1} e o coeficiente de determinação R^2)

Bateria	1-2	3-4	5-6	7-8	9-10	11-12	13-14	15-16	17-18	19-20	21-22	23-24	25-26	27-28	29-30	31-32	33-34	35-36	37-38	39-40	41-42	43-44	45-46	47-48	
Camada A	θ_s	0,477	0,412	0,446	0,408	0,412	0,446	0,476	0,408	0,430	0,444	0,415	0,431	0,412	0,400	0,439	0,487	0,413	0,470	0,454	0,411	0,423	0,400	0,388	0,436
	θ_r	0,229	0,156	0,194	0,170	0,168	0,209	0,184	0,140	0,172	0,167	0,141	0,145	0,189	0,134	0,192	0,155	0,153	0,194	0,167	0,126	0,025	0,138	0,129	0,145
	α	0,025	0,016	0,038	0,032	0,015	0,003	0,006	0,028	0,027	0,032	0,035	0,030	0,025	0,034	0,024	0,025	0,034	0,021	0,044	0,041	0,044	0,034	0,040	0,024
	n	1,070	1,772	2,102	3,481	2,058	1,496	0,931	3,471	2,288	2,412	4,718	2,063	2,497	4,900	3,114	2,755	3,669	2,417	4,829	3,535	5,517	14,794	2,772	3,417
	m	1,104	0,894	0,453	0,277	1,307	13,545	2,243	0,362	0,654	0,581	0,257	0,511	0,552	0,242	0,620	0,662	0,285	0,436	0,112	0,238	0,059	0,054	0,312	0,432
	R^2	0,867	0,977	0,930	0,971	0,984	0,952	0,965	0,980	0,953	0,962	0,986	0,979	0,961	0,987	0,996	0,938	0,951	0,915	0,698	0,986	0,950	0,937	0,995	0,996
Camada B	θ_s	0,387	0,316	0,326	0,357	0,333	0,306	0,393	0,355	0,370	0,346	0,330	0,381	0,356	0,337	0,345	0,336	0,320	0,304	0,328	0,326	0,350	0,394	0,340	0,376
	θ_r	0,188	0,134	0,175	0,193	0,145	0,247	0,150	0,137	0,139	0,114	0,151	0,312	0,151	0,146	0,168	0,220	0,112	0,169	0,060	0,127	0,201	0,147	0,143	0,185
	α	0,050	0,023	0,064	0,041	0,024	0,060	0,018	0,034	0,057	0,067	0,037	0,030	0,022	0,034	0,037	0,037	0,047	0,009	0,049	0,036	0,050	0,045	0,035	0,030
	n	1,974	1,948	2,307	2,415	2,629	30,541	1,041	5,093	2,307	4,332	7,003	2,622	2,378	15,632	10,305	10,266	2,932	2,069	21,404	3,257	32,553	5,609	3,646	5,973
	m	0,374	0,438	0,184	0,522	0,518	0,020	1,100	0,189	0,242	0,093	0,126	2,214	0,371	0,077	0,071	0,102	0,181	0,791	0,004	0,224	0,011	0,100	0,190	0,162
	R^2	0,837	0,975	0,892	0,900	0,986	0,729	0,985	0,959	0,962	0,888	0,947	0,754	0,968	0,981	0,822	0,787	0,992	0,983	0,451	0,964	0,742	0,923	0,982	0,925
Camada C	θ_s	0,315	0,297	0,315	0,295	0,287	0,434	0,320	0,300	0,317	0,362	0,302	0,323	0,301	0,330	0,328	0,338	0,309	0,322	0,356	0,287	0,325	0,333	0,347	0,313
	θ_r	0,212	0,136	0,211	0,176	0,148	-0,458	0,184	0,133	0,177	0,111	0,128	0,214	0,109	0,137	0,129	0,142	0,083	0,152	0,001	0,089	-2,555	0,077	0,109	0,123
	α	0,007	0,019	0,016	0,040	0,020	0,000	0,032	0,033	0,059	0,089	0,048	0,192	0,032	0,033	0,036	0,030	0,037	0,009	0,051	0,057	5x10 ⁻⁷	0,054	0,044	0,027
	n	1,216	1,817	1,406	2,437	4,009	0,161	1,714	3,740	6,241	3,695	5,532	1,453	12,841	17,394	4,343	7,757	3,038	1,725	12,410	12,568	0,354	10,462	3,302	5,221
	m	3,076	0,413	1,657	0,221	0,255	0,640	0,516	0,150	0,068	0,119	0,087	0,284	0,026	0,062	0,124	0,102	0,142	0,926	0,014	0,024	0,606	0,023	0,152	0,091
	R^2	0,810	0,983	0,938	0,916	0,958	0,847	0,906	0,987	0,882	0,967	0,981	0,707	0,947	0,986	0,982	0,973	0,991	0,993	0,785	0,942	0,575	0,890	0,992	0,986
Camada D	θ_s	0,346	0,310	0,336	0,325	0,304	0,634	0,329	0,322	0,402	0,465	0,313	0,331	0,301	0,336	0,316	0,313	0,316	0,293	0,298	0,306	0,305	0,377	0,314	0,293
	θ_r	0,103	0,152	0,208	0,210	0,152	-0,224	0,184	0,178	0,224	0,073	0,129	0,181	0,129	0,180	0,214	0,223	0,133	0,173	0,184	0,111	0,196	0,135	0,107	0,117
	α	0,095	0,015	0,091	3x10 ⁻⁴	0,027	0,049	0,028	0,041	0,008	1,650	0,055	0,001	0,030	0,051	0,043	0,013	0,026	0,014	0,001	0,039	0,044	0,034	0,042	0,027
	n	2,792	1,080	5,340	0,894	3,251	0,125	1,231	2,199	0,718	0,653	5,984	0,632	3,014	3,960	3,725	1,774	1,048	2,270	1,308	3,389	24,590	5,540	2,363	4,120
	m	0,071	0,503	0,064	29,113	0,276	0,698	0,692	0,207	2,443	0,249	0,043	3,473	0,189	0,133	0,166	1,410	0,434	0,507	16,153	0,119	0,014	0,144	0,152	0,060
	R^2	0,975	0,916	0,910	0,879	0,851	0,939	0,889	0,984	0,968	0,783	0,964	0,958	0,991	0,983	0,959	0,869	0,802	0,936	0,941	0,989	0,757	0,976	0,942	0,961
Camada E	θ_s	0,356	0,317	0,372	0,381	0,335	0,641	0,351	0,341	0,380	0,355	0,350	0,364	0,335	0,337	0,339	0,346	0,308	0,323	0,325	0,307	0,323	0,311	0,314	0,318
	θ_r	0,196	0,190	0,207	0,202	0,186	-0,627	0,189	0,182	0,184	0,113	0,160	0,129	0,138	0,188	0,196	0,227	0,098	0,181	0,201	0,100	0,183	0,133	0,138	0,170
	α	0,050	0,018	0,059	0,002	0,032	0,012	0,026	0,060	0,032	0,075	0,058	0,047	0,036	0,044	0,019	0,001	0,042	0,010	0,001	0,048	0,034	0,039	0,055	0,022
	n	2,578	1,822	2,098	0,727	2,306	0,146	1,703	4,374	1,429	3,359	7,441	1,338	3,820	3,943	1,910	1,063	4,790	1,712	1,249	6,235	18,927	6,061	5,954	3,883
	m	0,257	0,390	0,309	5,346	0,381	0,510	0,539	0,101	0,538	0,086	0,061	0,257	0,114	0,152	0,592	8,732	0,062	0,857	8,068	0,033	0,020	0,070	0,061	0,258
	R^2	0,954	0,916	0,933	0,908	0,975	0,939	0,885	0,987	0,963	0,956	0,968	0,977	0,978	0,979	0,967	0,878	0,969	0,992	0,926	0,977	0,927	0,983	0,971	0,970

Fonte: Cichota (2003)

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

$$\theta = n_z t^{m_z} \quad (13a)$$

$$\theta = n_z + m_z t^{0.5} \quad (13b)$$

$$\theta = n_z + m_z \ln t \quad (13c)$$

onde m_z e n_z são os coeficientes de ajuste da equação. O critério utilizado para a escolha de uma das equações 13a, 13b ou 13c para uma determinada profundidade foi o de maior coeficiente de ajuste R^2 .

Pela derivada da equação escolhida foi estimado, para cada tempo intermediário entre dois tempos de observação, o termo $d\theta/dt$. Integrando-se $d\theta/dt$ entre a superfície e a profundidade de interesse obteve-se $\partial h_{0-z}/\partial t$ que, nesse experimento, substituiu o termo $dh_{z_{PFZ}-z}/dt$ da Equação 10:

$$\frac{\partial h_{0-z}}{\partial t} = \sum_{i=1}^z z_i \frac{\partial \theta}{\partial t} \bigg|_i \quad (14)$$

onde z_i (m) é a espessura da camada i . Os potenciais matriciais para os tempos intermediários das leituras foram estimados como o valor médio entre a leitura anterior e posterior, e somando-se o potencial gravitacional (referência gravitacional na superfície do solo) a esses valores, obteve-se o potencial total da água no solo (ψ_t , m) em cada tempo e profundidade.

Aos valores de ψ_t em função de z para cada tempo, foi ajustada a equação:

$$\psi_t = p_t + q_t z + r_t z^2 \quad (15)$$

onde p_t (m), q_t (m m⁻¹) e r_t (m m⁻²) são os coeficientes de ajuste da equação.

Derivando-se a equação 15, tem-se:

$$\left. \frac{\partial \psi_t}{\partial z} \right|_z = -q_t + 2r_t z \quad (16)$$

Finalmente, o valor de $K(\theta, \psi_m)$ para cada t e z foi obtido substituindo-se as equações 14 e 16 no membro direito da Equação 10.

A análise dos dados desse período resultou em valores de condutividade hidráulica e umidade para os tempos intermediários aos medidos em campo e, conseqüentemente, pares de dados $K-\theta$. A obtenção dos pares de dados $K-\psi_m$ para os mesmos tempos intermediários foi feita por meio de ajuste dos valores de potencial matricial em função do tempo a uma equação linear.

3.3.2 Experimento com evaporação

Um experimento com evaporação foi realizado no mês de abril de 2002, entre os dias 9 e 26. O ensaio foi iniciado após a precipitação de 116,6 mm entre os dias 24 e 25 de março, o que proporcionou uma condição bem úmida ao perfil do solo, e foi finalizado 17 dias (401 horas) depois. No período do monitoramento não houve precipitação pluvial e a área não foi

coberta, permitindo a evaporação. O monitoramento dos tensiômetros para a obtenção do potencial matricial foi iniciado logo após a referida chuva.

Devido a problemas apresentados pelos tensiômetros relacionados ao seu longo tempo de permanência no campo, durante esse experimento foi possível apenas o monitoramento de 28 das 48 baterias existentes (baterias 01, 02, 04, 06, 07, 10, 12, 13, 17, 18, 19, 20, 22, 24, 25, 26, 28, 30, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 41, 42, 43 e 45).

Os dados de campo e os parâmetros das curvas de retenção foram armazenados em planilhas eletrônicas. O potencial matricial e a umidade ao longo do tempo e profundidade foram estimados da mesma forma empregada no programa Kteta descrito no item 3.3.1.

3.3.2.1 Estimativa da posição do plano de fluxo zero (PFZ)

No *PFZ*, por definição, o fluxo de água é zero e, pela Lei de Darcy, $\partial \psi_t / \partial z = 0$. Diversos experimentos mostram que uma equação polinomial de segundo grau com parâmetros de ajuste a (m), b e c (m^{-1}) se ajusta geralmente bem aos dados experimentais de ψ_t versus z , de forma que:

$$\psi_t = a + bz + cz^2 \quad (17)$$

e sendo assim:

$$\nabla \psi_t = \frac{d\psi_t}{dz} = b + 2cz \quad (18)$$

Igualando-se a Equação (18) a zero, obtém-se que z_{PFZ} é dado por:

$$z_{PFZ} = -\frac{b}{2c} \quad (19)$$

Como o *PFZ* pode mudar de posição ao longo do tempo – a tendência comum é a de se aprofundar com o tempo – um valor para z_{PFZ} é obtido pela Equação (19) para cada tempo de observação experimental.

O valor de z_{PFZ} foi desconsiderado nos casos em que as regressões da Equação 17 apresentaram $R^2 < 0,5$.

Para permitir interpolações no tempo e/ou para suavizar o conjunto de dados obtidos, os valores dos dados estimados de z_{PFZ} , para cada tempo (t) de observação podem ser ajustados a uma equação. Uma equação polinomial de segundo grau com parâmetros de ajuste p ($m\ s^{-2}$), q ($m\ s^{-1}$) e r (m) mostrou-se adequada:

$$z_{PFZ} = pt^2 + qt + r \quad (20)$$

A Equação 20 permitiu interpolar os valores de profundidade do plano de fluxo zero para qualquer tempo, dentro do período de observação.

3.3.2.2 Cálculo da condutividade hidráulica

Conhecendo-se os valores de z_{PFZ} pôde-se proceder ao tratamento dos dados, o qual foi semelhante aos cálculos realizados pelo programa Kteta para a condição do experimento sem evaporação (3.3.1).

Com os valores de umidade obtidos por meio da Equação 12 calculou-se $\frac{\partial \theta}{\partial t}$, ajustando-se os dados de θ versus t a uma equação logarítmica (13c) ou a uma equação linear (21), escolhendo-se entre essas equações pelo critério de maior R^2 .

$$\theta = n_z + m_z t \quad (21)$$

A Equação 21 foi utilizada no lugar das equações 13a e 13b do experimento sem evaporação por apresentar um ajuste muito bom aos dados desse experimento.

A densidade de fluxo de água (q_z da Equação 8) em cada camada e para cada tempo foi calculada levando-se em consideração a posição do *PFZ* dentro do perfil monitorado, uma vez que a partir desse ponto tem-se o fluxo de água em sentidos opostos: um em direção à superfície, e outro em direção à profundidade do perfil. Desse modo, a estimativa de q_z foi feita considerando a variação da armazenagem entre a profundidade média da camada monitorada e a posição do *PFZ*.

Considerou-se que o tensiômetro instalado na profundidade z_i representa uma faixa de profundidades entre um limite superior (z_a) e um limite inferior (z_b), de forma que $z_a = \frac{z_{i-1} + z_i}{2}$ e $z_b = \frac{z_i + z_{i+1}}{2}$, onde z_{i-1} e z_{i+1} são as profundidades de instalação imediatamente acima e abaixo de z_i . Nessa faixa, para fins de cálculo da variação de armazenagem (∂h da Equação 8) considerou-se que a umidade fosse igual à umidade observada em z_i . A densidade de fluxo, o gradiente do potencial total e a condutividade hidráulica foram estimados para as mesmas profundidades onde se encontravam instalados os tensiômetros.

Assim, a densidade de fluxo de água na profundidade de instalação dos instrumentos (profundidade média de cada camada) pode ser calculada como expressado na Equação (7), utilizando-se a taxa de variação da umidade pelo tempo, entre a profundidade média da camada e o z_{PFZ} .

O esquema da Figura 5 ilustra o procedimento de cálculo, exemplificando-se a obtenção da densidade de fluxo para a primeira camada de solo do perfil monitorado ($q_z = 0,075$ m):

Figura 5 – Desenho esquemático do perfil estudado, com as cinco profundidades em que os tensiômetros foram instalados e as respectivas equações utilizadas para a estimativa de q_z na profundidade de 0,075 m

A seguir, procedeu-se ao ajuste de uma equação polinomial de segundo grau (Equação 20) aos dados de $\psi_t \times t$, para o cálculo da condutividade hidráulica. Dividiu-se a densidade de fluxo pela derivada da equação de segundo grau ajustada para a estimativa de $\nabla \psi_t$:

$$K = q_{z-PFZ} / \nabla \psi_t \quad (22)$$

onde K é a condutividade hidráulica (m h^{-1}) e $\nabla \psi_t$ é o gradiente de potencial total na camada (m m^{-1}).

3.4 Análise estatística dos resultados

3.4.1 Análise da variabilidade de K_θ e K_{ψ_m}

Os pares de dados $K(\theta, \psi_m)$ obtidos diariamente durante o período de tempo de observação dos dados, tanto no experimento sem evaporação como no experimento com evaporação, foram submetidos à análise de medidas estatísticas clássicas como média, mediana, razão média/mediana, variância, desvio padrão, amplitude, assimetria e curtose.

A distribuição dos dados quanto à sua normalidade foi estudada com base nos coeficientes de assimetria e curtose, análise visual de “box-plot” e teste de Shapiro-Wilk (W), proposto para amostras com número igual ou inferior a 5. Segundo Lawless (1982), comparando trabalhos que testam a normalidade dos dados, o teste W é geralmente muito efetivo e parece ter uma melhor performance que a maioria dos outros testes, especialmente quando alternativas assimétricas à normalidade são consideradas. Todas as análises foram realizadas utilizando-se o “software” Statistica for Windows 4.3 (StatSoft Inc., 1993), baseando-se nas análises descritas na literatura (Lawless, 1982; Spiegel, 1985; Rees, 1995; Vieira, 1999).

Com o objetivo de comparar os valores de K obtidos nas baterias para uma mesma umidade ou potencial matricial, determinaram-se as faixas de umidade/potencial matricial ocorridas no campo tanto nos dois experimentos (com e sem evaporação), organizando-se os pares de dados K_θ e K_{ψ_m} dos por bateria e por profundidade. Em função disso, alguns valores de θ e ψ_m foram escolhidos para análise. Os valores de condutividade hidráulica para esses valores de umidade e de potencial matricial foram estimados por interpolação linear entre os obtidos para os valores de ψ_m ou de θ adjacentes, como exemplificado na Figura 6.

Figura 6 – Exemplo da obtenção dos valores interpolados para análise comparativa

Após, cada conjunto de valores de condutividade hidráulica correspondente a um valor fixado de ψ_m ou θ foi submetido a uma análise estatística descritiva dos dados transformados logaritmicamente.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Experimento sem evaporação

No período experimental, entre 03 de outubro e 22 de novembro de 2001, várias chuvas de intensidade e volume variados ocorreram, não afetando, no entanto, as observações realizadas. O período utilizado para análise compreendeu um total de 19 datas.

No Apêndice 1 apresentam-se os tempos de observação e respectivos potenciais matriciais, além da umidade e condutividade hidráulica do solo calculadas para as cinco profundidades de todas as baterias. Em algumas baterias houve falha dos tensiômetros, não sendo possível a medida do potencial matricial em algumas profundidades (por exemplo, Baterias 21, 29, 37). Nos casos em que havia menos que quatro leituras de potencial não foi possível o ajuste de $\psi_t \times z$ e, conseqüentemente, não resultou em estimativa de condutividade hidráulica (por exemplo, Baterias 5 e 7).

4.1.1 Ajuste dos valores de umidade versus tempo ($\theta \times t$)

Os valores de umidade durante o período de observação (19 datas), para cada profundidade de cada bateria de observação, calculados pela Equação 12, foram ajustados às equações 13a, 13b ou 13c.

O R^2 médio desses ajustes foi de 0,85 (Profundidade A), 0,86 (Profundidade B), 0,84 (Profundidade C), 0,87 (Profundidade D) e 0,81 (Profundidade E).

A Equação 13b foi utilizada em cerca de 94% dos casos (Tabela 2). A Figura 7 mostra um exemplo de ajuste para cada equação, em diferentes baterias e profundidades, podendo-se observar o bom ajuste aos dados.

Tabela 2. Frequência de utilização das equações de ajuste 13a, 13b e 13c para os valores de $\theta \times t$, por profundidade

Equações	Frequência (%) por Profundidade				
	A	B	C	D	E
$\theta = n_z t^{m_z}$ (22a)	0	7	0	0	0
$\theta = n_z + m_z t^{0,5}$ (22b)	93	79	96	100	100
$\theta = n_z + m_z \ln t$ (22c)	7	14	4	0	0

Figura 7 – Exemplo da utilização das Equações 13a (Bateria 16, Prof. B), 13b (Bateria 2, Profundidade C) e 13c (Bateria 45, Profundidade A) no ajuste dos valores de $\theta \times t$

A frequência acumulada dos valores de R^2 das três equações de ajuste é mostrada na Figura 8. Pode-se observar que a Profundidade B apresentou a maior porcentagem de valores de R^2 (60%) acima de 0,90, seguido da Profundidade D (50%), Profundidade A (40%) e Profundidades C e E (30%). Nas Profundidades A, B e C observa-se em, alguns casos, a ocorrência de valores muito baixos de R^2 , enquanto que as Profundidades D e E apresentaram maior porcentagem de valores de R^2 abaixo de 0,80 (30 e 40%, respectivamente).

Figura 8 – Frequência acumulada do R^2 de ajuste das equações 13a, 13b e 13c para as profundidades A, B, C, D e E

4.1.2 Ajuste dos valores de potencial total versus profundidade ($\psi_t \times z$)

O ajuste da Equação 15 aos valores de potencial total observados em cada data e bateria nas cinco profundidades apresentou um R^2 médio de 0,92. Dois exemplos de conjuntos de dados com curvas ajustadas são dados na Figura 9.

Figura 9 – Exemplo da utilização da Equação 15 (Baterias 1 e 38, às 31,1 e 1003,4 horas, respectivamente) no ajuste dos valores de $\psi_t \times z$

Todos os valores de R^2 foram maiores que 0,50 (Figura 10), sendo que apenas 10% dos valores estão abaixo de 0,80 e 20% entre 0,80 e 0,90. Portanto, 70% dos valores de R^2 estão acima de 0,90, confirmando o ótimo ajuste da Equação 15 à maioria dos conjuntos de valores de $\psi_t - z$.

