

**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

Influência da distância de instalação de tensiômetros no campo para o cálculo do gradiente de potencial total no método do perfil instantâneo

Mariana Ventura Martins

Dissertação apresentada para obtenção do título de Mestre em Agronomia. Área de concentração: Solos e Nutrição de Plantas

**Piracicaba
2009**

Mariana Ventura Martins
Engenheiro Agrônomo

Influência da distância de instalação de tensiômetros no campo para o cálculo do gradiente de potencial total no método do perfil instantâneo

Orientador:
Prof. Dr. **PAULO LEONEL LIBARDI**

Dissertação apresentada para obtenção do título de Mestre em Agronomia. Área de concentração: Solos e Nutrição de Plantas

**Piracicaba
2009**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA E DOCUMENTAÇÃO - ESALQ/USP**

Martins, Mariana Ventura

Influência da distância de instalação de tensiômetros no campo para o cálculo do gradiente de potencial total no método do perfil instantâneo / Mariana Ventura Martins. - - Piracicaba, 2009.
77 p. : il.

Dissertação (Mestrado) - - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 2009.
Bibliografia.

1. Água do solo 2. Condutividade hidráulica do solo - Determinação - Métodos I. Título

CDD 631.432
M386I

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

DEDICO

Aos meus pais Roberto Carlos Martins e Denise Mônica Ventura Martins

Pela constante confiança, apoio, paciência, compreensão, carinho e amor.

SUMÁRIO

RESUMO	7
ABSTRACT	9
LISTA DE FIGURAS	11
LISTA DE TABELAS	13
1 INTRODUÇÃO.....	15
2 DESENVOLVIMENTO.....	17
2.1 Revisão Bibliográfica	17
2.1.1 O movimento da água no solo.....	17
2.1.2 A condutividade hidráulica do solo: o método do perfil instantâneo.....	21
2.2 Material e Métodos.....	24
2.2.1 Descrição da área experimental.....	24
2.2.2 Instalação dos tensiômetros.....	24
2.2.3 Coleta das amostras	28
2.2.4 Caracterização do solo.....	28
2.2.5 Método do perfil instantâneo.....	30
2.2.6 Análise estatística dos resultados	33
2.3 Resultados e Discussão.....	34
2.3.1 Caracterização física dos solos	34
2.3.2 Perfis de potencial total em função do tempo.....	35
2.3.3 Gradiente de potencial total.....	38
2.3.4 Condutividade hidráulica do solo	42
2.3.5 Hipótese do gradiente unitário.....	49
3 CONCLUSÃO.....	55
REFERÊNCIAS	57
APÊNDICES	63

RESUMO

Influência da distância de instalação de tensiômetros no campo para o cálculo do gradiente de potencial total no método do perfil instantâneo

Para determinar a condutividade hidráulica do solo em condições de não saturação, o método mais utilizado para estimativas no campo tem sido o do perfil instantâneo. Este método baseia-se na integração da equação de Richards em relação à profundidade do solo, durante o processo de redistribuição da água, após a saturação do perfil até a profundidade de interesse e prevenção do fluxo de água pela superfície do solo. A equação resultante para a aplicação do método exige o conhecimento do gradiente de potencial total na profundidade de interesse, durante o processo de redistribuição. A hipótese básica do trabalho é a de que há uma distância correta entre as cápsulas do tensiômetro, para o cálculo do gradiente de potencial total, na aplicação do método do perfil instantâneo, que confere menor erro à determinação da condutividade hidráulica. Em dois solos com texturas bem diferentes foi instalada uma estrutura metálica retangular de 4,50 m de comprimento, 3,00 m de largura e 0,60 m de altura (0,40 m no solo), no centro da qual foram instalados 26 tensiômetros com manômetro de mercúrio a cada 25 mm, desde 0,10 até 0,60 m de profundidade, para o cálculo do gradiente de potencial total na profundidade de 0,50 m. O gradiente de potencial total utilizado como referência foi calculado pela derivada de equação de ajuste do potencial total com a profundidade do solo; os demais gradientes foram calculados pelo método das diferenças finitas utilizando, para o comprimento do solo (distância entre as cápsulas), os valores 0,05, 0,10, 0,15 e 0,20 m. Destes valores somente a distância 0,05 m resultou em gradientes diferentes em relação à referência para os dois solos testados, com o que pode-se recomendar os demais comprimentos para o cálculo do gradiente de potencial total no método do perfil instantâneo. Também pode-se concluir que para o solo arenoso a hipótese do gradiente unitário não se adequou corretamente aos dados, subestimando em até 75% o valor da condutividade hidráulica.