Figura 10 – Frequência acumulada do R^2 de ajuste da Equação 15 para todos os tempos e profundidades observados

4.1.3 Condutividade hidráulica determinada

Como os ajustes das Equações 13a, 13b, 13c e 15 aos dados experimentais foram, em geral, excelentes, pôde-se proceder ao cálculo da condutividade hidráulica. Foram obtidos aproximadamente 900 valores de condutividade hidráulica (K_t , cm h⁻¹) para cada profundidade no experimento

sem evaporação, bem como as respectivas umidades e potenciais matriciais (Apêndice 1), e que foram submetidos a uma análise estatística exploratória. Nas Tabelas 3 a 7 apresentam-se os resultados da estatística descritiva dos parâmetros hidráulicos observados nas cinco profundidades, nas 19 datas de observação.

Apresentam-se a umidade e o potencial matricial (médias e desvio padrão), bem como as medidas de tendência central (média e mediana), medidas de dispersão (desvio padrão e variância), assimetria e curtose da condutividade hidráulica.

A faixa de umidade avaliada foi, em média, maior nas camadas superficiais (em torno de 7%) do que em profundidade ($\pm 4\%$). O desvio padrão dos valores de umidade foi maior (entre 0,04 e 0,03) nas profundidades A e B que nas demais (entre 0,02 e 0,01); o potencial matricial apresentou um maior desvio padrão na profundidade E (aproximadamente 15 cm) em relação às demais (entre 9 e 6,5cm).

Observam-se coeficientes de variação da ordem de 100% ou mais na camada superficial, enquanto que nas camadas mais profundas os valores são ligeiramente inferiores (em torno de 50%). Essa observação está de acordo com o reportado por Cadima et al. (1980).

Para verificar a normalidade da distribuição dos dados foi aplicado o Teste de Shapiro-Wilk (Shapiro & Wilk, 1965), o qual foi proposto para amostras de tamanho $n \leq 50$ (Lawless, 1982), e que se aplicou muito bem ao conjunto de dados obtidos neste trabalho.

Pode-se observar nessas tabelas que, de um modo geral, a razão média/mediana está acima de 1,0, com algumas exceções nas últimas duas profundidades. A mediana é o valor da abscissa que divide o histograma de uma distribuição em duas partes iguais, portanto é uma medida que indica a simetria da distribuição dos dados, não sendo influenciada por valores extremos como a média (Vieira, 1999). Isso mostra que, dentre os valores obtidos de condutividade hidráulica, existem valores extremos que fazem com que a média seja maior ou menor que a mediana. Em uma distribuição normal, a razão média/mediana equivale a 1, o que indica que os dados obtidos não possuem esse tipo de distribuição.

Outros indicativos da não-normalidade dos dados são a assimetria, significativamente positiva em todos os casos de acordo com o relatado por Parkin & Robinson (1993) para variáveis ambientais, e os valores relativamente baixos do teste de Shapiro-Wilk. A não normalidade para valores de condutividade hidráulica não saturada foi também verificada por outros autores (Bosch & West, 1998; Shouse & Mohanty, 1998; Lu & Zhang, 2002). Como a comparação de valores de desvio padrão e de coeficiente de variação baseiam-se na hipótese da normalidade, procedeu-se à transformação logarítmica dos dados em uma tentativa de normalizá-los para a análise das medidas de dispersão (Tabelas 8 a 12).

Tabela 3. Estatística descritiva para dados *originais* da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade A

Tempo (h)	Dia	N	Umidade ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)		Potencial Matricial (cm)		Condutividade Hidráulica (cm h^{-1})							Teste Shapiro-Wilk
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média ($\times 10^{-3}$)	Mediana ($\times 10^{-3}$)	Média Mediana	Coefficiente de Variação (%)	Desvio Padrão ($\times 10^{-3}$)	Assimetria	Curtose	
9,0	1	42	0,308	0,0426	-56,3	4,39	22,32	20,45	1,09	65,27	14,57	2,02	5,87	0,827
31,3	2	43	0,303	0,0422	-57,0	4,52	10,86	7,10	1,53	112,73	12,24	4,40	24,21	0,585
67,8	3	41	0,296	0,0429	-58,8	4,63	7,70	4,55	1,69	142,51	10,98	4,56	24,76	0,532
114,8	4	40	0,287	0,0423	-61,4	4,40	6,23	3,87	1,61	126,61	7,88	4,11	21,22	0,592
162,5	5	42	0,282	0,0408	-63,6	4,55	5,05	2,41	2,10	131,94	6,67	4,50	24,78	0,549
209,7	6	43	0,277	0,0401	-66,1	4,88	3,57	2,06	1,73	72,55	2,59	0,62	-0,80	0,889
260,5	7	44	0,278	0,0462	-66,7	11,41	3,47	3,06	1,13	114,89	3,98	4,02	21,49	0,626
309,8	8	43	0,275	0,0458	-69,0	11,20	3,63	3,01	1,21	103,56	3,76	3,54	17,89	0,681
355,0	9	43	0,272	0,0452	-71,2	11,05	3,00	2,43	1,23	72,28	2,17	0,54	-0,93	0,895
416,8	10	43	0,268	0,0445	-74,3	10,93	3,06	3,09	0,99	64,97	1,99	0,44	-0,19	0,944
477,3	11	42	0,264	0,0445	-77,4	11,00	3,05	2,93	1,04	71,39	2,18	0,78	0,77	0,925
522,6	12	43	0,261	0,0436	-79,5	10,93	2,43	1,35	1,81	85,18	2,07	1,21	0,99	0,851
582,9	13	41	0,258	0,0441	-82,5	11,23	3,01	3,18	0,95	72,91	2,20	0,41	-0,97	0,915
643,8	14	38	0,254	0,0451	-85,7	11,82	3,50	3,35	1,04	79,42	2,78	0,95	0,64	0,904
679,4	15	40	0,254	0,0437	-87,3	11,72	2,88	2,36	1,22	87,23	2,51	1,68	3,72	0,839
741,5	16	35	0,252	0,0388	-90,8	11,34	2,56	2,65	0,97	71,95	1,84	1,40	4,08	0,891
825,1	17	34	0,249	0,0390	-95,1	11,92	2,07	1,83	1,13	73,75	1,53	0,58	-0,52	0,916
907,2	18	38	0,241	0,0414	-99,5	12,20	2,23	1,67	1,33	78,55	1,75	1,35	1,49	0,868
1003,4	19	38	0,238	0,0410	-104,5	12,99	2,08	1,53	1,36	77,80	1,62	1,29	1,07	0,861
			Média	0,0428		9,32			1,33	89,76	4,49	2,02	7,87	0,794

Tabela 4. Estatística descritiva para dados *originais* da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade B

Tempo (h)	Dia	N	Umidade ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)		Potencial Matricial (cm)		Condutividade Hidráulica (cm h^{-1})							Teste Shapiro-Wilk
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média ($\times 10^{-3}$)	Mediana ($\times 10^{-3}$)	Média Mediana	Coefficiente de Variação (%)	Desvio Padrão ($\times 10^{-3}$)	Assimetria	Curtose	
9,0	1	26	0,290	0,0321	-45,0	5,06	42,59	20,44	2,08	110,08	46,89	2,15	4,20	0,641
31,3	2	42	0,283	0,0283	-45,8	4,89	14,00	9,55	1,47	88,81	12,43	2,21	5,03	0,732
67,8	3	40	0,275	0,0277	-48,1	4,65	8,70	7,13	1,22	83,80	7,29	2,73	8,56	0,703
114,8	4	39	0,267	0,0280	-51,0	4,52	6,59	5,44	1,21	73,89	4,87	2,29	6,09	0,753
162,5	5	40	0,264	0,0286	-53,5	4,49	5,45	4,43	1,23	70,29	3,83	2,16	6,08	0,802
209,7	6	41	0,261	0,0285	-56,0	4,52	4,03	3,65	1,10	49,84	2,01	0,69	0,21	0,944
260,5	7	42	0,259	0,0296	-58,4	5,17	3,34	2,83	1,18	62,39	2,08	2,06	7,83	0,852
309,8	8	41	0,255	0,0301	-61,0	5,60	3,34	2,81	1,19	63,64	2,12	1,57	4,12	0,887
355,0	9	41	0,253	0,0304	-63,4	6,00	3,01	2,66	1,13	55,05	1,66	1,11	1,55	0,904
416,8	10	41	0,250	0,0308	-66,7	6,62	2,92	3,01	0,97	52,33	1,53	0,42	-0,12	0,956
477,3	11	40	0,247	0,0310	-70,1	7,24	2,91	2,87	1,01	58,63	1,71	0,87	0,86	0,937
522,6	12	41	0,246	0,0314	-72,3	7,81	2,50	2,07	1,21	67,21	1,68	1,79	4,64	0,863
582,9	13	40	0,243	0,0317	-75,7	8,54	2,78	2,58	1,07	71,58	1,99	1,68	3,98	0,858
643,8	14	37	0,239	0,0321	-78,9	9,61	3,23	2,71	1,19	80,86	2,61	1,95	5,51	0,828
679,4	15	39	0,240	0,0331	-80,6	9,89	2,61	2,55	1,03	71,65	1,87	1,80	4,16	0,839
741,5	16	34	0,237	0,0281	-84,4	8,70	2,31	2,07	1,12	59,99	1,39	0,86	0,61	0,943
825,1	17	33	0,234	0,0291	-88,9	9,76	1,87	1,66	1,13	58,99	1,11	1,30	3,54	0,921
907,2	18	36	0,231	0,0323	-93,7	11,35	2,24	1,61	1,39	96,39	2,16	3,05	10,67	0,654
1003,4	19	37	0,228	0,0323	-98,8	12,38	2,06	1,62	1,27	74,54	1,54	1,50	1,59	0,825
			Média	0,0303		7,20			1,22	71,05	5,30	1,69	4,16	0,834

Tabela 5. Estatística descritiva para dados *originais* da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade C

Tempo (h)	Dia	N	Umidade ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)		Potencial Matricial (cm)		Condutividade Hidráulica (cm h^{-1})							Teste Shapiro-Wilk
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média ($\times 10^{-3}$)	Mediana ($\times 10^{-3}$)	Média Mediana	Coefficiente de Variação (%)	Desvio Padrão ($\times 10^{-3}$)	Assimetria	Curtose	
9,0	1	43	0,279	0,0183	-41,9	5,16	28,27	17,63	1,60	99,65	28,17	2,51	5,88	0,606
31,3	2	44	0,277	0,0183	-42,8	4,82	12,62	10,00	1,26	66,41	8,38	2,34	6,47	0,758
67,8	3	41	0,272	0,0173	-45,0	4,60	8,77	7,90	1,11	63,96	5,61	2,54	8,30	0,763
114,8	4	41	0,266	0,0164	-47,7	4,62	6,68	5,96	1,12	57,81	3,86	2,14	6,26	0,815
162,5	5	43	0,263	0,0172	-49,8	4,92	5,67	5,12	1,11	53,14	3,02	1,65	3,66	0,850
209,7	6	43	0,260	0,0173	-52,3	4,98	4,26	3,90	1,09	41,92	1,79	0,65	0,40	0,923
260,5	7	44	0,258	0,0188	-54,7	5,21	3,41	3,29	1,04	46,26	1,58	1,25	3,83	0,922
309,8	8	44	0,256	0,0191	-57,2	5,45	3,33	3,09	1,08	46,97	1,57	1,03	2,22	0,938
355,0	9	44	0,254	0,0194	-59,5	5,72	3,15	3,06	1,03	44,20	1,39	0,96	2,08	0,929
416,8	10	44	0,251	0,0198	-62,6	6,15	2,98	2,85	1,04	42,73	1,27	0,42	0,39	0,967
477,3	11	43	0,248	0,0203	-65,8	6,68	2,95	2,93	1,01	47,43	1,40	0,89	1,65	0,946
522,6	12	44	0,247	0,0205	-68,0	7,03	2,64	2,44	1,08	51,24	1,35	1,63	4,52	0,866
582,9	13	42	0,244	0,0214	-71,1	7,68	2,79	2,41	1,16	60,93	1,70	2,02	6,15	0,846
643,8	14	38	0,241	0,0225	-74,1	8,56	3,17	2,71	1,17	74,33	2,35	2,43	8,47	0,795
679,4	15	40	0,241	0,0224	-76,0	8,70	2,65	2,44	1,08	60,28	1,60	1,93	5,10	0,825
741,5	16	35	0,237	0,0200	-80,2	7,22	2,27	2,06	1,10	53,10	1,21	1,34	3,11	0,911
825,1	17	34	0,234	0,0210	-84,6	8,11	1,92	1,86	1,03	47,13	9,04	0,97	3,12	0,943
907,2	18	38	0,231	0,0214	-88,7	8,90	2,32	1,94	1,19	83,09	1,93	3,55	15,18	0,612
1003,4	19	38	0,228	0,0215	-94,0	9,64	2,14	1,79	1,19	68,13	1,46	2,05	4,92	0,774
			Média	0,0196		6,53			1,13	58,35	3,71	1,70	4,83	0,842

Tabela 6. Estatística descritiva para dados *originais* da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade D

Tempo (h)	Dia	N	Umidade ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)		Potencial Matricial (cm)		Condutividade Hidráulica (cm h^{-1})							Teste Shapiro-Wilk
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média ($\times 10^{-3}$)	Mediana ($\times 10^{-3}$)	Média Mediana	Coefficiente de Variação (%)	Desvio Padrão ($\times 10^{-3}$)	Assimetria	Curtose	
9,0	1	43	0,290	0,0145	-36,5	6,14	24,59	16,74	1,47	86,89	21,36	2,54	6,10	0,612
31,3	2	44	0,287	0,0135	-37,5	6,19	11,94	10,53	1,13	54,76	6,54	2,03	4,97	0,810
67,8	3	41	0,282	0,0117	-39,8	5,81	8,78	8,21	1,07	54,03	4,75	1,84	4,50	0,841
114,8	4	40	0,278	0,0114	-42,4	5,86	6,68	6,38	1,05	47,88	3,20	1,58	3,85	0,886
162,5	5	42	0,276	0,0119	-44,7	5,87	5,81	5,41	1,07	45,63	2,65	1,05	1,32	0,923
209,7	6	43	0,274	0,0115	-47,0	5,94	4,39	4,20	1,05	38,36	1,68	0,60	0,51	0,952
260,5	7	43	0,271	0,0114	-49,6	6,12	3,56	3,37	1,06	39,20	1,40	1,03	2,33	0,932
309,8	8	42	0,269	0,0113	-52,3	6,39	3,43	3,41	1,01	39,67	1,36	0,70	0,97	0,964
355,0	9	42	0,267	0,0113	-54,6	6,64	3,27	3,30	0,99	39,11	1,28	0,76	1,61	0,955
416,8	10	42	0,265	0,0113	-57,8	7,03	3,04	2,87	1,06	37,83	1,15	0,66	1,02	0,969
477,3	11	41	0,263	0,0113	-61,0	7,55	3,04	3,07	0,99	42,08	1,28	0,94	2,23	0,957
522,6	12	42	0,261	0,0115	-63,2	7,82	2,76	2,57	1,07	43,97	1,21	1,32	2,55	0,892
582,9	13	40	0,260	0,0117	-66,1	8,27	2,83	2,71	1,04	53,62	1,52	2,04	6,68	0,849
643,8	14	36	0,257	0,0116	-69,6	8,91	3,16	2,72	1,16	68,71	2,17	2,58	9,23	0,777
679,4	15	38	0,256	0,0125	-71,4	8,86	2,68	2,40	1,12	57,24	1,53	2,35	7,23	0,776
741,5	16	34	0,254	0,0123	-75,1	9,46	2,29	2,12	1,08	51,72	1,18	1,63	4,78	0,890
825,1	17	33	0,252	0,0129	-79,4	10,37	1,97	1,84	1,07	43,95	0,87	0,64	0,79	0,964
907,2	18	37	0,250	0,0133	-82,4	11,09	2,31	1,95	1,18	76,08	1,76	3,69	16,79	0,622
1003,4	19	37	0,248	0,0134	-87,7	11,94	2,17	1,71	1,27	69,41	1,51	2,76	10,36	0,740
			Média	0,0121		7,70			1,10	52,11	3,07	1,62	4,62	0,858

Tabela 7. Estatística descritiva para dados *originais* da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade E

Observações em 16 tempos, para a profundidade L														
Tempo (h)	Dia	N	Umidade (cm ³ cm ⁻³)		Potencial Matricial (cm)		Condutividade Hidráulica (cm h ⁻¹)						Teste Shapiro- -Wilk	
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média (x10 ⁻³)	Mediana (x10 ⁻³)	Média Mediana	Coefficiente de Variação (%)	Desvio Padrão (x10 ⁻³)	Assimetria		Curtose
9,0	1	44	0,304	0,0168	-37,4	13,86	22,43	16,78	1,34	79,70	17,87	2,53	6,35	0,654
31,3	2	45	0,301	0,0133	-36,4	8,16	11,58	10,62	1,09	51,70	5,99	1,54	2,55	0,862
67,8	3	42	0,297	0,0128	-38,4	8,42	8,91	8,38	1,06	54,15	4,83	1,30	1,68	0,878
114,8	4	41	0,292	0,0146	-42,9	14,31	6,67	6,67	1,00	46,67	3,11	0,88	1,31	0,941
162,5	5	43	0,289	0,0138	-45,0	14,05	5,88	5,74	1,03	46,68	2,75	0,60	0,18	0,959
209,7	6	44	0,286	0,0134	-47,4	13,93	4,44	4,33	1,03	41,31	1,84	0,47	0,60	0,973
260,5	7	45	0,284	0,0135	-49,7	14,00	3,56	3,47	1,03	44,46	1,58	0,71	1,30	0,958
309,8	8	44	0,282	0,0134	-52,2	14,29	3,41	3,31	1,03	44,34	1,51	0,33	-0,10	0,977
355,0	9	44	0,280	0,0133	-54,5	14,45	3,25	3,33	0,98	43,79	1,42	0,31	0,27	0,969
416,8	10	44	0,278	0,0133	-57,7	14,72	2,98	2,91	1,02	43,52	1,30	0,55	0,85	0,962
477,3	11	43	0,275	0,0134	-60,8	15,21	3,01	2,78	1,08	47,96	1,44	0,67	1,07	0,959
522,6	12	44	0,274	0,0133	-63,1	15,31	2,73	2,64	1,03	45,94	1,26	0,79	1,06	0,930
582,9	13	42	0,272	0,0137	-65,8	15,91	2,75	2,75	1,00	54,19	1,49	1,57	4,64	0,892
643,8	14	38	0,269	0,0139	-69,1	16,11	3,02	2,59	1,17	68,61	2,07	2,40	8,26	0,803
679,4	15	40	0,269	0,0143	-71,0	15,49	2,60	2,39	1,09	60,10	1,57	2,24	7,21	0,796
741,5	16	35	0,267	0,0130	-74,3	17,16	2,25	2,12	1,06	54,16	1,22	1,63	5,23	0,889
825,1	17	34	0,264	0,0134	-78,7	17,99	1,97	1,82	1,08	47,51	0,94	0,71	0,66	0,956
907,2	18	38	0,262	0,0135	-81,7	17,43	2,24	2,02	1,11	73,48	1,65	3,53	16,37	0,665
1003,4	19	38	0,260	0,0138	-86,7	18,15	2,15	1,79	1,20	74,63	1,61	3,06	13,04	0,725
			Média	0,0137		14,70			1,08	53,84	2,92	1,36	3,82	0,881

A análise estatística dos conjuntos de valores do logaritmo da condutividade hidráulica nos 19 tempos é apresentada nas Tabelas 8 a 12, para as cinco profundidades.

Nota-se que, após a transformação logarítmica dos dados, a razão média/mediana tornou-se bem próxima da unidade, indicando a simetria dos dados (Spiegel, 1985). A análise de medidas de dispersão, como o coeficiente de variação e o desvio padrão, mostra que os dados originais possuem uma maior dispersão ao redor da média dos valores de condutividade hidráulica (acima de 50%) do que os valores transformados (entre 9 e 16% em média), mostrando a maior variabilidade dos dados (Vieira, 1999).

Ainda, para a confirmação da simetria dos dados, podem-se analisar os coeficientes de assimetria e curtose das Tabelas 3 a 12. Observa-se que, para dados não transformados (Tabelas 3 a 7), os valores de assimetria são positivos e muito maiores que zero, indicando uma distribuição assimétrica à direita. A verificação da simetria foi feita também visualmente, por

histogramas de distribuição como mostrados no exemplo das Figuras 11 e 12. Para os dados transformados (Tabelas 8 a 12) os valores de assimetria tornam-se, na sua maioria, negativos, mas próximos de zero, o que indica uma distribuição levemente assimétrica à esquerda.

Tabela 8. Estatística descritiva para dados *transformados* da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade A

Medidas observadas em 19 tempos, para a profundidade A														
Tempo (h)	Dia	N	Umidade (m ³ m ⁻³)		Potencial Matricial (m)		Ln (Condutividade Hidráulica) (cm h ⁻¹)							Teste Shapiro -Wilk
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média	Mediana	Média Mediana	Coefficiente de Variação (%)	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	
9,0	1	42	0,308	0,0426	-56,3	4,39	-4,00	-3,89	1,03	17,24	0,69	-0,94	2,37	0,936
31,3	2	43	0,303	0,0422	-57,0	4,52	-4,88	-4,95	0,99	17,44	0,85	-0,16	0,93	0,973
67,8	3	41	0,296	0,0429	-58,8	4,63	-5,36	-5,39	0,99	18,19	0,97	0,05	0,92	0,972
114,8	4	40	0,287	0,0423	-61,4	4,40	-5,58	-5,58	1,00	18,98	1,06	-0,45	1,03	0,942
162,5	5	42	0,282	0,0408	-63,6	4,55	-5,73	-6,03	0,95	16,14	0,93	0,17	0,52	0,963
209,7	6	43	0,277	0,0401	-66,1	4,88	-5,95	-6,19	0,96	14,53	0,86	-0,41	-0,46	0,933
260,5	7	44	0,278	0,0462	-66,7	11,41	-6,13	-5,79	1,06	17,35	1,06	-0,67	1,10	0,938
309,8	8	43	0,275	0,0458	-69,0	11,20	-6,08	-5,80	1,05	18,20	1,11	-0,95	1,37	0,912
355,0	9	43	0,272	0,0452	-71,2	11,05	-6,14	-6,02	1,02	14,77	0,91	-0,58	-0,13	0,932
416,8	10	43	0,268	0,0445	-74,3	10,93	-6,10	-5,78	1,06	15,44	0,94	-1,10	0,94	0,894
477,3	11	42	0,264	0,0445	-77,4	11,00	-6,15	-5,84	1,05	16,03	0,98	-0,99	0,95	0,910
522,6	12	43	0,261	0,0436	-79,5	10,93	-6,43	-6,61	0,97	16,01	1,03	-0,91	1,84	0,929
582,9	13	41	0,258	0,0441	-82,5	11,23	-6,19	-5,75	1,08	16,36	1,01	-0,64	-0,71	0,905
643,8	14	38	0,254	0,0451	-85,7	11,82	-6,09	-5,70	1,07	17,77	1,08	-0,71	-0,44	0,919
679,4	15	40	0,254	0,0437	-87,3	11,72	-6,23	-6,06	1,03	15,11	0,94	-0,24	-0,79	0,959
741,5	16	35	0,252	0,0388	-90,8	11,34	-6,29	-5,93	1,06	14,90	0,94	-0,93	0,37	0,909
825,1	17	34	0,249	0,0390	-95,1	11,92	-6,60	-6,30	1,05	17,54	1,16	-1,60	4,06	0,866
907,2	18	38	0,241	0,0414	-99,5	12,20	-6,46	-6,39	1,01	16,06	1,04	-1,98	7,74	0,860
1003,4	19	38	0,238	0,0410	-104,5	12,99	-6,53	-6,49	1,01	15,90	1,04	-2,01	7,85	0,856
			Média	0,0428		9,32			1,02	16,52	0,98	-0,79	1,55	0,921

Tabela 9. Estatística descritiva para dados *transformados* da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade B

Tempo (h)	Dia	N	Umidade (cm ³ cm ⁻³)		Potencial Matricial (cm)		Ln (Condutividade Hidráulica) (cm h ⁻¹)							Teste Shapiro- Wilk
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média	Mediana	Coeficiente de Variação (%)		Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	
									Média Mediana					
9,0	1	26	0,290	0,0321	-45,0	5,06	-3,53	-3,89	0,91	22,22	0,78	1,28	0,43	0,808
31,3	2	42	0,283	0,0283	-45,8	4,89	-4,55	-4,65	0,98	16,62	0,76	-0,02	1,22	0,955
67,8	3	40	0,275	0,0277	-48,1	4,65	-4,98	-4,94	1,01	13,60	0,68	0,14	0,96	0,969
114,8	4	39	0,267	0,0280	-51,0	4,52	-5,24	-5,21	1,00	12,94	0,68	-0,36	1,30	0,944
162,5	5	40	0,264	0,0286	-53,5	4,49	-5,41	-5,42	1,00	11,81	0,64	-0,11	0,57	0,963
209,7	6	41	0,261	0,0285	-56,0	4,52	-5,65	-5,61	1,01	10,13	0,57	-0,80	0,65	0,929
260,5	7	42	0,259	0,0296	-58,4	5,17	-5,90	-5,87	1,01	11,83	0,70	-1,01	1,54	0,906
309,8	8	41	0,255	0,0301	-61,0	5,60	-5,92	-5,88	1,01	12,34	0,73	-0,96	1,36	0,921
355,0	9	41	0,253	0,0304	-63,4	6,00	-5,97	-5,93	1,01	10,43	0,62	-0,85	1,08	0,915
416,8	10	41	0,250	0,0308	-66,7	6,62	-6,01	-5,80	1,04	11,31	0,68	-1,09	0,78	0,886
477,3	11	40	0,247	0,0310	-70,1	7,24	-6,04	-5,85	1,03	11,74	0,71	-0,88	0,52	0,921
522,6	12	41	0,246	0,0314	-72,3	7,81	-6,21	-6,18	1,00	11,72	0,73	-0,90	1,91	0,948
582,9	13	40	0,243	0,0317	-75,7	8,54	-6,14	-5,96	1,03	12,36	0,76	-0,45	-0,11	0,959
643,8	14	37	0,239	0,0321	-78,9	9,61	-6,04	-5,91	1,02	13,86	0,84	-0,36	-0,30	0,958
679,4	15	39	0,240	0,0331	-80,6	9,89	-6,18	-5,97	1,04	11,78	0,73	-0,42	0,27	0,969
741,5	16	34	0,237	0,0281	-84,4	8,70	-6,28	-6,18	1,02	11,75	0,74	-1,08	1,86	0,937
825,1	17	33	0,234	0,0291	-88,9	9,76	-6,50	-6,40	1,01	12,17	0,79	-1,87	5,79	0,865
907,2	18	36	0,231	0,0323	-93,7	11,35	-6,41	-6,43	1,00	13,24	0,85	-1,22	6,35	0,877
1003,4	19	37	0,228	0,0323	-98,8	12,38	-6,46	-6,42	1,01	13,21	0,85	-1,50	5,79	0,888
			Média	0,0303		7,20			1,01	12,90	0,73	-0,66	1,68	0,922

Tabela 10. Estatística descritiva para dados *transformados* da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade C

Mudança observada em 10 tempos, para a profundidade 0														
Tempo (h)	Dia	N	Umidade (cm ³ cm ⁻³)		Potencial Matricial (cm)		Ln (Condutividade Hidráulica) (cm h ⁻¹)							
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média	Mediana	Média Mediana	Coefficiente de Variação (%)	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Teste Shapiro- -Wilk
9,0	1	43	0,279	0,01834	-41,9	5,16	-3,84	-4,04	0,95	17,12	0,66	1,40	1,50	0,833
31,3	2	44	0,277	0,01834	-42,8	4,82	-4,53	-4,60	0,98	11,81	0,53	0,55	0,84	0,960
67,8	3	41	0,272	0,01733	-45,0	4,60	-4,88	-4,84	1,01	10,80	0,53	0,32	1,03	0,980
114,8	4	41	0,266	0,01637	-47,7	4,62	-5,15	-5,12	1,00	10,57	0,54	-0,45	2,07	0,954
162,5	5	43	0,263	0,01718	-49,8	4,92	-5,30	-5,27	1,01	10,18	0,54	-0,74	2,49	0,932
209,7	6	43	0,260	0,01734	-52,3	4,98	-5,56	-5,55	1,00	8,83	0,49	-1,29	3,45	0,895
260,5	7	44	0,258	0,01880	-54,7	5,21	-5,80	-5,72	1,01	9,37	0,54	-1,40	3,83	0,897
309,8	8	44	0,256	0,01910	-57,2	5,45	-5,83	-5,78	1,01	9,53	0,56	-1,36	3,72	0,908
355,0	9	44	0,254	0,01938	-59,5	5,72	-5,87	-5,79	1,01	8,96	0,53	-1,46	4,11	0,885
416,8	10	44	0,251	0,01979	-62,6	6,15	-5,93	-5,86	1,01	9,10	0,54	-1,50	3,45	0,887
477,3	11	43	0,248	0,02033	-65,8	6,68	-5,96	-5,83	1,02	9,61	0,57	-1,33	3,07	0,908
522,6	12	44	0,247	0,02053	-68,0	7,03	-6,07	-6,02	1,01	9,55	0,58	-1,45	4,91	0,883
582,9	13	42	0,244	0,02135	-71,1	7,68	-6,05	-6,03	1,00	10,29	0,62	-0,89	3,00	0,949
643,8	14	38	0,241	0,02251	-74,1	8,56	-5,98	-5,91	1,01	11,66	0,70	-0,46	1,58	0,977
679,4	15	40	0,241	0,02244	-76,0	8,70	-6,10	-6,01	1,01	10,26	0,63	-1,00	3,35	0,927
741,5	16	35	0,237	0,02004	-80,2	7,22	-6,25	-6,18	1,01	10,62	0,66	-1,89	6,78	0,861
825,1	17	34	0,234	0,02100	-84,6	8,11	-6,41	-6,29	1,02	10,55	0,68	-2,46	9,34	0,796
907,2	18	38	0,231	0,02140	-88,7	8,90	-6,30	-6,24	1,01	12,09	0,76	-1,93	10,36	0,778
1003,4	19	38	0,228	0,02154	-94,0	9,64	-6,37	-6,32	1,01	12,22	0,78	-2,11	9,68	0,799
			Média	0,0196		6,53			1,01	10,69	0,60	-1,02	4,13	0,895

Tabela 11. Estatística descritiva para dados *transformados* da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade D

Mudança observada em 15 tempos, para a profundidade B														
Tempo (h)	Dia	N	Umidade (cm ³ cm ⁻³)		Potencial Matricial (cm)		Ln (Condutividade Hidráulica) (cm h ⁻¹)						Teste Shapiro- -Wilk	
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média	Mediana	Média Mediana	Coefficiente de Variação (%)	Desvio Padrão	Assimetria		Curtose
9,0	1	43	0,290	0,0145	-36,5	6,14	-3,92	-4,09	0,96	14,88	0,58	1,43	1,75	0,834
31,3	2	44	0,287	0,0135	-37,5	6,19	-4,54	-4,55	1,00	10,23	0,46	0,48	0,60	0,973
67,8	3	41	0,282	0,0117	-39,8	5,81	-4,85	-4,80	1,01	10,07	0,49	0,14	0,30	0,976
114,8	4	40	0,278	0,0114	-42,4	5,86	-5,11	-5,05	1,01	9,05	0,46	-0,23	0,94	0,980
162,5	5	42	0,276	0,0119	-44,7	5,87	-5,25	-5,22	1,01	9,28	0,49	-0,82	2,41	0,949
209,7	6	43	0,274	0,0115	-47,0	5,94	-5,51	-5,47	1,01	7,93	0,44	-1,19	3,43	0,923
260,5	7	43	0,271	0,0114	-49,6	6,12	-5,72	-5,69	1,00	7,58	0,43	-1,22	4,38	0,922
309,8	8	42	0,269	0,0113	-52,3	6,39	-5,76	-5,68	1,01	7,72	0,44	-1,06	2,93	0,945
355,0	9	42	0,267	0,0113	-54,6	6,64	-5,81	-5,71	1,02	7,75	0,45	-1,32	4,04	0,918
416,8	10	42	0,265	0,0113	-57,8	7,03	-5,88	-5,85	1,00	7,33	0,43	-1,25	3,94	0,929
477,3	11	41	0,263	0,0113	-61,0	7,55	-5,89	-5,79	1,02	8,03	0,47	-1,12	3,12	0,939
522,6	12	42	0,261	0,0115	-63,2	7,82	-5,99	-5,96	1,00	7,64	0,46	-0,84	3,15	0,936
582,9	13	40	0,260	0,0117	-66,1	8,27	-5,99	-5,91	1,01	8,77	0,53	-0,68	2,83	0,957
643,8	14	36	0,257	0,0116	-69,6	8,91	-5,93	-5,91	1,00	10,03	0,59	-0,07	1,41	0,983
679,4	15	38	0,256	0,0125	-71,4	8,86	-6,05	-6,03	1,00	8,70	0,53	-0,53	3,23	0,936
741,5	16	34	0,254	0,0123	-75,1	9,46	-6,22	-6,16	1,01	9,33	0,58	-1,42	5,10	0,903
825,1	17	33	0,252	0,0129	-79,4	10,37	-6,34	-6,30	1,01	8,62	0,55	-1,66	5,29	0,888
907,2	18	37	0,250	0,0133	-82,4	11,09	-6,25	-6,24	1,00	10,19	0,64	-1,26	8,39	0,834
1003,4	19	37	0,248	0,0134	-87,7	11,94	-6,32	-6,37	0,99	10,55	0,67	-1,35	6,92	0,869
			Média	0,0121		7,70			1,00	9,14	0,51	-0,73	3,38	0,926

Tabela 12. Estatística descritiva para dados *transformados* da condutividade hidráulica observada em 19 tempos, para a profundidade E

Mudanças observadas em 16 tempos, para a profundidade L														
Tempo (h)	Dia	N	Umidade (cm ³ cm ⁻³)		Potencial Matricial (cm)		Ln (Condutividade Hidráulica) (cm h ⁻¹)						Teste Shapiro- -Wilk	
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média	Mediana	Média Mediana	Coefficiente de Variação (%)	Desvio Padrão	Assimetria		Curtose
9,0	1	44	0,304	0,0168	-37,4	13,86	-3,99	-4,09	0,98	14,20	0,57	1,10	1,48	0,895
31,3	2	45	0,301	0,0133	-36,4	8,16	-4,57	-4,55	1,01	10,32	0,47	0,22	0,08	0,983
67,8	3	42	0,297	0,0128	-38,4	8,42	-4,85	-4,78	1,01	10,83	0,53	-0,03	-0,25	0,971
114,8	4	41	0,292	0,0146	-42,9	14,31	-5,13	-5,01	1,02	10,15	0,52	-0,89	1,87	0,947
162,5	5	43	0,289	0,0138	-45,0	14,05	-5,26	-5,16	1,02	10,53	0,55	-1,11	2,10	0,924
209,7	6	44	0,286	0,0134	-47,4	13,93	-5,52	-5,44	1,01	9,09	0,50	-1,32	2,74	0,908
260,5	7	45	0,284	0,0135	-49,7	14,00	-5,75	-5,66	1,02	9,25	0,53	-1,21	2,21	0,908
309,8	8	44	0,282	0,0134	-52,2	14,29	-5,80	-5,71	1,02	9,29	0,54	-1,08	1,44	0,927
355,0	9	44	0,280	0,0133	-54,5	14,45	-5,85	-5,70	1,03	9,45	0,55	-1,25	1,69	0,894
416,8	10	44	0,278	0,0133	-57,7	14,72	-5,93	-5,84	1,02	9,00	0,53	-1,28	2,29	0,897
477,3	11	43	0,275	0,0134	-60,8	15,21	-5,94	-5,88	1,01	9,82	0,58	-1,13	1,58	0,909
522,6	12	44	0,274	0,0133	-63,1	15,31	-6,02	-5,94	1,01	8,92	0,54	-1,09	1,96	0,908
582,9	13	42	0,272	0,0137	-65,8	15,91	-6,04	-5,90	1,02	9,64	0,58	-0,77	1,23	0,944
643,8	14	38	0,269	0,0139	-69,1	16,11	-5,99	-5,96	1,01	10,54	0,63	-0,28	1,02	0,985
679,4	15	40	0,269	0,0143	-71,0	15,49	-6,11	-6,04	1,01	9,59	0,59	-0,61	1,70	0,933
741,5	16	35	0,267	0,0130	-74,3	17,16	-6,25	-6,16	1,01	9,70	0,61	-1,07	2,21	0,915
825,1	17	34	0,264	0,0134	-78,7	17,99	-6,36	-6,31	1,01	8,74	0,56	-1,02	1,62	0,931
907,2	18	38	0,262	0,0135	-81,7	17,43	-6,28	-6,20	1,01	10,07	0,63	-0,79	4,04	0,893
1003,4	19	38	0,260	0,0138	-86,7	18,15	-6,35	-6,33	1,00	10,64	0,68	-0,71	2,96	0,924
			Média	0,0137		14,70			1,01	9,99	0,56	-0,75	1,79	0,926

Os coeficientes de curtose dos dados transformados apresentam valores na sua maioria positivos, indicando uma distribuição leptocúrtica, ainda menores que os valores dos dados não transformados.

O coeficiente de variação dos dados transformados é bem menor que o dos dados originais e este variou de aproximadamente 15% na superfície a 10% em profundidade. Observa-se que não há uma tendência do coeficiente de variação com a umidade do solo.

Comparando-se os valores do teste de Shapiro-Wilk antes e após a transformação logarítmica dos dados observa-se que os valores de W aumentaram consideravelmente após a transformação (Tabelas 7 a 12), apresentando valores maiores que 0,80.

Segundo Lawless (1982), valores pequenos de W indicam um afastamento da normalidade. A análise dos pontos percentuais de W para o

Teste de Shapiro-Wilk para normalidade foi baseada na Tabela D-12 apresentada por Rees (1995), embora esta apresente valores de W somente para conjuntos de amostras de $n = 30$.

Figura 11 – Histogramas de freqüência e teste de Shapiro-Wilk para valores de K_t (cm h^{-1}) não transformados e transformados, para as profundidades A, B e C, e tempo de 582,9 horas

Figura 12 – Histogramas de freqüência e teste de Shapiro-Wilk para valores de K_t (cm h⁻¹) não transformados e transformados, para as profundidades D e E, e tempo de 582,9 horas

4.2 Experimento com evaporação

Durante o período desse experimento foram feitas observações do potencial matricial em 17 dias, dos quais foram analisadas 12 datas. Todas as camadas apresentaram potenciais matriciais mais negativos e umidades menores nesse experimento do que no experimento sem evaporação. Devido à ação mais intensa da evaporação na superfície do solo, esse efeito foi mais significativo na camada A.

4.2.1 Ajuste dos valores de umidade versus tempo ($\theta \times t$)

A equação linear (Equação 21) para o ajuste de $\theta \times t$, resultou em ajustes superiores aos obtidos pela Equação 13c na maioria dos casos (Tabela 13), o que justificou a sua utilização. A Figura 13 mostra um exemplo de utilização das Equações 13c e 21 nos dados desse experimento.

Tabela 13. Frequência de utilização das equações de ajuste 13c e 21 para os valores de $\theta \times t$, por profundidade

Equações	Frequência (%) por profundidade				
	A	B	C	D	E
$\theta = n_z + m_z \ln t$ (13c)	23	0	14	18	27
$\theta = n_z + m_z t$ (21)	77	100	86	82	73

Figura 13 – Exemplo da utilização das Equações 13c (Bateria 33, Prof. D) e 21 (Bateria 10, Prof. A) no ajuste dos valores de $\theta \times t$

Uma bateria (a de número 35) foi eliminada da análise por não apresentar um bom ajuste de dados a nenhuma das duas equações (13c e 21) utilizadas.

Os valores de R^2 desses ajustes foram altos em geral, principalmente nas camadas A e B (Figura 14), que apresentaram um valor médio de 0,90 e 0,88, respectivamente; para as camadas C, D e E, o valor

médio foi de 0,54, 0,54 e 0,41, respectivamente. As duas profundidades mais superficiais apresentaram valores de R^2 sempre acima de 0,80, sendo que a maioria dos valores esteve entre 0,90 e 1,0 (60 e 50%, profundidades A e B, respectivamente). As demais profundidades C, D e E apresentaram maior distribuição de valores de R^2 (entre 0,10 e 1,0), com porcentagens acumuladas de 40%, 20% e 20%, respectivamente, para valores de R^2 acima de 0,70.

Pode-se explicar os valores mais baixos de R^2 nas demais profundidades pelo fato de a umidade ter reduzido menos nessas camadas, implicando em tendências mais horizontais, menos expressivas. Ressalta-se que os valores desse experimento com evaporação foram utilizados na análise final principalmente nas camadas A e B, conforme será discutido adiante, fazendo com que os valores baixos de R^2 nas demais profundidades não prejudicaram a análise.

Figura 14 – Frequência acumulada do R^2 de ajuste das equações 13c e 21, para as profundidades A, B, C, D e E

4.2.2 Ajuste dos valores de potencial total versus profundidade (ψ_t x z)

Da mesma forma que no experimento sem evaporação, a Equação 17 ajustou-se bem aos dados experimentais com evaporação, como exemplificado na Figura 15, que ilustra o bom ajuste aos dados da Bateria 12, para todos os tempos observados.

Nota-se que a equação polinomial (Equação 17) utilizada apresentou valores de R^2 maiores que 0,8 em 10 dos 12 casos, mostrando representar bem o fenômeno estudado.

Observa-se que um Plano de Fluxo Zero (*PFZ*) determinado pelo máximo das curvas ajustadas aparece a partir de aproximadamente dois dias (Figura 15c) do início do monitoramento. Embora apenas a análise dos valores observados (e não da curva ajustada) indique um valor máximo em 0,225 m para os dois primeiros tempos, estes não foram levados em consideração por se basearem somente na observação em uma profundidade e não em cinco, como as curvas ajustadas.

Figura 15 – Exemplo da utilização da Equação 17 no ajuste dos valores de ψ_t x z da Bateria 12, para cada tempo de observação: após 0 h (a), 17,9 h (b), 47,7 h (c), 65,1 h (d), 88,5 h (e), 114,4 h (f), 137,8 h (g), 163,8 h (h), 186,8 h (i), 211,5 h (j), 282,6 h (k), 401,4 h (l)

Pelo histograma da Figura 16 pode-se observar que a distribuição de freqüência de valores de R^2 concentra-se acima de 0,60, sendo que apenas 10% dos valores estão abaixo de 0,70 e 30% estão entre 0,70 e 0,80. Portanto, 60% dos valores de R^2 estão acima de 0,80, confirmando o ótimo ajuste da Equação 15 à maioria dos valores de $\psi_t - z$. O R^2 médio observado foi de 0,82.

Figura 16 – Frequência acumulada do R^2 de ajuste da Equação 17 para todas as profundidades observadas

4.2.3 Determinação da profundidade do plano de fluxo zero

Utilizando-se os dados obtidos no ajuste $\psi_t - z$ (item 4.2.2), calculou-se o z_{PFZ} para cada tempo pela Equação 19. Os parâmetros empíricos da Equação 20 ajustada a esses valores de $z_{PFZ} \times tempo$ são listados na Tabela 14 para todas as baterias avaliadas.