Palavras-chave: Método do perfil instantâneo; Tensiômetro; Curva de retenção da água no solo

ABSTRACT

Influence of the distance of installation of tensiometers to calculate total potential gradient in the field soil hydraulic conductivity determination

The soil hydraulic conductivity determination method most used under unsaturated field conditions is the instantaneous profile method. This method is based on the integration of Richards equation in relation to soil depth, during the soil water redistribution process, after the profile has been saturated till the interest depth and the soil surface prevented to water flux. The equation that results from the method requires the knowledge of the total potential gradient at the interest depth during the redistribution depth. The basic hypothesis of this work is that there is an installation correct distance of the tensiometer porous cups to calculate the total potential gradient in the instantaneous profile method that provides less error to the hydraulic conductivity determination. In two very distinct texture soil. A metallical rectangular structure of 4.50 m length, 3.00 m width and 0.60 m depth was installed into the soil profile, leaving 0.20 m of its depth above the soil surface. In the center of the delimited area, 26 mercury tensiometers were installed at each 25 mm along the profile from soil depth of 0.10 m to 0.60 m, to calculate the total potential gradient at the 0.50 m soil depth. The gradient used as reference was that calculated by differentiation of the fitted curve of total potential as a function of the vertical position coordinate for the depth of 0.50 m; the other gradients were calculated by finite differences using the distances of 0.05, 0.10, 0.15 and 0.20 m between installed porous cups. Among these values, only the distance of 0.05 m resulted in gradients different of the reference for both soils. Therefore, the other distances (0.10, 0.15 and 0.20 m) away be recommended to calculated the soil water total potential by finite differences in the instantaneous profile method. Would be concluded that the assumption of unit gradient was not suitable for the data obtained for the sandy soil, underestimating the hydraulic conductivity by up to 75%.

Keywords: Instantaneous profile method; Tensiometer; Soil water retention curve

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Disposição das linhas dos tensiômetros na parcela.....	25
Figura 2 – Instalação dos tensiômetros.....	25
Figura 3 – Instalação dos tensiômetros no solo argiloso utilizando a massa pastosa.....	26
Figura 4 – Manômetros de mercúrio	27
Figura 5 – Trincheira (A) e coleta de anéis (B) no solo arenoso.....	28
Figura 6 – Instalação da estrutura de chapa galvanizada (A e B), inundação da parcela (C e D), colocação da lona (E) e do plástico bolha (F)	31
Figura 7 – Potencial total de cima (em preto) e potencial total de baixo (em vermelho) em função do tempo para os valores de L utilizados no cálculo do gradiente de potencial total .	36
Figura 8 – Gradiente de potencial total a 0,50 m de profundidade ao longo do período de redistribuição para os quatro valores de L testados e a referência. A é o solo arenoso e B o solo argiloso.....	40
Figura 9 – Curvas de ajuste da armazenagem (h_L) em função do tempo de redistribuição da água no solo arenoso (A) e argiloso (B), para a camada 0-0,50 m de profundidade.....	43
Figura 10 – Curvas de ajuste da armazenagem (h_L) em função do tempo de redistribuição da água no solo arenoso (A) e argiloso (B) para a camada 0-0,50 m de profundidade, mostrando o comportamento diferenciado das curvas para o início da redistribuição da água.....	44
Figura 11 – Condutividade hidráulica K em função do conteúdo de água volumétrico θ para os tempos de redistribuição da água no solo arenoso, na profundidade de 0,50 m.....	47
Figura 12 – Condutividade hidráulica K em função do conteúdo de água volumétrico θ para os tempos de redistribuição da água no solo argiloso, na profundidade de 0,50 m.....	47
Figura 13 – Condutividade hidráulica K em função do conteúdo de água volumétrico θ , considerando o gradiente de potencial total unitário, para os tempos de redistribuição da água no solo arenoso, na profundidade de 0,50 m.....	50

Figura 14 – Condutividade hidráulica K em função do conteúdo de água volumétrico θ , considerando o gradiente de potencial total unitário, para os tempos de redistribuição da água no solo argiloso, na profundidade de 0,50 m..... 50

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Densidade do solo (DS), densidade de partículas (DP), porosidade total (PT), granulometria e classificação textural para os horizontes pedológicos.....	34
Tabela 2 – Parâmetros de ajuste (a, b e c), coeficientes de determinação (R^2) e gradiente de potencial total de referência ($d\Phi_t/dz$) nos tempos de redistribuição para o solo arenoso.....	37
Tabela 3 – Parâmetros de ajuste (a, b e c), coeficientes de determinação (R^2) e gradiente de potencial total de referência ($d\Phi_t/dz$) nos tempos de redistribuição para o solo argiloso.....	38
Tabela 4 – Médias de gradiente de potencial total para cada L testado. Valores seguidos de * diferem estatisticamente da referência, em cada solo, pelo teste de Dunnet a 5% de probabilidade	42
Tabela 5 – Atributos do processo de drenagem interna do solo arenoso, para profundidade de 0,50 m, dados da referência	45
Tabela 6 – Atributos do processo de drenagem interna do solo argiloso, para profundidade de 0,50 m, dados da referência.....	46
Tabela 7 – Erro relativo da determinação da condutividade hidráulica considerando o gradiente unitário.....	52

1 INTRODUÇÃO

O solo e a água sendo dois recursos essenciais à agricultura, é fundamental saber explorá-los com eficácia. O conhecimento da dinâmica da água no solo é necessário para que seja possível maximizar o uso da água, pois sabe-se que este recurso caminha para escassez.