Tabela 14. Parâmetros (p , q e r) da equação polinomial de segundo grau (Equação 20), e número de pontos considerados (n) para o ajuste com os valores de R^2 . Os valores em negrito levaram à desconsideração da respectiva bateria

Baterias	p	q	r	n	R^2
1	0,4458000	-7,8761	83,632	09	0,825
2	-0,0002220	0,1385	29,000	11	0,926
4	-0,0003229	0,1944	19,417	09	0,969
6	-0,0003375	0,1642	28,588	12	0,904
7	-0,0008096	0,3613	9,255	10	0,918
10	-0,0003085	0,1647	26,084	11	0,928
12	-0,0002530	0,1548	27,320	10	0,951
13	0,0017500	-1,0887	194,003	03	1,000
17	-0,0005183	0,2943	9,728	10	0,925
18	-0,0004037	0,1764	22,367	10	0,850
19	-0,0004260	0,2752	4,448	08	0,953
20	-0,0005000	0,3290	-2,445	04	0,999
22	-0,0006105	0,2991	9,445	10	0,979
24	-0,0008204	0,3723	7,413	08	0,969
25	0,0001000	-0,0546	72,790	07	0,203
26	-0,0002845	0,1870	17,304	09	0,963
28	-0,0004275	0,2412	17,268	10	0,907
30	-0,0003490	0,1544	29,950	10	0,959
32	-0,0003337	0,1980	19,283	11	0,911
33	-0,0002964	0,1739	24,587	11	0,795
34	-0,0138000	4,1115	-225,420	04	0,418
35	-0,0008000	0,2624	27,289	07	0,900
38	-0,0009286	0,3530	4,088	06	0,931
39	-0,0001531	0,1079	27,807	09	0,986
41	-0,0002379	0,1723	14,204	12	0,955
42	-0,0008606	0,3286	12,730	10	0,959
43	-0,0003056	0,1955	16,926	10	0,947
45	-0,0007532	0,2918	18,031	08	0,952

As baterias 1, 13, 20 e 25 foram desconsideradas por apresentarem uma tendência decrescente contrária ao esperado, bem como um R^2 baixo ou um número de pontos muito pequeno para ajuste da Equação 15. A Bateria 34 foi desconsiderada por apresentar poucos valores e um mau ajuste à equação polinomial utilizada. A Figura 17 mostra um exemplo de valores que levaram a um bom ajuste.

Figura 17 – Exemplo da utilização da Equação 20 (Bateria 12) para a descrição da profundidade do plano de fluxo zero (z_{PFZ}) em função do tempo

A Figura 17 ilustra o ajuste à Equação 20 dos dados de z_{PFZ} referentes ao exemplo da Figura 15, e que foram estimados pela Equação 19 e representados em função do tempo. Isso evidencia que o *PFZ* se aprofunda com o tempo e não ultrapassa a profundidade de aproximadamente 0,50 m, semelhante ao encontrado por Queiroz et al. (1999).

4.2.4 Condutividade hidráulica determinada

Somando-se os 12 tempos de observação foram obtidos aproximadamente 250 pares de dados $K(\theta, \psi_m)$ por profundidade no experimento com evaporação (Apêndice 2), que foram submetidos à análise estatística. As Tabelas 15 a 19 mostram a estatística descritiva feita com os dados originais de K_t .

O desvio padrão dos valores de umidade foi maior (aproximadamente 0,03) nas profundidades A e B que nas demais (aproximadamente 0,02), enquanto que o potencial matricial apresentou um maior desvio padrão na profundidade A (aproximadamente 40 cm) em relação às demais (entre 10 e 15 cm).

Da mesma forma que no experimento sem evaporação, a transformação logarítmica dos valores de condutividade hidráulica resultou em considerável normalização das distribuições. Os resultados das análises dos valores transformados estão nas Tabelas 20 a 24.

Tabela 15. Estatística descritiva para dados *originais* da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade A

Tempo (h)	Dia	N	Umidade (cm ³ cm ⁻³)		Potencial Matricial (cm)		Condutividade Hidráulica (cm h ⁻¹)							Teste Shapiro- Wilk
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média (x10 ⁻³)	Mediana (x10 ⁻³)	Média Mediana	Coefficiente de Variação (%)	Desvio Padrão (x10 ⁻³)	Assimetria	Curtose	
8,9	1	18	0,244	0,0313	-95,1	13,23	35,35	8,41	4,21	246,27	87,1	3,92	16,00	0,415
32,8	2	18	0,240	0,0312	-101,6	15,21	8,64	5,14	1,68	100,25	8,7	1,92	3,70	0,775
56,4	3	21	0,235	0,0311	-109,9	21,72	5,11	2,80	1,82	101,49	5,2	2,48	7,40	0,723
76,8	4	21	0,226	0,0305	-126,1	24,68	13,22	2,01	6,58	252,43	33,4	3,22	10,04	0,414
101,4	5	20	0,219	0,0316	-140,7	33,13	5,37	1,47	3,66	309,21	16,6	4,45	19,85	0,284
126,1	6	20	0,216	0,0304	-156,6	42,81	4,30	1,06	4,04	326,06	14,0	4,46	19,93	0,271
150,8	7	14	0,210	0,0285	-176,3	50,12	4,26	0,84	5,09	299,29	12,7	3,74	13,97	0,317
175,3	8	21	0,204	0,0303	-194,5	55,19	2,47	0,59	4,16	330,01	8,2	4,57	20,93	0,258
199,1	9	21	0,200	0,0302	-214,6	59,91	2,20	0,56	3,92	339,30	7,5	4,57	20,94	0,255
223,7	10	16	0,195	0,0256	-230,0	59,06	2,70	0,53	5,11	323,92	8,7	4,00	15,97	0,295
259,2	11	14	0,195	0,0240	-252,0	50,66	2,51	0,40	6,31	313,32	7,9	3,74	13,99	0,308
342,0	12	11	0,183	0,0274	-349,2	72,11	2,04	0,23	8,84	292,64	6,0	3,32	10,99	0,351
			Média	0,0290		41,49			4,62	269,52	18,0	3,70	14,48	0,389

Tabela 16. Estatística descritiva para dados *originais* da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade B

Tempo (h)	Dia	N	Umidade (cm ³ cm ⁻³)		Potencial Matricial (cm)		Condutividade Hidráulica (cm h ⁻¹)							Teste Shapiro- Wilk
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média (x10 ⁻³)	Mediana (x10 ⁻³)	Média Mediana	Coefficiente de Variação (%)	Desvio Padrão (x10 ⁻³)	Assimetria	Curtose	
8,9	1	18	0,253	0,0291	-73,5	9,03	2,11	1,17	1,81	115,76	2,44	2,56	8,10	0,712
32,8	2	18	0,253	0,0296	-73,5	9,33	3,06	1,49	2,06	142,35	4,36	3,09	10,79	0,615
56,4	3	21	0,249	0,0287	-76,5	8,71	3,34	1,25	2,68	182,24	6,09	3,73	15,23	0,496
76,8	4	21	0,246	0,0289	-81,0	8,99	12,4	0,95	13,06	288,15	35,8	3,60	13,44	0,387
101,4	5	20	0,243	0,0295	-83,5	9,17	7,20	0,64	11,33	393,99	28,4	4,47	19,98	0,254
126,1	6	20	0,242	0,0297	-85,6	9,22	5,76	0,48	12,03	406,32	23,4	4,47	19,99	0,249
150,8	7	14	0,247	0,0305	-85,4	9,95	6,00	0,36	16,79	352,03	21,1	3,74	13,99	0,303
175,3	8	21	0,240	0,0293	-90,4	11,34	3,26	0,30	10,89	410,58	13,4	4,58	20,98	0,241
199,1	9	21	0,239	0,0299	-93,3	12,62	2,94	0,24	12,23	415,26	12,2	4,58	20,99	0,239
223,7	10	16	0,233	0,0271	-97,4	11,89	3,82	0,22	17,06	372,73	14,2	4,00	15,99	0,281
259,2	11	15	0,232	0,0235	-102,7	12,11	3,38	0,18	18,72	364,35	12,3	3,87	15,00	0,289
342,0	12	12	0,218	0,0189	-121,5	19,27	2,76	0,13	21,62	330,60	9,14	3,46	12,00	0,326
			Média	0,0280		10,97			11,69	314,53	15,2	3,85	15,54	0,366

Tabela 17. Estatística descritiva para dados *originais* da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade C

Condutividade observada em 12 tempos, para a profundidade de 10 cm															
Tempo (h)	Dia	N	Umidade (cm ³ cm ⁻³)		Potencial Matricial (cm)		Condutividade Hidráulica (cm h ⁻¹)								Teste Shapiro -Wilk
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média (x10 ⁻³)	Mediana (x10 ⁻³)	Média Mediana	Coeficiente de Variação (%)	Desvio Padrão (x10 ⁻³)	Assimetria	Curtose		
8,9	1	18	0,241	0,0205	-74,0	9,78	1,57	1,34	1,17	68,86	1,10	0,50	-0,97	0,923	
32,8	2	18	0,242	0,0210	-72,3	9,74	1,04	1,06	0,98	69,28	0,70	0,12	-1,10	0,950	
56,4	3	20	0,242	0,0200	-73,3	9,04	1,22	0,77	1,58	108,22	1,30	3,00	11,09	0,678	
76,8	4	21	0,240	0,0187	-76,4	9,04	12,04	0,47	25,51	418,14	50,40	4,57	20,89	0,247	
101,4	5	19	0,240	0,0191	-77,1	9,98	4,76	0,33	14,40	385,14	18,30	4,35	18,93	0,272	
126,1	6	20	0,239	0,0194	-76,7	9,60	6,01	0,24	25,28	426,06	25,60	4,47	20,00	0,245	
150,8	7	14	0,243	0,0195	-73,1	7,05	7,99	0,27	29,62	351,05	28,10	3,74	13,98	0,309	
175,3	8	21	0,240	0,0203	-76,9	11,03	8,16	0,19	42,65	445,07	36,30	4,58	21,00	0,231	
199,1	9	21	0,239	0,0206	-78,4	11,76	6,62	0,24	27,14	440,71	29,20	4,58	21,00	0,231	
223,7	10	16	0,233	0,0170	-82,4	11,44	7,95	0,22	35,61	386,28	30,70	4,00	16,00	0,276	
259,2	11	15	0,233	0,0148	-84,2	11,93	7,60	0,26	29,31	313,04	23,80	3,66	13,66	0,358	
342,0	12	12	0,231	0,0158	-91,7	11,83	5,13	0,19	26,85	333,81	17,10	3,46	12,00	0,327	
			Média	0,0190		10,19			21,68	312,14	21,90	3,42	13,87	0,421	

Tabela 18. Estatística descritiva para dados *originais* da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade D

Condutividade observada em 12 tempos, para a profundidade D														
Tempo (h)	Dia	N	Umidade (cm ³ cm ⁻³)		Potencial Matricial (cm)		Condutividade Hidráulica (cm h ⁻¹)							
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média (x10 ⁻³)	Mediana (x10 ⁻³)	Média Mediana	Coeficiente de Variação (%)	Desvio Padrão (x10 ⁻³)	Assimetria	Curtose	Teste Shapiro -Wilk
8,9	1	18	0,262	0,0113	-67,6	14,20	1,91	1,59	1,20	67,12	1,30	1,22	3,23	0,898
32,8	2	18	0,262	0,0114	-67,3	14,02	1,12	0,95	1,18	76,38	0,90	2,53	8,23	0,739
56,4	3	21	0,260	0,0109	-68,9	13,38	0,88	0,71	1,24	79,78	0,70	2,00	3,94	0,759
76,8	4	21	0,259	0,0116	-72,1	14,21	21,74	0,44	48,87	448,83	97,60	4,58	21,00	0,228
101,4	5	20	0,260	0,0112	-72,2	14,74	16,91	0,36	47,17	438,61	74,20	4,47	20,00	0,240
126,1	6	20	0,261	0,0107	-70,0	14,89	10,22	0,33	31,02	434,78	44,40	4,47	20,00	0,241
150,8	7	14	0,260	0,0128	-67,4	12,37	7,22	0,26	27,90	362,65	26,20	3,74	14,00	0,298
175,3	8	21	0,259	0,0115	-71,4	16,31	2,87	0,21	13,33	423,27	12,10	4,58	20,99	0,236
199,1	9	21	0,259	0,0116	-72,1	17,15	2,03	0,19	10,83	416,57	8,40	4,58	20,99	0,238
223,7	10	16	0,257	0,0096	-77,2	17,30	2,05	0,15	13,31	365,02	7,50	4,00	15,99	0,286
259,2	11	15	0,254	0,0114	-81,6	16,01	1,41	0,10	14,40	352,70	5,00	3,87	14,99	0,296
342,0	12	12	0,248	0,0099	-86,2	15,88	1,58	0,06	28,07	331,54	5,20	3,46	12,00	0,331
			Média	0,0110		15,04			19,88	316,44	23,60	3,63	14,61	0,399

Tabela 19. Estatística descritiva para dados *originais* da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade E

Análise estatística em 12 tempos, para a profundidade 2														
Tempo (h)	Dia	N	Umidade (cm ³ cm ⁻³)		Potencial Matricial (cm)		Condutividade Hidráulica (cm h ⁻¹)							
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média (x10 ⁻³)	Mediana (x10 ⁻³)	Média Mediana	Coeficiente de Variação (%)	Desvio Padrão (x10 ⁻³)	Assimetria	Curtose	Teste
														Shapiro -Wilk
8,9	1	15	0,273	0,0126	-63,1	17,54	2,05	1,74	1,18	67,17	1,40	1,20	2,15	0,918
32,8	2	15	0,272	0,0122	-63,1	16,63	1,19	1,02	1,16	78,82	0,90	2,27	7,07	0,764
56,4	3	20	0,273	0,0121	-63,5	15,36	1,12	0,67	1,66	155,94	1,70	3,75	15,20	0,503
76,8	4	20	0,270	0,0124	-68,7	18,25	17,75	0,34	51,70	435,95	77,40	4,47	20,00	0,241
101,4	5	19	0,271	0,0123	-67,5	17,39	12,69	0,27	46,72	424,72	53,90	4,36	19,00	0,248
126,1	6	19	0,273	0,0120	-63,5	15,54	8,02	0,24	32,74	420,42	33,70	4,36	19,00	0,249
150,8	7	13	0,275	0,0108	-58,0	7,60	6,76	0,15	45,79	348,43	23,50	3,61	13,00	0,312
175,3	8	20	0,273	0,0123	-63,5	15,08	3,04	0,16	19,37	416,50	12,60	4,47	19,99	0,248
199,1	9	20	0,273	0,0121	-63,1	14,42	2,50	0,12	20,41	416,23	10,40	4,47	19,99	0,248
223,7	10	15	0,271	0,0114	-64,9	15,45	3,07	0,15	21,05	365,85	11,20	3,87	14,99	0,291
259,2	11	13	0,268	0,0105	-68,0	16,55	2,80	0,13	21,46	343,93	9,60	3,60	13,00	0,315
342,0	12	11	0,264	0,0121	-79,1	20,22	2,44	0,08	29,50	318,59	7,80	3,32	11,00	0,347
			Média	0,0120		15,84			24,40	316,05	20,40	3,65	14,53	0,390

Tabela 20. Estatística descritiva para dados *transformados* da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade A

Análise estatística observada em 12 tempos, para a profundidade A														
Tempo (h)	Dia	N	Umidade (cm³ cm⁻³)		Potencial Matricial (cm)		Ln (Condutividade Hidráulica) (cm h⁻¹)							
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média	Mediana	Média Mediana	Coeficiente de Variação (%)	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Teste Shapiro -Wilk
8,9	1	18	0,244	0,0313	-95,1	13,23	-4,83	-4,79	1,01	37,40	1,81	-0,01	0,39	0,976
32,8	2	18	0,240	0,0312	-101,6	15,21	-5,17	-5,27	0,98	18,66	0,96	-0,13	0,23	0,984
56,4	3	21	0,235	0,0311	-109,9	21,72	-5,65	-5,88	0,96	15,93	0,90	-0,20	1,22	0,960
76,8	4	21	0,226	0,0305	-126,1	24,68	-5,84	-6,21	0,94	25,32	1,48	1,34	2,18	0,856
101,4	5	20	0,219	0,0316	-140,7	33,13	-6,39	-6,52	0,98	17,82	1,14	1,61	7,09	0,806
126,1	6	20	0,216	0,0304	-156,6	42,81	-6,70	-6,85	0,98	16,92	1,13	1,86	8,63	0,745
150,8	7	14	0,210	0,0285	-176,3	50,12	-6,91	-7,09	0,97	18,56	1,28	2,03	7,46	0,713
175,3	8	21	0,204	0,0303	-194,5	55,19	-7,20	-7,43	0,97	14,62	1,05	2,57	10,22	0,711
199,1	9	21	0,200	0,0302	-214,6	59,91	-7,39	-7,48	0,99	14,59	1,08	2,55	10,32	0,713
223,7	10	16	0,195	0,0256	-230,0	59,06	-7,45	-7,55	0,99	16,95	1,26	2,25	8,20	0,734
259,2	11	14	0,195	0,0240	-252,0	50,66	-7,55	-7,83	0,96	16,02	1,21	3,24	11,43	0,564
342,0	12	11	0,183	0,0274	-349,2	72,11	-7,98	-8,37	0,95	17,38	1,39	3,01	9,49	0,554
			Média	0,0290		41,49			0,97	19,18	1,22	1,68	6,41	0,776

Tabela 21. Estatística descritiva para dados *transformados* da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade B

Análise estatística da observação em 12 tempos, para a profundidade B														
Tempo (h)	Dia	N	Umidade (cm ³ cm ⁻³)		Potencial Matricial (cm)		Ln (Condutividade Hidráulica) (cm h ⁻¹)							
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média	Mediana	Média Mediana	Coeficiente de Variação (%)	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Teste
														Shapiro -Wilk
8,9	1	18	0,244	0,0313	-73,5	9,03	-6,70	-6,75	0,99	16,68	1,12	-0,16	-0,25	0,977
32,8	2	18	0,240	0,0312	-73,5	9,33	-6,43	-6,51	0,99	17,96	1,15	0,20	-0,21	0,982
56,4	3	21	0,235	0,0311	-76,5	8,71	-6,52	-6,69	0,98	19,43	1,27	0,14	1,08	0,969
76,8	4	21	0,226	0,0305	-81,0	8,99	-6,56	-6,96	0,94	26,42	1,73	1,68	2,51	0,797
101,4	5	20	0,219	0,0316	-83,5	9,17	-7,03	-7,36	0,96	19,41	1,37	2,61	9,66	0,736
126,1	6	20	0,216	0,0304	-85,6	9,22	-7,54	-7,64	0,99	20,34	1,53	1,85	7,85	0,771
150,8	7	14	0,210	0,0285	-85,4	9,95	-7,86	-7,94	0,99	22,56	1,77	2,14	6,57	0,766
175,3	8	21	0,204	0,0303	-90,4	11,34	-8,06	-8,11	0,99	18,81	1,52	1,92	7,20	0,814
199,1	9	21	0,200	0,0302	-93,3	12,62	-8,30	-8,33	1,00	19,99	1,66	1,12	6,58	0,811
223,7	10	16	0,195	0,0256	-97,4	11,89	-8,23	-8,41	0,98	21,27	1,75	1,59	6,62	0,782
259,2	11	14	0,195	0,0240	-102,7	12,11	-8,34	-8,62	0,97	19,69	1,64	2,44	8,76	0,699
342,0	12	11	0,183	0,0274	-121,5	19,27	-8,59	-8,97	0,96	19,49	1,67	3,07	10,10	0,570
			Média	0,0280		10,97			0,98	20,17	1,52	1,55	5,54	0,806

Tabela 22. Estatística descritiva para dados *transformados* da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade C

			Umidade (cm ³ cm ⁻³)		Potencial Matricial (cm)		Ln (Condutividade Hidráulica) (cm h ⁻¹)								
Tempo (h)	Dia	N													Teste Shapiro -Wilk
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média	Mediana	Média Mediana	Coeficiente de Variação (%)	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose		
8,9	1	18	0,244	0,0313	-74,0	9,78	-6,79	-6,64	1,02	14,39	0,98	-1,15	1,34	0,904	
32,8	2	18	0,240	0,0312	-72,3	9,74	-7,38	-6,85	1,08	18,55	1,37	-1,46	1,28	0,811	
56,4	3	21	0,235	0,0311	-73,3	9,04	-7,19	-7,17	1,00	16,21	1,17	-1,15	2,35	0,904	
76,8	4	21	0,226	0,0305	-76,4	9,04	-7,42	-7,66	0,97	24,09	1,79	2,00	5,73	0,817	
101,4	5	20	0,219	0,0316	-77,1	9,98	-8,01	-8,01	1,00	25,17	2,02	0,60	2,52	0,928	
126,1	6	20	0,216	0,0304	-76,7	9,60	-8,21	-8,40	0,98	20,45	1,68	2,52	8,92	0,758	
150,8	7	14	0,210	0,0285	-73,1	7,05	-7,83	-8,23	0,95	24,52	1,92	2,09	5,29	0,783	
175,3	8	21	0,204	0,0303	-76,9	11,03	-8,58	-8,56	1,00	23,16	1,99	1,82	6,37	0,818	
199,1	9	21	0,200	0,0302	-78,4	11,76	-8,30	-8,32	1,00	20,36	1,69	2,62	9,81	0,741	
223,7	10	16	0,195	0,0256	-82,4	11,44	-8,09	-8,41	0,96	22,21	1,80	2,59	8,98	0,722	
259,2	11	14	0,195	0,0240	-84,2	11,93	-7,56	-8,26	0,92	24,74	1,87	2,17	4,20	0,688	
342,0	12	11	0,183	0,0274	-91,7	11,83	-8,33	-8,57	0,97	22,82	1,90	2,42	7,45	0,722	
			Média	0,0190		10,19			0,99	21,39	1,68	1,26	5,35	0,800	

Tabela 23. Estatística descritiva para dados *transformados* da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade D

Matéria observada em 12 tempos, para a profundidade D														
Tempo (h)	Dia	N	Umidade (cm ³ cm ⁻³)		Potencial Matricial (cm)		Ln (Condutividade Hidráulica) (cm h ⁻¹)							
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média	Mediana	Coeficiente de Variação		Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Teste Shapiro -Wilk
									Média	Mediana				
8,9	1	18	0,244	0,0313	-67,6	14,20	-6,66	-6,44	1,03	19,48	1,30	-2,57	8,10	0,719
32,8	2	18	0,240	0,0312	-67,3	14,02	-7,00	-6,96	1,01	9,22	0,65	0,22	0,55	0,962
56,4	3	21	0,235	0,0311	-68,9	13,38	-7,27	-7,25	1,00	9,48	0,69	0,27	0,23	0,973
76,8	4	21	0,226	0,0305	-72,1	14,21	-7,56	-7,72	0,98	22,29	1,69	3,39	14,14	0,601
101,4	5	20	0,219	0,0316	-72,2	14,74	-7,86	-7,95	0,99	21,99	1,73	3,32	13,54	0,605
126,1	6	20	0,216	0,0304	-70,0	14,89	-8,07	-8,02	1,01	21,49	1,73	2,69	10,85	0,682
150,8	7	14	0,210	0,0285	-67,4	12,37	-8,43	-8,26	1,02	26,60	2,24	1,05	4,77	0,800
175,3	8	21	0,204	0,0303	-71,4	16,31	-8,48	-8,45	1,00	19,19	1,63	1,69	7,10	0,782
199,1	9	21	0,200	0,0302	-72,1	17,15	-8,70	-8,58	1,01	18,82	1,64	1,41	6,15	0,809
223,7	10	16	0,195	0,0256	-77,2	17,30	-8,73	-8,78	0,99	20,76	1,81	1,19	4,69	0,865
259,2	11	14	0,195	0,0240	-81,6	16,01	-8,89	-9,23	0,96	17,63	1,57	2,33	7,55	0,752
342,0	12	11	0,183	0,0274	-86,2	15,88	-9,55	-9,79	0,98	21,57	2,06	1,73	5,05	0,823
			Média	0,0110		15,04			1,00	19,04	1,56	1,39	6,89	0,781

Tabela 24. Estatística descritiva para dados *transformados* da condutividade hidráulica observada em 12 tempos, para a profundidade E

Análise estatística observada em 12 tempos, para a profundidade L															
Tempo (h)	Dia	N	Umidade (cm³ cm⁻³)		Potencial Matricial (cm)		Ln (Condutividade Hidráulica) (cm h⁻¹)								Teste Shapiro -Wilk
			Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	Média	Mediana	Média Mediana	Coeficiente de Variação (%)	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose		
8,9	1	18	0,244	0,0313	-63,1	17,54	-6,44	-6,35	1,01	12,79	0,82	-1,00	1,20	0,928	
32,8	2	18	0,240	0,0312	-63,1	16,63	-7,04	-6,89	1,02	13,02	0,92	-1,23	2,41	0,858	
56,4	3	21	0,235	0,0311	-63,5	15,36	-7,38	-7,30	1,01	15,24	1,13	-0,63	3,82	0,905	
76,8	4	21	0,226	0,0305	-68,7	18,25	-7,60	-7,98	0,95	22,18	1,69	3,29	13,01	0,636	
101,4	5	20	0,219	0,0316	-67,5	17,39	-7,83	-8,21	0,95	20,92	1,64	3,59	14,41	0,557	
126,1	6	20	0,216	0,0304	-63,5	15,54	-7,98	-8,31	0,96	19,61	1,56	3,52	14,00	0,573	
150,8	7	14	0,210	0,0285	-58,0	7,60	-8,16	-8,82	0,92	22,52	1,84	2,82	8,92	0,649	
175,3	8	21	0,204	0,0303	-63,5	15,08	-8,45	-8,76	0,96	17,79	1,50	2,87	10,40	0,702	
199,1	9	21	0,200	0,0302	-63,1	14,42	-8,66	-9,01	0,96	17,48	1,51	2,84	10,15	0,702	
223,7	10	16	0,195	0,0256	-64,9	15,45	-8,61	-8,83	0,97	19,95	1,72	2,51	7,83	0,728	
259,2	11	14	0,195	0,0240	-68,0	16,55	-8,78	-8,95	0,98	20,43	1,79	2,56	7,82	0,707	
342,0	12	11	0,183	0,0274	-79,1	20,22	-8,96	-9,40	0,95	21,01	1,88	2,60	7,55	0,673	
			Média	0,0120		15,84			0,97	18,58	1,50	1,98	8,46	0,718	

Observa-se a mesma tendência de distribuição assimétrica dos dados antes da sua transformação logarítmica, o que é mostrado nas Tabelas 15 a 19 pela razão média/mediana que está bem acima de 1,0. Nota-se, pelas Tabelas 20 a 24, que após a transformação dos dados no logaritmo destes, a razão média/mediana torna-se bem próxima de um, indicando a simetria da distribuição.

A análise de medidas de dispersão, como o coeficiente de variação e o desvio padrão, também mostrou que os dados originais possuem uma maior dispersão ao redor da média dos valores de condutividade hidráulica (acima de

300%) do que os valores transformados (ao redor de 20%), observando-se uma variabilidade bem maior dos dados. Esse fato poderia ser explicado pela variação dos dados de umidade ou potencial matricial, no entanto, estes mostraram uma tendência inversa. Os dados de CV dos valores transformados são de mesma ordem de grandeza que no experimento sem evaporação, sem mostrar uma correlação com a umidade.

Ainda, para a confirmação da simetria dos dados, podem-se analisar os coeficientes de assimetria e curtose das Tabelas 15 a 24. Observa-se que, para dados não transformados (Tabelas 15 a 19), os valores de assimetria são positivos e muito maiores que zero, indicando uma distribuição assimétrica à direita (Figuras 18 e 19). Para os dados transformados (Tabelas 20 a 24) os valores de assimetria tornam-se, na sua maioria, positivos, mas mais próximos de zero o que indica uma distribuição assimétrica à direita, o que também pode ser visto no exemplo das Figuras 18 e 19.

Figura 18 – Histogramas de frequência e teste de Shapiro-Wilk para valores de K_t (cm h^{-1}) não transformados e transformados, para as profundidades A, B e C, e tempo de 76,8 horas

Figura 19 – Histogramas de freqüência e teste de Shapiro-Wilk para valores de K_t (cm h⁻¹) não transformados e transformados, para as profundidades D e E, e tempo de 76,8 horas

Os coeficientes de curtose dos dados transformados apresentam valores na sua maioria positivos, indicando uma distribuição leptocúrtica, sendo ainda menores que os valores dos dados não transformados.

O teste de Shapiro-Wilk também confirma a quase normalidade da distribuição dos valores de $K(\theta, \psi_m)$, pois quando se comparam os valores do teste antes e após a transformação logarítmica dos dados observa-se que após a transformação os coeficientes apresentam-se maiores e em torno de 0,80.

4.3 Determinação da faixa de θ e ψ_m disponível para análise

Para a avaliação da variabilidade dos valores de K em função de θ e ψ_m , observou-se inicialmente a faixa de valores de θ e ψ_m na qual havia valores de K determinados para cada bateria e profundidade. As Figuras 20 e 21 mostram graficamente esses valores. Observa-se que, principalmente na profundidade A, a utilização dos dados do experimento com evaporação levou a uma extensão significativa da faixa de umidade/potencial avaliada. Observa-se também uma aparente homogeneidade maior entre baterias dos valores de ψ_m do que os de θ , fato que corrobora com os coeficientes de desvio padrão de ambos parâmetros mostrados nas Tabelas 3 a 24.

Figura 20 – Umidade volumétrica (θ) e potencial matricial (ψ_m) para quais foram obtidos valores de condutividade hidráulica nos experimentos com e sem evaporação, para as profundidades A, B e C e todas as baterias

Figura 21 – Umidade volumétrica (θ) e potencial matricial (ψ_m) para quais foram obtidos valores de condutividade hidráulica nos experimentos com e sem evaporação, para as profundidades D e E e todas as baterias

Baseando-se nas Figuras 20 e 21 foram delimitadas as faixas de umidade e de potencial matricial nas quais se pudesse obter, por interpolação, valores em no mínimo cinco baterias, de modo que se obtivesse um conjunto de dados significativo para a análise estatística (Tabela 25). Pode-se observar que tanto a faixa de umidade como a de potencial matricial foi maior para a profundidade A, sendo que a faixa de umidade tornou-se mais estreita com o

aumento da profundidade. A faixa de potencial matricial permaneceu praticamente invariável a partir da profundidade B, mostrando que a variabilidade dos valores é menor. Isso também pode ser observado na análise estatística apresentada nas Tabelas 26 a 35.

Tabela 25. Faixas de umidade (θ , $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) e de potencial matricial (ψ_m , cm) nas quais se pôde obter, por interpolação, valores para análise estatística em pelo menos cinco baterias

Profundidade	Faixa	
	θ	ψ_m
A	0,17 a 0,33	-200 a -55
B	0,20 a 0,32	-110 a -40
C	0,21 a 0,30	-100 a -40
D	0,23 a 0,30	-100 a -35
E	0,25 a 0,31	-100 a -30

4.3.1 Análise estatística dos conjuntos de dados interpolados

Os conjuntos de valores de condutividade hidráulica correspondentes a cada um dos valores de umidade volumétrica e de potencial matricial das faixas determinadas na Tabela 25 foram obtidos por interpolação linear e submetidos à análise estatística da variabilidade da condutividade hidráulica em valores de umidade fixos K_θ (Tabelas 26 a 30) e da variabilidade da condutividade hidráulica em valores de potencial matricial fixos K_{ψ_m} (Tabelas 31 a 35).

Em alguns casos houve sobreposição de valores de condutividade hidráulica provenientes do experimento com evaporação, na mesma faixa em que havia valores do experimento sem evaporação. Nesses casos, utilizou-se apenas os valores do experimento sem evaporação.

Na Figura 22 observa-se um exemplo com os gráficos de $K(\theta)$ e $K(\psi)$ de todos os valores dos dois experimentos (com e sem evaporação), para a profundidade A. A profundidade mais superficial foi apresentada pois foi a camada com teores de água menores, aumentando a faixa de observada. Nota-se que há valores que se sobrepõem por isso estes não foram utilizados na interpolação.

Figura 22 – Valores de condutividade hidráulica em função da umidade ou potencial matricial versus valores de umidade ou potencial matricial para os experimentos sem evaporação (●) e com evaporação (■). Os valores do experimento com evaporação com símbolo (□) não foram utilizados na interpolação

Com o objetivo de analisar a variabilidade de K_θ e de K_{ψ_m} foi feita a

análise exploratória dos dados, apresentando-se medidas de tendência central (média e mediana), medidas de dispersão (desvio padrão e variância), assimetria e curtose. Também se utilizou o Teste de Shapiro-Wilk (Shapiro & Wilk, 1965) para verificar a normalidade da distribuição dos dados, uma vez que cada conjunto possui menos que 50 pares de dados.

4.3.1.1 Conjuntos de dados interpolados de umidade volumétrica

Os dados originais de K_θ foram testados quanto à normalidade por meio da estatística descritiva mostrando-se assimetricamente distribuídos, e confirmando a não normalidade da distribuição. Os valores de coeficiente de variação ficaram entre 59 e 117%.

As Figuras 23 e 24 mostram os gráficos “Box-Plot” para dados originais e para o logaritmo destes, podendo-se verificar uma diferença no comportamento da distribuição dos dados não transformados à medida que a umidade volumétrica diminui. Para valores de θ mais altos, houve um aumento da assimetria negativa e, portanto, a presença de valores muito altos em relação ao conjunto de dados. Após a transformação, a maioria dos gráficos apresentou uma distribuição muito mais simétrica.

As Tabelas 26 a 30 mostram alguns parâmetros estatísticos dos conjuntos de dados interpolados e suas médias, e as médias ponderadas dos coeficientes de variação. A média ponderada foi calculada utilizando-se o número de observações (N) como fator ponderador.

O teste de Shapiro-Wilk confirmou a quase normalidade da distribuição dos valores de K_θ , pois quando se comparam os pontos percentuais

de W antes e após a transformação logarítmica dos dados observa-se que após a transformação os valores apresentam-se maiores e em torno de 0,90 (Tabelas 26 a 30). Embora alguns conjuntos de dados não tenham apresentado uma distribuição “perfeitamente” normal não se procedeu à análise de retirada de valores discrepantes. Valores bem menores de coeficiente de variação foram apresentados pelos dados após a sua transformação logarítmica, como pode ser observado nas Tabelas 26 a 30.

Figura 23 – Gráficos “Box-plot” para dados não transformados e dados transformados de K_θ para as profundidades A, B e C

Figura 24 – Gráficos “Box-plot” para dados não transformados e dados transformados de K_θ para as profundidades D e E

Tabela 26. Estatística descritiva para dados de K_θ , (cm/h) transformados *logaritmicamente* para a profundidade A, em valores fixos de θ (cm³ cm⁻³)

Umidade θ	Ln (Condutividade Hidráulica)									
	N	Média	Mediana	Média Mediana	Coeficiente Variação (%)		Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Teste Shapiro- -Wilk
					Ln K	K				
0,17	6	-7,40	-7,37	1,00	7,66	50,75	0,57	-0,68	1,05	0,962
0,18	7	-6,90	-6,90	1,00	7,00	47,86	0,48	0,03	-0,62	0,946
0,19	13	-6,69	-6,71	1,00	9,10	72,39	0,61	0,64	0,30	0,959
0,20	16	-6,61	-6,48	1,02	9,87	57,02	0,65	-0,56	-0,23	0,963
0,21	21	-6,34	-6,57	0,97	12,74	80,52	0,81	0,28	-1,34	0,919
0,22	23	-5,91	-5,99	0,99	14,99	132,96	0,89	0,68	0,75	0,953
0,23	26	-5,96	-5,95	1,00	13,98	81,13	0,83	0,02	-1,13	0,949
0,24	28	-5,71	-5,81	0,98	14,20	81,82	0,81	0,13	-0,96	0,959
0,25	35	-5,76	-5,79	0,99	14,46	95,03	0,83	-0,04	0,37	0,989
0,26	33	-5,88	-5,76	1,02	11,84	72,85	0,70	-0,09	-0,19	0,984
0,27	33	-5,67	-5,61	1,01	14,68	81,22	0,83	0,02	-0,88	0,952
0,28	34	-5,56	-5,57	1,00	20,52	110,11	1,14	-0,32	0,13	0,985
0,29	29	-5,29	-5,39	0,98	20,40	125,98	1,08	-0,01	0,08	0,963
0,30	21	-5,47	-5,52	0,99	18,90	90,83	1,03	-0,29	-0,87	0,946
0,31	18	-5,55	-5,52	1,01	21,83	126,43	1,21	0,19	-0,97	0,967
0,32	14	-5,40	-5,53	0,98	14,80	78,22	0,80	0,24	-1,46	0,929
0,33	10	-5,48	-5,32	1,03	19,72	100,05	1,08	-0,46	0,14	0,965
Média				1,00	14,51	87,36	0,84	-0,01	-0,34	0,958
Média Ponderada					15,28	91,90	0,88			

Tabela 27. Estatística descritiva para dados de K_θ , (cm/h) transformados *logaritmicamente* para a profundidade B, em valores fixos de θ (cm³ cm⁻³)

Umidade θ	Ln (Condutividade Hidráulica)									Teste Shapiro- -Wilk
	N	Média	Mediana	Média Mediana	Coeficiente Variação (%)		Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	
					Ln K	K				
0,20	8	-5,81	-6,09	0,95	19,67	169,30	1,14	1,40	2,17	0,872
0,21	13	-6,21	-6,17	1,01	18,21	79,87	1,13	-1,07	0,80	0,873
0,22	22	-6,27	-5,96	1,05	17,95	75,45	1,13	-1,09	0,54	0,897
0,23	24	-5,74	-5,66	1,01	9,84	56,87	0,56	0,12	-1,09	0,951
0,24	28	-5,77	-5,67	1,02	16,93	85,77	0,98	-1,14	2,67	0,893
0,25	31	-5,49	-5,61	0,98	17,56	109,27	0,96	-0,23	0,71	0,969
0,26	28	-5,11	-5,39	0,95	15,89	106,47	0,81	0,87	0,16	0,914
0,27	28	-4,97	-4,96	1,00	19,15	121,03	0,95	0,14	0,72	0,978
0,28	23	-4,88	-4,52	1,08	27,35	152,58	1,34	-0,91	2,40	0,927
0,29	17	-5,05	-5,10	0,99	24,71	122,54	1,25	-0,23	0,43	0,979
0,30	13	-5,03	-5,32	0,94	27,99	133,51	1,41	-0,07	-0,46	0,979
0,31	8	-5,64	-5,70	0,99	24,42	176,34	1,38	0,61	1,51	0,955
0,32	5	-4,34	-4,75	0,91	23,76	142,16	1,03	2,13	4,63	0,684
		Média		0,99	20,26	117,78	1,08	0,04	1,17	0,913
		Média Ponderada			19,16	108,98	1,03			

Tabela 28. Estatística descritiva para dados de K_θ , (cm/h) transformados *logaritmicamente* para a profundidade C, em valores fixos de θ (cm³ cm⁻³)

Umidade θ	Ln (Condutividade Hidráulica)									
	N	Média	Mediana	Média Mediana	Coeficiente Variação		Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Teste Shapiro- -Wilk
					(%)					
					Ln K	K				
0,21	9	-6,25	-6,21	1,01	10,25	54,09	0,64	-0,93	1,44	0,934
0,22	11	-5,99	-5,75	1,04	9,32	44,29	0,56	-1,25	1,89	0,900
0,23	22	-5,97	-5,89	1,01	8,34	50,23	0,50	-0,09	-0,22	0,979
0,24	30	-5,73	-5,76	1,00	8,79	48,80	0,50	-0,28	0,02	0,981
0,25	33	-5,53	-5,54	1,00	9,61	52,80	0,53	0,00	-0,77	0,973
0,26	33	-5,32	-5,34	1,00	12,23	69,17	0,65	0,19	-0,78	0,943
0,27	32	-4,91	-4,68	1,05	16,09	74,40	0,79	-0,26	-0,63	0,956
0,28	18	-4,77	-4,87	0,98	15,87	81,46	0,76	0,16	-0,64	0,965
0,29	14	-4,79	-4,73	1,01	22,70	148,50	1,09	-0,04	1,99	0,952
0,30	7	-5,36	-4,93	1,09	21,89	75,09	1,17	-0,98	-0,69	0,828
		Média		1,02	13,51	69,88	0,72	-0,35	0,16	0,941
		Média Ponderada			12,60	67,08	0,67			

Tabela 29. Estatística descritiva para dados de K_θ , (cm/h) transformados *logaritmicamente* para a profundidade D, em valores fixos de θ (cm³ cm⁻³)

Umidade θ	Ln (Condutividade Hidráulica)									
	N	Média	Mediana	Média Mediana	Coeficiente Variação (%)		Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Teste Shapiro- -Wilk
					Ln K	K				
0,23	6	-6,26	-6,38	0,98	5,96	43,04	0,37	1,28	1,29	0,884
0,24	11	-5,82	-5,87	0,99	7,21	50,58	0,42	1,01	1,38	0,924
0,25	22	-5,90	-5,91	1,00	8,70	63,05	0,51	0,52	1,28	0,963
0,26	32	-5,82	-5,80	1,00	10,26	55,83	0,60	-0,60	0,94	0,974
0,27	38	-5,43	-5,47	0,99	11,30	71,55	0,61	0,40	-0,43	0,960
0,28	33	-5,11	-5,11	1,00	13,74	71,05	0,70	-0,17	0,05	0,967
0,29	19	-4,86	-4,75	1,02	12,72	67,41	0,62	0,36	-0,71	0,945
0,30	9	-4,26	-4,30	0,99	21,04	133,98	0,90	1,18	2,52	0,886
		Média		1,00	11,37	69,56	0,59	0,50	0,79	0,938
		Média Ponderada			11,46	67,87	0,61			

Tabela 30. Estatística descritiva para dados de K_θ , (cm/h) transformados *logaritmicamente* para a profundidade E, em valores fixos de θ (cm³ cm⁻³)

Umidade θ	Ln (Condutividade Hidráulica)									
	N	Média	Mediana	Média Mediana	Coeficiente Variação (%)		Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Teste Shapiro- -Wilk
					Ln K	K				
0,25	8	-6,19	-6,24	0,99	6,76	47,08	0,42	0,77	0,36	0,958
0,26	24	-5,95	-5,93	1,00	6,92	40,67	0,41	-0,21	-0,02	0,976
0,27	32	-5,88	-5,86	1,00	11,45	66,99	0,67	-0,88	3,55	0,926
0,28	37	-5,54	-5,52	1,00	10,64	61,10	0,59	-0,17	0,45	0,987
0,29	35	-5,26	-5,20	1,01	13,62	75,28	0,72	-0,09	-0,16	0,989
0,30	28	-4,93	-4,92	1,00	10,60	51,65	0,52	0,04	-1,15	0,952
0,31	18	-4,67	-4,52	1,03	20,76	73,59	0,97	-1,14	1,69	0,909
		Média		1,01	11,54	59,48	0,61	-0,24	0,67	0,957
		Média Ponderada			11,69	61,33	0,62			

4.3.1.2 Conjuntos de dados interpolados de potencial matricial

Os dados originais de K_ψ foram testados quanto à normalidade por meio da estatística descritiva, indicando que a distribuição é assimétrica, mas tende à normalidade. Os valores de coeficiente de variação ficaram entre 47 e 102%.

A assimetria dos dados também pode ser observada nos gráficos “Box-Plot” de K_{ψ_m} (Figuras 25 e 26), onde se observa o mesmo comportamento na distribuição dos dados verificado nos dados não transformados de umidade volumétrica. Os gráficos “Box-Plot” de K_{ψ_m} mostram que essa assimetria torna-se mais negativa à medida que o solo está mais úmido, podendo-se concluir que, de um modo geral, a variabilidade dos valores de K ao redor da média é maior quanto mais úmido encontra-se o solo.

Embora os coeficientes de variação tenham se mostrado altos, ainda assim estes se apresentaram menores do que os dados de K_{θ} , sendo que o maior coeficiente de variação foi apresentado pela profundidade B, o que pode estar relacionado com a textura do horizonte da camada.

Nas Tabelas 31 a 35 apresentam-se alguns valores da análise estatística e valores médios.

O Teste de Shapiro-Wilk também mostra que a distribuição tende à normalidade após a transformação logarítmica dos dados (Tabelas 31 a 35). Da mesma forma que no caso dos dados interpolados de umidade, um número pequeno de conjuntos apresentou um desvio da distribuição normal; no entanto, não se procedeu à análise de retirada de valores discrepantes.

Figura 25 – Gráficos “Box-plot” para dados não transformados e dados transformados de K_{ψ_m} para as profundidades A, B e C

Figura 26 – Gráficos “Box-plot” para dados não transformados e dados transformados de K_{ψ_m} para as profundidades D e E

Tabela 31. Estatística descritiva para dados de K_{ψ_m} , (cm/h) transformados *logaritmicamente* para a profundidade A, em valores fixos de ψ_m (cm)

Potencial Matricial ψ_m	Ln (Condutividade Hidráulica)									
	N	Média	Mediana	Média Mediana	Coeficiente Variação (%)		Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Teste Shapiro-Wilk
					Ln K	K				
-200	11	-7,11	-7,10	1,00	3,02	20,69	0,21	-0,46	0,26	0,974
-190	10	-7,11	-7,13	1,00	2,96	21,10	0,21	0,04	-0,77	0,970
-180	15	-7,04	-7,05	1,00	3,55	23,94	0,25	-0,51	0,70	0,942
-170	15	-6,89	-6,97	0,99	3,39	23,69	0,23	0,12	-0,33	0,932
-160	15	-6,67	-6,67	1,00	4,02	27,06	0,27	0,11	-0,86	0,970
-150	14	-6,56	-6,59	1,00	4,56	33,85	0,30	0,84	1,04	0,933
-140	14	-6,42	-6,43	1,00	3,47	22,63	0,22	0,24	-1,24	0,939
-130	17	-6,23	-6,20	1,00	7,09	52,26	0,44	0,30	2,57	0,943
-120	20	-5,92	-5,97	0,99	9,46	68,43	0,56	0,66	0,47	0,952
-110	25	-5,91	-5,83	1,01	12,33	68,80	0,73	-0,38	0,14	0,967
-100	33	-6,00	-5,93	1,01	14,92	100,03	0,90	0,18	-0,53	0,978
-90	38	-6,03	-6,00	1,00	13,32	86,36	0,80	-0,70	2,38	0,964
-80	41	-6,14	-5,90	1,04	13,85	68,42	0,85	-0,94	1,22	0,940
-70	42	-5,95	-5,73	1,04	13,77	71,30	0,82	-0,57	-0,05	0,959
-60	32	-5,42	-5,43	1,00	14,93	74,78	0,81	-0,17	-0,84	0,962
-55	18	-5,14	-4,97	1,03	15,42	64,71	0,79	-0,76	0,14	0,944
		Média		1,01	8,75	51,75	0,52	-0,13	0,27	0,954
		Média Ponderada			10,72	61,85	0,64			

Tabela 32. Estatística descritiva para dados de K_{ψ_m} , (cm/h) transformados *logaritmicamente* para a profundidade B, em valores fixos de ψ_m (cm)

Ln (Condutividade Hidráulica)										
Potencial Matricial ψ_m	N	Média	Mediana	Média Mediana	Coeficiente Variação (%)		Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Teste
					Ln K	K				Shapiro-Wilk
-110	11	-6,89	-6,77	1,02	19,00	108,59	1,31	-0,26	-1,00	0,967
-100	24	-6,59	-6,43	1,02	17,64	241,62	1,16	0,64	2,28	0,952
-90	36	-6,31	-6,38	0,99	14,05	143,73	0,89	-0,04	2,59	0,963
-80	41	-6,22	-5,92	1,05	14,72	60,74	0,92	-2,17	6,76	0,817
-70	42	-6,02	-5,88	1,02	11,60	67,27	0,70	-0,78	1,40	0,942
-60	41	-5,71	-5,70	1,00	10,96	75,08	0,63	0,05	1,37	0,972
-50	33	-5,19	-5,15	1,01	14,30	83,23	0,74	-0,14	0,87	0,990
-45	19	-5,16	-5,07	1,02	16,73	73,08	0,86	-1,23	2,86	0,893
-40	8	-4,68	-4,91	0,95	12,01	67,95	0,56	1,19	0,16	0,832
		Média		1,01	14,56	102,37	0,86	-0,31	1,92	0,925
		Média Ponderada			13,98	98,98	0,83			

Tabela 33. Estatística descritiva para dados de K_{ψ_m} , (cm/h) transformados *logaritmicamente* para a profundidade C, em valores fixos de ψ_m (cm)

Potencial Matricial ψ_m	Ln (Condutividade Hidráulica)									
	N	Média	Mediana	Média Mediana	Coeficiente Variação (%)		Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Teste Shapiro- Wilk
					Ln K	K				
-100	12	-6,35	-6,33	1,00	9,65	69,95	0,61	-0,04	2,15	0,939
-90	24	-6,34	-6,35	1,00	6,25	40,46	0,40	-0,55	3,27	0,922
-80	37	-6,09	-6,09	1,00	10,46	64,40	0,64	-1,32	6,39	0,861
-70	41	-5,97	-5,92	1,01	11,06	53,03	0,66	-2,51	11,80	0,795
-60	42	-5,83	-5,74	1,02	8,86	41,20	0,52	-1,78	5,87	0,867
-50	40	-5,32	-5,32	1,00	10,91	53,03	0,58	-0,88	1,83	0,948
-45	35	-4,91	-4,94	0,99	14,08	71,96	0,69	-0,11	0,12	0,975
-40	15	-4,65	-4,74	0,98	17,87	146,26	0,83	1,16	3,26	0,894
		Média		1,00	11,14	67,54	0,62	-0,75	4,34	0,900
		Média Ponderada			10,88	60,70	0,61			

Tabela 34. Estatística descritiva para dados de K_{ψ_m} , (cm/h) transformados *logaritmicamente* para a profundidade D, em valores fixos de ψ_m (cm)

Potencial Matricial ψ_m	Ln (Condutividade Hidráulica)									
	N	Média	Mediana	Média Mediana	Coeficiente Variação (%)		Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Teste Shapiro- -Wilk
					Ln K	K				
-100	5	-6,97	-6,48	1,07	20,73	68,90	1,44	-1,93	4,01	0,771
-90	17	-6,62	-6,51	1,02	12,72	70,44	0,84	-1,34	3,09	0,869
-80	29	-6,26	-6,24	1,00	8,54	40,60	0,53	-2,17	8,26	0,812
-70	39	-6,14	-6,00	1,02	11,80	48,14	0,72	-3,26	15,14	0,692
-60	41	-5,88	-5,81	1,01	7,71	38,86	0,45	-1,19	2,73	0,930
-50	42	-5,45	-5,52	0,99	17,58	40,21	0,96	4,57	26,60	0,568
-45	40	-5,27	-5,22	1,01	9,99	52,74	0,53	-0,36	1,03	0,977
-40	33	-4,96	-4,97	1,00	13,05	68,56	0,65	-0,02	0,18	0,976
-35	18	-4,64	-4,74	0,98	16,95	108,05	0,79	0,56	1,37	0,962
		Média		1,01	13,23	59,61	0,77	-0,57	6,93	0,840
		Média Ponderada			12,19	53,77	0,68			

Tabela 35. Estatística descritiva para dados de K_{ψ_m} , (cm/h) transformados *logaritmicamente* para a profundidade E, em valores fixos de ψ_m (cm)

Potencial Matricial ψ_m	Ln (Condutividade Hidráulica)									
	N	Média	Mediana	Média	Coeficiente Variação		Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Teste Shapiro- -Wilk
				Mediana	(%)					
					Ln K	K				
-100	5	-6,62	-6,69	0,99	5,00	36,02	0,33	0,90	1,82	0,939
-90	16	-6,38	-6,32	1,01	9,95	45,24	0,64	-2,10	6,65	0,799
-80	25	-6,18	-6,23	0,99	7,24	40,37	0,45	-1,12	3,87	0,909
-70	35	-6,01	-6,00	1,00	5,69	30,86	0,34	-0,98	2,63	0,933
-60	40	-5,97	-5,86	1,02	11,42	46,86	0,68	-2,74	11,58	0,777
-50	41	-5,57	-5,53	1,01	7,97	37,04	0,44	-1,25	2,41	0,918
-45	39	-5,42	-5,42	1,00	10,15	50,95	0,55	-1,02	3,05	0,937
-40	33	-5,09	-4,98	1,02	13,56	63,90	0,69	-1,09	2,85	0,933
-35	24	-4,78	-4,71	1,02	13,01	73,88	0,62	-0,07	1,73	0,960
-30	7	-4,69	-4,59	1,02	11,55	46,44	0,54	-0,63	-1,08	0,900
		Média		1,01	9,55	47,16	0,53	-1,01	3,55	0,901
		Média Ponderada			9,75	47,47	0,54			

4.4 Variabilidade da condutividade hidráulica em função de θ e de ψ_m

Para melhor representar a variabilidade da condutividade hidráulica em função da umidade e do potencial matricial e permitir a comparação entre as relações K_θ e K_{ψ_m} foram feitos os gráficos das Figuras 27 e 28. Nesses gráficos são apresentados os coeficientes de variação (CV) versus os valores de condutividade hidráulica interpolados nos potenciais matriciais ou umidades fixados para a análise estatística. Nos gráficos, em cada ponto foi identificado o número de observações disponíveis referentes à umidade ou potencial matricial.

Figura 27 – Coeficiente de variação dos valores de K_{ψ_m} e K_θ em função de ψ ou de θ , e coeficiente de variação médio ponderado ($\overline{CV}$) para as profundidades A, B e C. Os números junto aos pontos indicam as observações para ψ ou de θ

Figura 28 – Coeficiente de variação dos valores de K_{ψ_m} e K_{θ} em função de ψ ou de θ , e coeficiente de variação médio ponderado ($\overline{CV}$) para as profundidades D e E. Os números junto aos pontos indicam as observações para ψ ou de θ

Analisando-se os gráficos das Figuras 27 e 28 pode-se notar que, de uma forma geral, para a faixa de umidade estudada quanto mais úmido estiver o solo maior o CV. O mesmo foi obtido por Bruckler et al. (2002) utilizando um método de evaporação. Nielsen et al. (1973) observaram comportamento contrário para um solo com 45% de argila em 20 pontos diferentes e em 6 profundidades.

A ordem de grandeza de CV foi menor que a encontrada na literatura uma vez que esse parâmetro foi calculado com o logaritmo dos valores de condutividade hidráulica estimados. Bosch & West (1998) relataram a obtenção de valores de CV para $\ln K$ saturado da ordem de 6 a 235%, incluindo a faixa de valores encontrados neste trabalho para $\ln K$. Nielsen et al. (1973) encontraram uma faixa de CV entre 100 a 400% para uma mesma profundidade com saturações variáveis. Os valores de CV foram em média

menores para K_{ψ_m} que para K_{θ} em quatro das cinco profundidades, sustentando a hipótese inicial desta tese.

Para verificar a tendência de CV versus K_{ψ_m} ou K_{θ} foram ajustadas curvas aos valores. Na Tabela 36 podem-se observar os R^2 e os coeficientes angulares obtidos, notando a existência de uma tendência dos dados, sendo esta mais definida para K_{θ} . As profundidades B e D apresentaram R^2 muito baixo para K_{ψ_m} , o que não foi observado para K_{θ} nessas profundidades.

Tabela 36. Coeficientes angulares e correlações obtidas das curvas de ajuste aos dados de CV versus K_{ψ_m} e K_{θ}

Profundidade	ψ_m		θ	
	b	R^2	b	R^2
A	0,105	0,88	78,7	0,64
B	-0,060	0,22	115,1	0,46
C	0,110	0,48	171,1	0,77
D	0,052	0,06	163,5	0,82
E	0,099	0,42	170,3	0,60

Pode-se considerar pelos dados apresentados que a hipótese foi confirmada, uma vez que se obteve coeficientes de variação maiores para K_{θ} do que para K_{ψ_m} .

5 CONCLUSÕES

A análise dos resultados obtidos neste trabalho permitiu as seguintes conclusões:

1. O coeficiente de variação da condutividade hidráulica em função do potencial matricial é menor, na maioria dos casos, que da condutividade hidráulica em função da umidade, sustentando a hipótese desta tese;
2. Em função da conclusão anterior, é preferível expressar a condutividade hidráulica em função do potencial matricial do que em função da umidade;
3. O método do perfil instantâneo com evaporação utilizado permite a obtenção de valores de condutividade hidráulica em uma faixa de umidade abaixo daquela normalmente disponível em experimentos de perfil instantâneo sem evaporação, principalmente para as camadas mais superficiais;
4. O tratamento logarítmico de dados de condutividade hidráulica leva a uma normalização da densidade da distribuição;
5. Na faixa de umidade avaliada, o coeficiente de variação dos valores de condutividade hidráulica em valores de umidade ou potencial matricial fixos aumenta com a umidade;
6. O coeficiente de variação dos valores de condutividade hidráulica em tempos fixos diminui conforme a umidade aumenta; considerando a conclusão anterior, isso significa que essa variabilidade se deve, principalmente, a variações na umidade do solo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMOOZEGAR, A. A compact constant head permeameter for measuring saturated hydraulic conductivity of the vadose zone. **Soil Science Society of America Journal**, v.53, p.1356-1361, 1989.
- ANGULO-JARAMILLO, R.; VANDEERVAERE, J.P.; ROULIER, S. Field measurement of soil hydraulic properties by disc and ring infiltrometers: a review and recent developments. **Soil Tillage Research**, v.48, p.81-89, 1998.
- BAKER, F.G.; VENEMAN, P.L.M.; BOUMA, J. Limitations of the instantaneous profile method for field measurement of unsaturated hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Proceedings**, v.38, p.885-888, 1974.
- BANTON, O. Field and laboratory-determined hydraulic conductivities considering anisotropy and core surface area. **Soil Science Society of America Journal**, v.57, p.10-15, 1993.
- BELCHER, D.J.; CUYKENDALL, T.R.; SACK, H.S. **The measurement of soil moisture and density by neutron and gamma ray scattering**. Washington: Civil Aeronautics Administration Technology Development, 1950. 20p. (Report, 127).
- BLACK, T.A.; GARDNER, W.R.; THURTELL, G.W. The prediction of evaporation, drainage and soil water storage for a bare soil. **Soil Science Society of America Proceedings**, v.33, p.655-660, 1969.
- BOSCH, D.D.; WEST, L.T. Hydraulic conductivity variability for two sandy soils, **Soil Science Society of America Journal**, v.62, p.90-98, 1998.

- BOUMA, J. Use of soil survey data to select measurement techniques for hydraulic conductivity. **Agricultural and Water Management**, v.6, p.177-190, 1983.
- BRUCKLER, L.; BERTUZZI, P.; ANGULO-JARAMILLO, R.; RUY, S. Testing an infiltration method for estimating soil hydraulic properties in the laboratory. **Soil Science Society of America Journal**, v.66, p.384-395, 2002.
- BURDINE, N.T. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. **Petroleum Transactions**, v.198, p.71-77, 1953.
- CADIMA, A.; LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K. Variabilidade espacial da condutividade hidráulica em um latossolo vermelho-amarelo textura média, no campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.4, p.63-66, 1980.
- CARVALLO, H.O.; CASSEL, D.K.; HAMMOND, J.; BAUER, A. Spatial variability of in situ unsaturated hydraulic conductivity of Maddock sandy loam. **Soil Science**, v.121, p.1-8, 1976.
- CENTURION, J.F.; DEMATTÊ, J.L.I. Efeitos de sistemas de preparo nas propriedades físicas de um solo sob cerrado cultivado com soja. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 9, p.263-266, 1985.
- CHEVIOLLOTE, H.; BOUMA, J. **Optimum logical optimisation de paramètres non linéaires**. Daker: ORSTOM, 1987. 19p.
- CHILDS, E.C.; COLLIS-GEORGE, N. The permeability of porous materials. **Proceedings of Royal Society of London**. Series A, v. 201, p.392-405, 1950.
- CICHOTA, R. Avaliação no campo de um TDR segmentado para determinação da umidade do solo. Piracicaba, 2003. 100p. Dissertação (Mestrado) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.
- CIOLLARO, G.; ROMANO, N. Spatial variability of the hydraulic properties of a volcanic soil. **Geoderma**, v.65, p.263-282, 1995.

- CORREA, J.C. Efeito de métodos de cultivo em algumas propriedades físicas de um latossolo amarelo muito argiloso do Estado do Amazonas. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.20, n.11, p.1317-1322, 1985.
- DAVIDSON, J.M.; NIELSEN, D.R.; LA RUE, M. E. Field measurement and use of soil water properties. **Water Resources Research**, v.5, p.1312-1321, 1969.
- FALLEIROS, M.C.; PORTEZAN, O.; OLIVEIRA, J.C.M.; BACCHI, O.O.S.; REICHARDT, K. Spatial and temporal variability of soil hydraulic conductivity in relation to soil water distribution, using an exponential model. **Soil Technology**, v.45, p.279-285, 1998.
- FARES, A.; ALVA, A.K.; NKEDI-KIZZA, P.; ELRASHIDI, M.A. Estimation of soil hydraulic properties of a sandy soil using capacitance probes and Guelph permeameter. **Soil Science**, v.165, p.768-777, 2000.
- FARRELL, D.A.; LARSON, W.E. Modeling the pore structure of porous media. **Water Resources Research**, v.8, p.699-706, 1972.
- GARDNER, W.R. Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. **Agronomy Journal**, v.48, p.317-320, 1956.
- GARDNER, W.R.; KIRKHAM, D. Determination of soil moisture by neutron scattering. **Soil Science**, v.73, p.391-401, 1952.
- HILLEL, D. **Fundamentals of soil physics**. New York: Academic Press, 1980. 413p.
- HILLEL, D.; KRENTOS, V.D.; STYLIANOU, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. **Soil Science**, v.114, n.5, p. 395-400, 1972.
- JONG VAN LIER, Q. Análise de sensibilidade de um algoritmo computacional para processamento de dados de experimentos de perfil instantâneo. Piracicaba, 2001. 73p. Tese (Livre-Docência) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.

- JONG VAN LIER, Q.; LIBARDI, P. Variabilidade dos parâmetros da equação que relaciona a condutividade hidráulica com a umidade do solo no método do perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.23, n.4, p. 1005-1014, 1999.
- JURY, W.; GARDNER, W.R.; GARDNER, W.H. **Soil physics**. 5. ed., New York: John Wiley, 1991. 328p.
- KLUTE, A. The determination of the hydraulic and diffusivity of unsaturated soils. **Soil Science**, v.113, n.4, p.264-276, 1972.
- KLUTE, A.; DIRKSEN, C. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. In: KLUTE, A. (Ed.) **Methods of soil analysis**. Madison: Soil Science Society of America, 1986. pt. 1: Physical and mineralogical methods, p.697-734.
- KOSUGI, K.; NAKAYAMA, Y. A method for estimating unsaturated hydraulic properties of vertically heterogeneous soils from transient capillary pressure profiles. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.84, p.37-50, 1997.
- KOSUGI, K. Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention. **Water Resources Research**, v.30, p.891-901, 1994.
- KUNZE, R.J.; UEHARA, G.; GRAHAM, K. Factors important in the calculation of hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Proceedings**, v.32, p.760-765, 1968.
- LA RUE, M.E.; NIELSEN, D.R.; HAGAN, R.M. Soil water flux below a ryegrass root zone. **Agronomy Journal**, v.60, p.625-629, 1968.
- LAWLESS, J.F. **Statistical models and methods for lifetime data**. New York: Wiley, 1982. 580p.
- LIBARDI, P.L. **Dinâmica da água no solo**. 2.ed. Piracicaba: P.L. Libardi, 2000. 509p.
- LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Simplified field methods for estimating the unsaturated hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, v.44, p.3-6, 1980.

- LOBATO, E.J.V.; LIBARDI, P.L.; CAMARGO, O.A. Condutividade hidráulica de amostras remoldadas de um latossolo roxo distrófico tratado com água/vinhaça. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.22, p.181-188, 1998.
- LOGSDON, S.D.; JAYNES, D.B. Spatial variability of conductivity in a cultivated field at different times. **Soil Science Society of America Journal**, v.60, p.703-709, 1996.
- LU, Z.; ZHANG, D. Stochastic analysis of transient flow in heterogeneous, variably saturated porous media. **Vadose Zone Journal**, v. 1, p.137-149, 2002.
- MAHESHWARI, B.L. Interrelations among physical and hydraulic parameters of non-cracking soils. **Journal of Agricultural Engineering Research**, v.68, p.297-309, 1997.
- 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 Science**, v.158, n.1, p.1-13, 1994.
- MARSHALL, T.J. A relation between permeability and size distribution of pores. **Journal of Soil Science**, v.9, n.1, p.1-8, 1958.
- MBAGWU, J.S.C. Saturated hydraulic conductivity in relation to physical properties of soils in the Nsukka Plains, southeastern Nigeria. **Geoderma**, v.68, p.51-66, 1995.
- MCKEAGUE, J.A.; WANG, C.; TOPP, G.C. Estimating saturated hydraulic conductivity from soil morphology. **Soil Science Society of America Journal**, v.46, p.1239-1244, 1982.
- MELO FILHO, J. F. Variabilidade dos parâmetros da equação da condutividade hidráulica em função da umidade de um latossolo sob condições de campo. Piracicaba, 2002. Tese (Doutorado) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.
- MILLINGTON, R.J.; QUIRK, J.P. Permeability of porous solids. **Transactions of the Faraday Society**, v.57, p.1200-1206, 1961.

- MOHANTY, S.; SINGH, R. Determination of soil hydrologic properties under simulated rainfall condition. **Agricultural and Water Management**, v.29, p.267-281, 1996.
- MOURA, M.V.T.; LEOPOLDO, P.R.; JÚNIOR, S.M. Uma alternativa para caracterizar o valor da condutividade hidráulica em solo saturado. **Irriga**, v.4, p.83-91, 1999.
- MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resources Research**, v.12, n.3, p.513-522, 1976.
- NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W.; ERH, K.T. Spatial variability of field-measured soil-water properties. **Hilgardia**, v.42, n.7, p.215-259, 1973.
- OR, D.; WRAITH, J.M. Soil water content and water potential relationships. In: SUMNER, M. E. (Ed.). **Handbook of soil science**. New York: CRC Press, 1999. p.53-83.
- PAIGE, G.B.; HILLEL, D. Comparison of three methods for assessing soil hydraulic properties. **Soil Science**, v.155, n.3, p.175-189, 1993.
- PARKIN, T.B.; ROBINSON, J.A. Statistical evaluation of median estimators for lognormal distributed variables. **Soil Science Society of America Journal**, v.57, p.317-323, 1993.
- PAULETTO, E.A.; LIBARDI, P.L.; MANFRON, P.A.; MORAES, S.O. Determinação da condutividade hidráulica de solos a partir da curva de retenção de água. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v.12, p.189-195, 1988.
- PERROUX, K.M.; WHITE, I. Design for disc permeameters. **Soil Science Society of America Journal**, v.52, n.5, p.1205-1215, 1988.
- PREVEDELLO, B.M.S.; PREVEDELLO, C.L.; LIBARDI, P.L. Simplificação analítica do método do perfil instantâneo para obtenção da condutividade hidráulica não saturada em condições de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, n.5, p.93-97, 1981.

- PREVEDELLO, C.L.; REICHARDT, K.; CORDEIRO, D.G.; MELO, E.F.R.Q.; SCHEFFER, M. Gradiente unitário do potencial hidráulico como fonte de erro na obtenção da condutividade hidráulica em solo não saturado, **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.29, n.2, p.275-280, 1994.
- QUEIROZ, M.M.F.; RUSTEBERG, B.; GHEYI, H.R.; GUERRA, H.O.C. Estudo da condutividade hidráulica de um solo aluvial em lisímetros. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.3, n.2, p.161-166, 1999.
- RADCLIFFE, D.E.; RASMUSSEN, T.C. Soil water movement. In: SUMNER, M. E. (Ed.). **Handbook of soil science**. New York: CRC Press, 1999. p.87-123.
- REES, D.G. **Essential statistics**. 3.ed. London: Chapman and Hall, 1995. 265p.
- REICHARDT, K. Uso das radiações gama na determinação da umidade e da densidade do solo. Piracicaba, 1965. 43p. Tese (Doutorado) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.
- REICHARDT, K.; LIBARDI, P.L.; NIELSEN, D.R. Unsaturated hydraulic conductivity determination by a scaling technique. **Soil Science**, v.160, n.3, p.165-168, 1975.
- REYNOLDS, W.D.; ELRICK, D.E.; CLOTHIER, B.E. The constant head well permeameter: Effect of unsaturated flow. **Soil Science**, v.139, p.172-180, 1985.
- RICHARDS, L.A.; GARDNER, W.R. Tensiometers for measuring the capillary tension of soil water. **Journal of the American Society of Agronomy**, v.28, p.352-358, 1936.
- RICHARDS, L.A.; GARDNER, W.R.; OGATA, G. Physical processes determining water loss from soil. **Soil Science Society of America Proceedings**, v.20, p.310-314, 1956.

- ROSE, C.W.; STERN, W.R.; DRUMMOND, J.E. Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content for soil in situ. **Water Resources Research**, v.3, p.1-9, 1965.
- ROULIER, M.H.; STOLZY, L.H.; LETEY, J.; WEEKS, L.V. Approximation of field hydraulic conductivity by laboratory procedures on intact cores. **Soil Science Society of America Proceedings**, v.36, p.387-393, 1972.
- SCHMUGGE, T.J.; JACKSON, T.J.; MCKIM, H.L. Survey of methods for soil moisture determination. **Water Resources Research**, v.16, n.6, p.961-979, 1980.
- SHAPIRO, S.S.; WILK, M.B. An analysis of variance test for normality (complete samples). **Biometrika**, v. 52, p.591-611, 1965.
- SHOUSE, P.J.; SISSON, J.B.; ELLSWORTH, T.R.; JOBES, J.A. Estimating in situ unsaturated hydraulic properties of vertically heterogeneous soils. **Soil Science Society of America Journal**, v.56, p.1673-1679, 1992.
- SHOUSE, P.J.; MOHANTY, B.P. Scaling of near-saturated hydraulic conductivity measured using disc infiltrometers. **Water Resources Research**, v.34, p.1195-1205, 1998.
- SISSON, J.B.; FERGUSON, A.H.; VAN GENUCHTEN, M.TH. Simple method for predicting drainage from field plots. **Soil Science Society of America Journal**, v.44, p.1147-1152, 1980.
- SPIEGEL, M.R. **Estatística**. 2.ed. São Paulo: Mcgraw-Hill, 1985. 454p.
- STAT SOFT. Statistica for Windows [Electronic manual index]: v. 4.3. Tulsa, 1993. 2v.
- STEPHENS, D.B.; LAMBERT, K.; WATSON, D. Regression models for hydraulic conductivity and field test of the borehole permeameter. **Water Resources Research**, v.23, p.2207-2214, 1987.
- STOCKTON, J.G.; WARRICK, A.W. Spatial variability of unsaturated hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Proceedings**, v.35, p.847-848, 1971.

- TAMARI, S.; BRUCKLER, L.; HALBERTSMA, J; CHADOEUF, J. A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory. **Soil Science Society of America Journal**, v.57, p.642-651, 1993.
- TIMM, L.C.; OLIVEIRA, J.C.M.; TOMINAGA, T.T.; CÁSSARO, F.A.M.; REICHARDT, K.; BACCHI, O.O.S. Soil hydraulic conductivity measurement on a sloping field. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.4, n.3, p.480-482, 2000.
- TOPP, G.C.; DAVIS, J.L.; ANNAN, A.P. Electromagnetic determination of soil water content: Measurement in coaxial transmission lines. **Water Resources Research**, v.16, p.574-582, 1980.
- VAN BAVEL, C.H.M.; STIRK, G.B.; BRUST, K.J. Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurement of water uptake by roots. I. Interpretation of water content and pressure profiles. **Soil Science Society of America Proceedings**, v.32, p.310-317, 1968.
- 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.
- VIEIRA, S. **Princípios de estatística**. São Paulo: Pioneira, 1999. 144p.
- VILLAGRA, M.M.; MICHIELS, P.; HARTMANN, R.; BACCHI, O.O.S.; REICHARDT, K. Field determined variation of the unsaturated hydraulic conductivity functions using simplified analysis of internal drainage experiments. **Scientia Agrícola**, v.51, n.1, p.113-122, 1994.
- 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 Resources Research**, v.2, n.4, p.709-715, 1966.

- WATSON, K.K.; LUXMOORE, R.J. Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer. **Soil Science Society of America Journal**, v.50, p.578-582, 1986.
- WENDROTH, O.; EHLERS, W.; HOPMANS, J.W.; KAGE, H.; HALBERTSMA, J.; WÖSTEN, J.H.M. Reevaluation of the evaporation method for determining hydraulic functions in unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, v.57, p.1436-1443, 1993.
- WIND, G.P. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In: RIJTEMA, P.E.; WASSINK, H. (Ed.). **Water in the unsaturated zone**. Paris: UNESCO, 1968. v.1, p.181-191.
- WYLLIE, M.R.J.; GARDNER, G.H.F. The generalized Kozeny-Carman equation. **World Oil**, v.146, p.210-228, 1958.
- YOUNGS, E.G. An infiltration method of measuring the hydraulic conductivity of unsaturated porous material. **Soil Science**, v. 109, p.307-311, 1964.
- ZHU, J.; MOHANTY, B.P. Spatial averaging of van Genuchten hydraulic parameters for steady-state flow in heterogeneous soils: a numerical study. **Vadose Zone Journal**, v.1, p.261-272, 2002.

APÊNDICES

Apêndice 2 – Pares de dados $K(\theta, \psi)$ determinados no experimento com evaporação

	Tempo (h)	A			B			C			D			E		
		K (cm h ⁻¹)	θ (cm ³ cm ⁻³)	ψ (cm)	K (cm h ⁻¹)	θ (cm ³ cm ⁻³)	ψ (cm)	K (cm h ⁻¹)	θ (cm ³ cm ⁻³)	ψ (cm)	K (cm h ⁻¹)	θ (cm ³ cm ⁻³)	ψ (cm)	K (cm h ⁻¹)	θ (cm ³ cm ⁻³)	ψ (cm)
Bateria 2	8,9	0,011661	0,289	-101,2	0,010458	0,259	-79,3	0,000939	0,243	-78,1	0,001504	0,275	-58,7	0,001739	0,273	-58,2
	32,8	0,003154	0,284	-111,9	0,002715	0,256	-83,1	0,000868	0,244	-75,6	0,001087	0,272	-63,8	0,001138	0,272	-60,1
	56,4	0,001690	0,278	-128,9	0,001190	0,254	-86,8	0,006187	0,243	-78,1	0,000820	0,270	-69,4	0,000798	0,269	-63,3
	76,8	0,001018	0,270	-152,9	0,000691	0,252	-91,9	0,000137	0,241	-82,6	0,000584	0,267	-75,7	0,000538	0,265	-68,9
	101,4	0,000850	0,268	-163,0	0,000587	0,251	-92,5	0,000288	0,240	-83,2	0,000481	0,269	-70,7	0,000448	0,267	-67,0
	126,1	0,000721	0,265	-174,3	0,000505	0,251	-93,8	0,000312	0,240	-83,2	0,000393	0,271	-65,7	0,000376	0,268	-64,5
	150,8	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	175,3	0,000521	0,260	-208,9	0,000370	0,247	-102,6	0,000628	0,239	-87,0	0,000269	0,271	-65,7	0,000270	0,268	-65,2
	199,1	0,000435	0,256	-235,4	0,000313	0,245	-107,6	0,000422	0,237	-91,4	0,000192	0,272	-63,8	0,000218	0,268	-64,5
	223,7	0,000391	0,254	-252,4	0,000285	0,245	-108,9	0,000353	0,237	-92,0	0,000134	0,271	-66,3	0,000185	0,268	-65,2
Bateria 4	8,9	0,005359	0,251	-93,2	0,000232	0,233	-76,3	0,001830	0,237	-77,0	0,002291	0,263	-65,8	0,002543	0,285	-57,7
	32,8	0,013345	0,244	-99,5	0,000728	0,230	-79,4	0,001389	0,236	-79,5	0,001739	0,262	-67,7	0,001848	0,284	-59,6
	56,4	0,005255	0,233	-112,7	0,007589	0,228	-82,6	0,000808	0,235	-81,4	0,000822	0,259	-73,4	0,000766	0,279	-67,8
	76,8	0,002008	0,223	-125,9	0,001222	0,226	-85,1	0,000501	0,234	-82,1	0,000445	0,258	-76,5	0,000399	0,273	-78,5
	101,4	0,001898	0,220	-129,7	0,001092	0,225	-87,0	0,000387	0,234	-82,1	0,000428	0,260	-72,1	0,000391	0,277	-72,2
	126,1	0,001706	0,217	-135,4	0,000908	0,224	-88,2	0,000352	0,235	-81,4	0,000463	0,262	-66,4	0,000405	0,282	-62,8
	150,8	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	175,3	0,001302	0,210	-149,9	0,000702	0,221	-92,6	0,000433	0,233	-83,3	0,000318	0,262	-66,4	0,000300	0,283	-61,5
	199,1	0,001108	0,204	-162,5	0,000602	0,218	-97,1	0,000728	0,232	-85,2	0,000228	0,263	-65,8	0,000249	0,284	-58,4
	223,7	0,000912	0,200	-174,4	0,000497	0,218	-97,7	0,000539	0,232	-85,2	0,000168	0,263	-65,8	0,000202	0,285	-57,7
Bateria 6	8,9	0,002406	0,261	-104,0	0,001177	0,253	-72,6	0,001692	0,243	-65,8	0,002598	0,282	-54,0	0,003603	0,288	-47,8
	32,8	0,001901	0,256	-112,2	0,001033	0,252	-75,1	0,001201	0,241	-69,0	0,000952	0,280	-59,0	0,001003	0,284	-52,2
	56,4	0,001416	0,251	-124,2	0,000817	0,251	-78,3	0,000543	0,239	-74,6	0,000526	0,278	-64,0	0,000497	0,279	-59,1
	76,8	0,000962	0,244	-140,5	0,000555	0,249	-82,1	0,000388	0,237	-77,1	0,000325	0,277	-67,2	0,000283	0,276	-63,5
	101,4	0,000908	0,243	-145,6	0,000533	0,249	-84,0	0,000427	0,238	-75,9	0,000247	0,277	-65,3	0,000209	0,280	-58,5
	126,1	0,000823	0,241	-153,1	0,000483	0,248	-86,5	0,000374	0,238	-75,9	0,000175	0,279	-62,1	0,000151	0,283	-53,4
	150,8	0,000723	0,238	-162,6	0,000429	0,247	-89,6	0,000511	0,238	-75,9	0,000097	0,278	-62,8	0,000101	0,284	-52,8
	175,3	0,000594	0,235	-178,3	0,000347	0,246	-93,4	0,000342	0,238	-76,5	0,000070	0,278	-64,0	0,000074	0,285	-51,6
	199,1	0,000520	0,231	-192,8	0,000301	0,244	-99,1	0,000264	0,236	-79,7	0,000055	0,277	-65,9	0,000058	0,284	-52,8
	223,7	0,000472	0,230	-204,2	0,000271	0,243	-102,9	0,000223	0,236	-80,9	0,000044	0,276	-68,4	0,000047	0,283	-53,4
Bateria 7	8,9	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	32,8	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	56,4	0,009704	0,237	-116,7	0,002132	0,230	-79,0	0,001208	0,240	-77,9	0,001046	0,252	-79,3	0,000926	0,265	-63,0
	76,8	0,006937	0,232	-127,4	0,002625	0,227	-84,7	0,000472	0,239	-80,4	0,000792	0,246	-93,1	0,000770	0,264	-64,3
	101,4	0,001978	0,222	-153,3	0,000661	0,226	-87,9	0,000008	0,239	-79,8	0,000613	0,245	-95,7	0,000483	0,266	-61,8
	126,1	0,000757	0,211	-196,1	0,000295	0,224	-91,0	0,000097	0,239	-80,4	0,000416	0,249	-85,0	0,000263	0,268	-58,6
	150,8	0,000366	0,200	-270,4	0,000168	0,223	-94,2	0,000358	0,239	-80,4	0,000214	0,247	-90,6	0,000135	0,268	-59,9
	175,3	0,000228	0,193	-351,1	0,000121	0,222	-98,6	0,000198	0,239	-81,1	0,000106	0,245	-93,8	0,000080	0,267	-61,1
	199,1	0,000207	0,192	-368,1	0,000121	0,219	-104,9	0,000167	0,237	-84,2	0,000078	0,244	-97,6	0,000070	0,266	-61,8
	223,7	0,000211	0,193	-355,5	0,000131	0,218	-109,9	0,000172	0,237	-84,8	0,000074	0,243	-101,3	0,000073	0,265	-63,0
Bateria 10	8,9	0,003820	0,224	-98,1	0,002394	0,224	-73,7	0,002489	0,245	-66,2	0,001345	0,254	-53,7	0,000394	0,269	-54,5
	32,8	0,004083	0,217	-105,0	0,003528	0,221	-76,2	0,001751	0,238	-71,9	0,001026	0,246	-60,0	0,000176	0,266	-57,6
	56,4	0,002129	0,206	-120,8	0,001437	0,218	-78,7	0,002213	0,237	-73,1	0,000609	0,240	-65,1	0,000024	0,264	-60,2
	76,8	0,001408	0,196	-139,7	0,000950	0,218	-79,3	0,000416	0,235	-75,0	0,000340	0,235	-70,7	0,000117	0,263	-61,4
	101,4	0,001455	0,196	-139,1	0,001064	0,216	-80,6	0,000906	0,236	-73,8	0,000127	0,240	-65,7	0,000231	0,265	-58,9
	126,1	0,001512	0,196	-139,1	0,001122	0,215	-82,5	0,001001	0,238	-72,5	0,000110	0,247	-58,8	0,000384	0,272	-52,0
	150,8	0,001302	0,193	-144,7	0,001008	0,213	-84,4	0,001086	0,241	-69,4	0,000311	0,251	-56,3	0,000411	0,272	-52,0
	175,3	0,001091	0,190	-154,8	0,000848	0,211	-86,3	0,000020	0,241	-69,4	0,000372	0,253	-54,4	0,000389	0,271	-52,6
	199,1	0,000957	0,185	-170,6	0,000707	0,210	-87,5	0,000041	0,230	-80,7	0,000388	0,254	-53,1	0,000377	0,271	-52,6
	223,7	0,000833	0,182	-186,3	0,000592	0,209	-88,8	0,000062	0,222	-89,5	0,000414	0,257	-51,2	0,000359	0,272	-52,0
Bateria 12	8,9	0,375776	0,251	-101,4	0,003562	0,239	-79,5	0,001038	0,240	-77,7	0,001598	0,248	-67,1	0,001869	0,278	-57,8
	32,8	0,007268	0,243	-110,8	0,005992	0,237	-81,3	0,000710	0,240	-77,1	0,001038	0,248	-67,1	0,001100	0,277	-59,0
	56,4	0,002483	0,234	-122,2	0,001799	0,234	-85,8	0,000583	0,240	-76,4	0,000684	0,248	-68,4	0,000682	0,273	-64,1
	76,8	0,001698	0,229	-131,0	0,001358	0,231	-90,2	0,000105	0,239	-79,6	0,000507	0,247	-70,2	0,000521	0,267	-70,4
	101,4	0,001256	0,224	-143,0	0,001012	0,231	-91,4	0,000518	0,238	-80,2	0,000480	0,246	-71,5	0,000475	0,271	-66,0
	126,1	0,000965	0,219	-156,8	0,000777	0,228	-95,2	0,000341	0,239	-79,6	0,000491	0,246	-72,1	0,000442	0,276	-60,3
	150,8	0,000769	0,216	-172,6	0,000634	0,226	-98,4	0,000306	0,238	-81,5	0,000437	0,245	-74,0	0,000378	0,278	-58,4
	175,3	0,000588	0,213	-195,3	0,000494	0,225	-101,5	0,000595	0,237	-83,4	0,000367	0,244	-75,9	0,000302	0,280	-55,9
	199,1	0,000449	0,211	-221,7	0,000387	0,222	-105,3	0,000407	0,236	-84,0	0,000239	0,243	-77,2	0,000223	0,280	-55,9
	223,7	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Bateria 17	8,9	0,032869	0,229	-97,8	0,003865	0,229	-92,8	0,003448	0,242	-101,0	0,002929	0,259	-114,2	0,002535	0,250	-118,0
	32,8	0,011161	0,228	-99,7	0,001525	0,228	-94,8	0,001832	0,243	-99,7	0,001416	0,259	-114,2	0,001239	0,251	-116,7
	56,4	0,002033	0,221	-110,4	0,000431	0,227	-97,2	0,001482	0,243	-98,5	0,000729	0,259	-114,2	0,000585	0,250	-119,9
	76,8	0,001054	0,212	-128,1	0,000442	0,225	-101,0	0,001023	0,242	-101,6	0,000298	0,258	-116,1	0,000255	0,246	-129,3
	101,4	0,001059	0,209	-134,4	0,000487	0,225	-102,									

Apêndice 2 – Pares de dados $K(\theta, \psi)$ determinados no experimento com evaporação (cont.)

	Tempo (h)	A			B			C			D			E		
		K (cm h ⁻¹)	θ (cm ³ cm ⁻³)	ψ (cm)	K (cm h ⁻¹)	θ (cm ³ cm ⁻³)	ψ (cm)	K (cm h ⁻¹)	θ (cm ³ cm ⁻³)	ψ (cm)	K (cm h ⁻¹)	θ (cm ³ cm ⁻³)	ψ (cm)	K (cm h ⁻¹)	θ (cm ³ cm ⁻³)	ψ (cm)
Bateria 19	8,9	0,000346	0,227	-91,4	0,003738	0,233	-78,3	0,002897	0,223	-69,6	0,005634	0,251	-72,2	0,005630	0,268	-62,3
	32,8	0,014790	0,225	-93,3	0,002502	0,233	-78,3	0,001771	0,226	-66,5	0,004060	0,251	-71,6	0,004115	0,269	-60,4
	56,4	0,023407	0,221	-98,3	0,001190	0,231	-81,5	0,001376	0,223	-69,6	0,001340	0,251	-72,2	0,001737	0,268	-61,0
	76,8	0,135197	0,218	-102,8	0,000158	0,228	-87,8	0,000765	0,219	-76,5	0,000972	0,250	-75,4	0,001502	0,264	-67,3
	101,4	0,003314	0,212	-113,5	0,003002	0,227	-89,0	0,000151	0,219	-76,5	0,000494	0,250	-76,7	0,000921	0,264	-68,0
	126,1	0,001760	0,207	-124,8	0,000882	0,227	-90,3	0,000570	0,220	-75,3	0,000400	0,250	-76,0	0,000784	0,267	-63,5
	150,8	0,001245	0,203	-133,0	0,000530	0,225	-94,1	0,002886	0,220	-74,0	0,000418	0,249	-78,5	0,000692	0,265	-65,4
	175,3	0,000912	0,200	-143,1	0,000337	0,223	-97,8	0,000137	0,222	-72,1	0,000447	0,248	-80,4	0,000627	0,265	-65,4
	199,1	0,000733	0,197	-153,8	0,000241	0,222	-101,0	0,000146	0,221	-72,8	0,000513	0,248	-81,1	0,000611	0,266	-64,2
	223,7	0,000575	0,194	-167,6	0,000173	0,221	-102,2	0,000141	0,220	-74,0	0,000510	0,247	-83,0	0,000540	0,266	-64,8
259,2	0,000481	0,190	-188,4	0,000180	0,219	-107,9	0,000775	0,218	-78,4	0,000358	0,246	-86,1	0,000424	0,264	-67,3	
342,0	0,000337	0,184	-231,9	0,000140	0,213	-123,7	0,000375	0,225	-82,2	0,000237	0,235	-91,1	0,000299	0,254	-71,7	
Bateria 22	8,9	0,009874	0,203	-97,4	0,002558	0,227	-70,4	0,003354	0,220	-79,4	0,002482	0,255	-80,1	0,001108	0,257	-75,8
	32,8	0,003758	0,197	-106,9	0,003161	0,225	-73,0	0,002094	0,220	-78,8	0,001487	0,255	-78,9	0,001022	0,259	-73,3
	56,4	0,002666	0,191	-116,3	0,001263	0,222	-76,1	0,001594	0,219	-80,6	0,001044	0,254	-80,8	0,000666	0,258	-74,0
	76,8	0,001864	0,186	-128,9	0,001290	0,219	-80,5	0,000914	0,217	-83,8	0,000598	0,252	-85,8	0,000355	0,255	-80,9
	101,4	0,001479	0,181	-139,6	0,001022	0,217	-83,7	0,000658	0,217	-84,4	0,000429	0,253	-85,2	0,000233	0,256	-79,6
	126,1	0,001370	0,178	-149,1	0,000904	0,215	-86,2	0,000034	0,216	-85,7	0,000407	0,253	-83,9	0,000195	0,260	-71,4
	150,8	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	175,3	0,001158	0,175	-162,3	0,000790	0,213	-88,7	0,000636	0,215	-88,2	0,000246	0,252	-85,8	0,000105	0,260	-70,8
	199,1	0,000946	0,171	-178,1	0,000648	0,211	-92,5	0,000522	0,214	-90,7	0,000136	0,252	-85,8	0,000050	0,261	-70,2
	223,7	0,000803	0,168	-191,9	0,000538	0,208	-98,2	0,000647	0,213	-92,6	0,000121	0,252	-85,8	0,000039	0,261	-70,2
259,2	0,000608	0,165	-220,9	0,000397	0,205	-104,5	0,000416	0,211	-97,0	0,000117	0,251	-89,6	0,000032	0,260	-71,4	
342,0	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Bateria 24	8,9	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	32,8	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	56,4	0,006874	0,282	-60,9	0,000618	0,262	-81,2	0,001288	0,250	-75,7	0,002903	0,257	-70,7	0,008092	0,283	-63,3
	76,8	0,014353	0,232	-109,4	0,068112	0,257	-86,9	0,000096	0,249	-81,3	0,000082	0,255	-76,4	0,000166	0,268	-89,8
	101,4	0,003360	0,207	-140,9	0,001163	0,254	-90,0	0,000056	0,249	-80,7	0,000048	0,255	-75,8	0,000114	0,272	-83,5
	126,1	0,002040	0,201	-156,7	0,000645	0,251	-94,4	0,000117	0,249	-80,1	0,000023	0,258	-69,5	0,000121	0,278	-69,6
	150,8	0,001051	0,190	-192,6	0,000333	0,245	-102,0	0,000081	0,249	-80,7	0,000016	0,258	-69,5	0,000097	0,282	-64,6
	175,3	0,000638	0,183	-229,8	0,000203	0,241	-108,3	0,000035	0,249	-80,1	0,000013	0,258	-68,2	0,000073	0,288	-55,1
	199,1	0,000470	0,179	-252,5	0,000154	0,238	-112,1	0,000031	0,249	-82,0	0,000008	0,258	-68,9	0,000057	0,289	-54,5
	223,7	0,000394	0,178	-260,0	0,000135	0,242	-106,4	0,000032	0,248	-83,9	0,000005	0,257	-71,4	0,000047	0,289	-53,9
259,2	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
342,0	0,000257	0,174	-304,7	0,000094	0,243	-105,2	0,000026	0,247	-90,2	0,000004	0,255	-75,2	0,000030	0,284	-60,8	
Bateria 26	8,9	0,049179	0,261	-85,2	0,001842	0,278	-67,1	0,003054	0,263	-62,2	0,002695	0,250	-59,1	0,002625	0,283	-55,5
	32,8	0,005483	0,255	-90,9	0,003041	0,279	-66,5	0,002269	0,264	-60,3	0,001784	0,250	-59,1	0,001699	0,282	-56,7
	56,4	0,003668	0,249	-99,1	0,003007	0,276	-69,0	0,001530	0,263	-61,5	0,001207	0,248	-60,4	0,001200	0,280	-58,6
	76,8	0,002436	0,238	-116,1	0,001737	0,267	-77,2	0,000973	0,257	-69,7	0,000799	0,247	-62,3	0,000843	0,274	-64,9
	101,4	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	126,1	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	150,8	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	175,3	0,001247	0,225	-147,6	0,000790	0,259	-84,7	0,000019	0,258	-68,5	0,000546	0,243	-66,1	0,000546	0,274	-64,9
	199,1	0,000863	0,217	-175,3	0,000554	0,257	-87,3	0,000244	0,263	-62,2	0,000377	0,241	-68,6	0,000387	0,279	-59,9
	223,7	0,000716	0,213	-195,5	0,000460	0,254	-90,4	0,000224	0,263	-62,2	0,000315	0,239	-71,1	0,000325	0,278	-60,5
259,2	0,000508	0,207	-245,9	0,000330	0,247	-99,9	0,000569	0,259	-67,2	0,000211	0,236	-74,9	0,000230	0,274	-65,6	
342,0	0,000280	0,200	-382,0	0,000181	0,233	-123,2	0,000246	0,251	-78,6	0,000120	0,233	-79,9	0,000131	0,265	-76,3	
Bateria 28	8,9	0,013930	0,196	-101,6	0,000691	0,205	-79,0	0,001710	0,199	-85,4	0,001586	0,258	-72,3	0,001567	0,262	-71,2
	32,8	0,004639	0,192	-107,3	0,006916	0,205	-79,0	0,001229	0,203	-81,0	0,000955	0,260	-69,8	0,000899	0,263	-70,6
	56,4	0,002004	0,185	-120,5	0,001247	0,203	-80,3	0,000709	0,202	-81,7	0,000496	0,260	-69,2	0,000489	0,262	-72,5
	76,8	0,000911	0,174	-148,8	0,000484	0,199	-85,3	0,011216	0,200	-84,8	0,000299	0,259	-70,4	0,000281	0,257	-80,6
	101,4	0,000656	0,167	-174,0	0,000351	0,197	-89,1	0,000010	0,199	-85,4	0,000224	0,258	-73,0	0,000211	0,258	-79,4
	126,1	0,000477	0,161	-206,2	0,000259	0,194	-92,9	0,000087	0,200	-84,8	0,000158	0,258	-73,0	0,000155	0,259	-76,2
	150,8	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	175,3	0,000268	0,153	-294,4	0,000150	0,189	-101,7	0,000191	0,199	-85,4	0,000067	0,258	-73,0	0,000081	0,259	-77,5
	199,1	0,000213	0,149	-349,8	0,000122	0,186	-108,0	0,000120	0,199	-85,4	0,000035	0,258	-73,0	0,000060	0,260	-75,0
	223,7	0,000213	0,148	-353,0	0,000124	0,186	-107,4	0,000111	0,199	-86,1	0,000022	0,258	-73,6	0,000056	0,260	-75,6
259,2	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
342,0	0,000154	0,145	-450,6	0,000091	0,183	-115,6	0,000077	0,194	-93,0	0,000011	0,254	-79,9	0,000039	0,253	-89,5	
Bateria 30	8,9	0,001177	0,216	-138,6	0,000481	0,246	-84,6	0,000089	0,240	-81,5	0,000351	0,264	-75,4	0,000945	0,276	-69,8
	32,8	0,000690	0,212	-151,2	0,000324	0,249	-80,2	0,000036	0,244	-76,5	0,000483	0,264	-75,4	0,001250	0,281	-63,5
	56,4	0,000357	0,207	-178,3	0,000361	0,248	-81,4	---	---	---	0,000322	0,262	-79,1	0,000266	0,280	-64,8
	76,8	0,000231	0,203	-209,2	0,000231	0,244	-86,5	0,000170	0,242	-78,4	0,000303	0,262	-79,1	0,000249	0,276	-69,8
	101,4	0,000149	0,200	-259,6	0,000122	0,243	-88,3	0,000084	0,242	-79,0	0,000289	0,264	-73,5	0,000209	0,276	-69,8
	126,1	0,000109	0,197	-310,0	0,000080	0,242	-89,6	0,000063	0,242	-79,0	0,000314	0,264	-74,7	0,000193	0,281	-64,1
	150,8	0,000117	0,198	-293,6	0,000055	0,241	-91,5	0,000379	0,241	-80,3	0,000258	0,260	-84,2			

Apêndice 2 – Pares de dados $K(\theta, \psi)$ determinados no experimento com evaporação (cont.)

	Tempo (h)	A			B			C			D			E		
		K (cm h ⁻¹)	θ (cm ³ cm ⁻³)	ψ (cm)	K (cm h ⁻¹)	θ (cm ³ cm ⁻³)	ψ (cm)	K (cm h ⁻¹)	θ (cm ³ cm ⁻³)	ψ (cm)	K (cm h ⁻¹)	θ (cm ³ cm ⁻³)	ψ (cm)	K (cm h ⁻¹)	θ (cm ³ cm ⁻³)	ψ (cm)
Bateria 33	8,9	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	32,8	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	56,4	0,012145	0,223	-104,1	0,004381	0,219	-74,6	0,002042	0,234	-69,1	0,002654	0,255	-59,1	0,002582	0,269	-47,9
	76,8	0,085337	0,213	-123,0	0,153839	0,216	-78,4	0,231609	0,233	-69,7	0,447524	0,254	-61,0	0,346419	0,267	-49,2
	101,4	0,075873	0,204	-141,9	0,127676	0,211	-86,0	0,080480	0,232	-71,0	0,332074	0,254	-61,6	0,235250	0,266	-51,1
	126,1	0,063751	0,197	-164,0	0,105148	0,210	-87,9	0,114777	0,231	-71,6	0,198910	0,254	-60,4	0,147289	0,264	-52,3
	150,8	0,048532	0,188	-201,1	0,079425	0,213	-83,5	0,105459	0,230	-72,9	0,098204	0,253	-62,3	0,085109	0,264	-52,9
	175,3	0,038068	0,182	-244,0	0,061759	0,213	-82,8	0,166753	0,229	-74,1	0,055789	0,252	-64,2	0,056761	0,263	-53,6
	199,1	0,034770	0,179	-266,7	0,056252	0,213	-82,8	0,133917	0,228	-75,4	0,038877	0,252	-64,2	0,046691	0,263	-54,2
	223,7	0,035432	0,179	-272,3	0,057195	0,212	-84,7	0,123183	0,227	-77,3	0,030084	0,252	-65,4	0,043707	0,262	-54,8
259,2	0,029845	0,175	-315,2	0,047839	0,208	-91,6	0,091985	0,225	-80,4	0,019334	0,250	-67,9	0,034826	0,260	-57,4	
342,0	0,020079	0,170	-423,5	0,031778	0,200	-109,9	0,059504	0,226	-89,2	0,018235	0,250	-72,4	0,025840	0,263	-61,8	
Bateria 38	8,9	0,000265	0,303	-89,7	0,003020	0,300	-72,2	0,000838	0,282	-72,9	0,002305	0,274	-68,6	0,000233	0,299	-66,2
	32,8	0,003266	0,301	-92,8	0,001257	0,301	-69,7	0,000565	0,286	-67,3	0,000772	0,276	-64,2	0,000091	0,299	-65,6
	56,4	0,002804	0,298	-96,6	0,000434	0,301	-70,9	0,000112	0,285	-69,1	0,000342	0,276	-64,2	0,000261	0,299	-65,6
	76,8	0,002235	0,290	-108,6	0,000504	0,299	-76,0	0,000383	0,279	-78,6	0,000492	0,275	-66,1	0,000332	0,299	-65,6
	101,4	0,001148	0,284	-118,0	0,000249	0,299	-77,8	0,000822	0,281	-75,4	0,000478	0,275	-66,7	0,000279	0,299	-66,9
	126,1	0,000858	0,283	-120,6	0,000028	0,299	-79,1	0,000543	0,283	-72,3	0,000345	0,276	-64,9	0,000190	0,299	-66,9
	150,8	0,000714	0,282	-123,1	0,000064	0,298	-80,4	0,000233	0,284	-70,4	0,000260	0,276	-64,9	0,000137	0,298	-67,5
	175,3	0,000526	0,279	-128,8	0,000079	0,298	-80,4	0,000025	0,288	-64,7	0,000198	0,276	-64,2	0,000097	0,298	-67,5
	199,1	0,000443	0,275	-136,9	0,000066	0,298	-82,9	0,000054	0,288	-64,7	0,000185	0,276	-64,9	0,000086	0,298	-68,8
	223,7	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
259,2	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
342,0	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Bateria 39	8,9	0,004118	0,227	-85,0	0,000699	0,231	-67,5	0,000365	0,218	-71,4	0,000844	0,240	-70,3	0,001459	0,268	-56,5
	32,8	0,024648	0,220	-91,3	0,001448	0,233	-65,0	0,000173	0,218	-70,8	0,000415	0,242	-66,5	0,000587	0,268	-57,2
	56,4	0,004822	0,213	-101,4	0,007673	0,231	-67,5	0,000165	0,218	-71,4	0,000353	0,246	-61,4	0,000442	0,268	-57,8
	76,8	0,001793	0,201	-120,3	0,000838	0,225	-73,8	0,000310	0,218	-71,4	0,000305	0,245	-63,3	0,000330	0,267	-59,0
	101,4	0,001362	0,196	-129,8	0,000610	0,224	-74,4	---	---	---	0,000252	0,244	-64,6	0,000272	0,266	-59,7
	126,1	0,001082	0,192	-140,5	0,000474	0,223	-75,1	0,000157	0,217	-73,3	0,000214	0,244	-64,0	0,000230	0,266	-60,3
	150,8	0,000878	0,187	-154,3	0,000382	0,222	-77,0	0,000158	0,216	-75,8	0,000178	0,242	-66,5	0,000193	0,265	-62,2
	175,3	0,000690	0,182	-170,7	0,000300	0,222	-76,3	0,000137	0,215	-76,4	0,000142	0,242	-67,1	0,000156	0,265	-62,8
	199,1	0,000562	0,177	-188,3	0,000244	0,222	-77,0	0,000119	0,215	-77,1	0,000115	0,242	-67,1	0,000129	0,264	-63,5
	223,7	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
259,2	0,000392	0,170	-232,4	0,000170	0,217	-82,6	0,000259	0,214	-79,6	0,000081	0,240	-69,6	0,000093	0,263	-65,3	
342,0	0,000186	0,158	-338,3	0,000097	0,210	-92,7	0,000116	0,213	-80,9	0,000045	0,237	-73,4	0,000054	0,262	-69,1	
Bateria 41	8,9	0,069483	0,285	-84,6	0,000421	0,298	-66,4	0,000251	0,218	-72,2	0,000406	0,270	-69,8	---	---	---
	32,8	0,004792	0,279	-91,5	0,000491	0,298	-65,8	0,000134	0,219	-70,3	0,000272	0,270	-69,8	---	---	---
	56,4	0,002174	0,269	-103,5	0,000080	0,297	-67,7	0,000030	0,219	-69,7	0,000176	0,269	-71,7	---	---	---
	76,8	0,002843	0,275	-97,2	0,001440	0,296	-69,6	0,000054	0,221	-66,5	0,000145	0,269	-72,3	---	---	---
	101,4	0,002432	0,272	-101,0	0,001078	0,296	-70,2	0,000144	0,220	-67,2	0,000095	0,269	-73,6	---	---	---
	126,1	0,001044	0,253	-128,0	0,000151	0,296	-70,8	0,000126	0,220	-67,8	0,000078	0,268	-74,9	---	---	---
	150,8	0,000773	0,244	-144,4	0,000065	0,295	-72,1	0,000069	0,220	-68,4	0,000086	0,268	-75,5	---	---	---
	175,3	0,000573	0,235	-164,6	0,000024	0,294	-73,4	0,000010	0,220	-67,8	0,000085	0,267	-76,7	---	---	---
	199,1	0,000642	0,224	-192,3	0,000005	0,293	-75,9	0,000062	0,220	-67,8	0,000245	0,267	-78,6	---	---	---
	223,7	0,000569	0,220	-204,3	0,000009	0,293	-76,5	0,000104	0,220	-68,4	0,000259	0,267	-79,3	---	---	---
259,2	0,000403	0,216	-221,3	0,000020	0,291	-80,9	0,000128	0,220	-68,4	0,000276	0,267	-79,9	---	---	---	
342,0	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Bateria 42	8,9	0,010517	0,284	-85,8	0,001158	0,301	-61,4	0,001062	0,264	-67,8	0,000015	0,275	-58,5	---	---	---
	32,8	0,006101	0,279	-91,5	0,000400	0,301	-60,8	0,000993	0,264	-67,8	0,000439	0,278	-52,2	---	---	---
	56,4	0,004051	0,272	-96,7	0,001128	0,298	-65,2	0,000719	0,264	-68,4	0,000329	0,277	-52,8	0,000270	0,291	-58,6
	76,8	0,002563	0,261	-115,4	0,000653	0,296	-70,8	0,000860	0,263	-70,3	0,000245	0,275	-57,8	0,000222	0,291	-58,0
	101,4	0,001828	0,253	-126,8	0,000524	0,296	-70,8	0,001910	0,263	-70,3	0,000130	0,275	-57,8	0,000154	0,291	-58,6
	126,1	0,001276	0,246	-140,0	0,000393	0,296	-70,2	0,000423	0,262	-71,0	0,000048	0,279	-50,3	0,000099	0,289	-60,5
	150,8	0,000795	0,230	-176,6	0,000247	0,295	-72,1	0,000212	0,261	-73,5	0,000003	0,279	-50,3	0,000062	0,288	-61,7
	175,3	0,000560	0,217	-216,2	0,000176	0,294	-74,0	0,000147	0,260	-74,7	0,000013	0,278	-50,9	0,000044	0,287	-63,6
	199,1	0,000562	0,217	-217,5	0,000177	0,292	-78,4	0,000149	0,259	-76,0	0,000012	0,278	-52,2	0,000047	0,286	-65,5
	223,7	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
259,2	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
342,0	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Bateria 43	8,9	0,006938	0,255	-82,0	0,000759	0,288	-62,0	0,001617	0,265	-66,5	0,001563	0,273	-59,7	0,001363	0,266	-51,6
	32,8	0,033961	0,249	-88,3	0,000229	0,287	-62,6	0,001124	0,267	-63,4	0,000913	0,273	-59,7	0,000690	0,266	-51,0
	56,4	0,008699	0,243	-93,4	0,028184	0,284	-65,1	0,000473	0,268	-62,1	0,000447	0,274	-59,1	0,000321	0,267	-50,4
	76,8	0,008146	0,241	-95,9	0,021715	0,282	-66,4	0,000252	0,267	-64,0	0,000091	0,274	-59,1	0,000081	0,266	-51,0
	101,4	0,003668	0,232	-106,6	0,001772	0,277	-71,4	0,000243	0,268	-63,4	0,000146	0,272	-60,3	0,000103	0,266	-51,6
	126,1	0,002308	0,225	-117,9	0,000849	0,273	-75,9	0,000452	0,268	-62,7	0,000196	0,270	-61,6	0,000116	0,266	-51,6
	150,8	0,001435	0,216	-136,8	0,000439	0,265	-85,3	0,000079	0,267	-63,4	0,000260	0,271	-61,0	0,000121	0,266	-51,6
	175,3	0,000922	0,206	-160,8	0,000259	0,263	-87,2	0,000083	0,268	-62,1	0,000254	0,270	-61,6	0,000102	0,266	-51,6
	199,1	0,000736	0,201	-177,												

Apêndice 3 – Descrição do perfil do solo aberto no local do experimento, e a respectiva textura e granulometria dos horizontes

DESCRIÇÃO DO PERFIL

A. DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL – JF 01

DATA – 08/05/2001

CLASSIFICAÇÃO – Latossolo Vermelho Amarelo álico A moderado, textura média (Typic Hapludox).

LOCALIZAÇÃO – Lateral direita da cabeceira do aeroporto ESALQ – Fazenda Sertãozinho – Piracicaba – SP.

SITUAÇÃO – Trincheira

GEOLOGIA – Sedimentos arenosos não consolidados do Neoceno-zóico (Fm Rio Claro).

PEDREGOSIDADE – Não pedregosa

ROCHOSIDADE – Não rochosa

RELEVO LOCAL – Plano

REGIONAL – Suave ondulado

EROSÃO – Não aparente

DRENAGEM – Acentuada

USO ATUAL – Capim elefante (corte)

CLIMA – CWA pela classificação de Köppen

DESCRITO E COLETADO POR – T. O. Ferreira e R. E. Romero

B. TEXTURA E GRANULOMETRIA DOS HORIZONTES DO PERFIL DE SOLO DO LOCAL

Horizonte	Profundidade	Argila	Silte	Areia			Classificação
				Grossa	Fina	Total	
	-----cm-----	-----%-----					
Ap	0 – 15	16,7	8,4	12,9	62,0	74,9	F. arenoso
AB	15 – 31	18,6	6,2	14,8	60,4	75,2	F. arenoso
BA	31 – 50	18,8	6,3	15,6	59,3	74,9	F. arenoso
B1	50 – 78	23,1	10,5	14,7	51,7	66,4	F. arenoso
B2	-----	27,9	4,3	13,9	53,9	67,8	F. argilo arenoso
B3	-----	25,4	6,4	13,6	54,6	68,2	F. argilo arenoso

Fonte: Melo Filho (2002)