O movimento de água no perfil do solo é, assim, um importante componente no estudo dos problemas relacionados à agricultura e ao meio ambiente. Na escala de uma cultura agrícola, um dos processos importantes a ser considerado é o que se denomina drenagem interna. A drenagem interna é definida como o volume de água que passa verticalmente por unidade de área de solo e no sentido descendente, durante um determinado intervalo de tempo, através do plano coincidente com a profundidade do sistema radicular da cultura agrícola em estudo. Quando o sentido dessa passagem for para cima, o processo recebe o nome de ascensão capilar. A quantificação da drenagem interna/ascensão capilar tem sido feita pelo cálculo da densidade de fluxo de água pela equação de Darcy-Buckingham.

A densidade de fluxo da água no solo nesta equação é proporcional ao gradiente de potencial total e a constante de proporcionalidade chama-se condutividade hidráulica do solo, que nada mais é do que a intensidade com que o solo conduz a água, sendo assim altamente dependente do espaço poroso, variando de solo para solo e também em um mesmo solo. Por isso a variabilidade espacial da condutividade hidráulica é muito alta e qualquer erro na sua determinação contribui para o aumento dessa variabilidade.

Para a determinação da condutividade hidráulica do solo em condições de não saturação, o método mais utilizado para estimativas no campo tem sido o do perfil instantâneo. Este método baseia-se na integração da equação de Richards em relação à profundidade do solo durante o processo de redistribuição da água, após a saturação do perfil até a profundidade de interesse e prevenção do fluxo de água através da superfície do solo.

No cálculo da densidade de fluxo de água no solo, no campo, pela equação de Darcy-Buckingham, a correta determinação do gradiente de potencial total é de extrema importância. Normalmente, essa determinação é feita de forma direta por meio de dois tensiômetros, um instalado logo acima e outro logo abaixo da profundidade de solo onde se pretende obter a densidade de fluxo de água. O cálculo, então, do gradiente é feito dividindo a diferença de potencial total pelo comprimento de solo delimitado entre os centros das cápsulas porosas desses tensiômetros.

A hipótese básica do trabalho é a de que há uma distância correta entre as cápsulas do tensiômetro, para o cálculo do gradiente de potencial total, na aplicação do método do perfil instantâneo, que confere menor erro à determinação da condutividade hidráulica.

Sendo assim o objetivo do trabalho foi verificar qual deve ser a distância ideal entre as cápsulas porosas dos tensiômetros instalados no campo para o cálculo do gradiente de potencial total na determinação da condutividade hidráulica pelo método do perfil instantâneo, em dois solos com texturas bem distintas.

2 DESENVOLVIMENTO

2.1 Revisão Bibliográfica

2.1.1 O movimento da água no solo

Para todo e qualquer estudo agrícola e ambiental relacionado ao fluxo de água no solo, como por exemplo, planejamento de sistemas de irrigação, transporte de nutrientes e poluição de águas subterrâneas, é imprescindível o conhecimento das propriedades hidráulicas do solo (JONG VAN LIER; LIBARDI, 1999; LIBARDI, 2005).

O entendimento de como as plantas utilizam a água retida no solo e de como respondem aos níveis de armazenagem, pode ser uma saída viável para o estabelecimento de estratégias eficazes de manejo visando o melhor uso possível das reservas de água no solo pelas culturas. O movimento cíclico da água na agricultura começa com a sua penetração no solo por meio da infiltração, continua com sua armazenagem temporária na zona do sistema radicular e termina com sua remoção do solo por meio da drenagem, da evaporação e da absorção pelas raízes (HILLEL, 1970).

Em 1856, o engenheiro Henry Darcy estudando o movimento da água em colunas verticais de areia, completamente saturadas e em condição de regime estacionário, verificou que o volume de água que passava por uma unidade de área num certo período através da coluna (densidade de fluxo – q) era proporcional ao que hoje se denomina de gradiente de potencial total e à constante de proporcionalidade ele deu o nome de condutividade hidráulica (K). A equação de Darcy foi desenvolvida somente para condições de saturação, mas Buckingham (1907) teorizou, com base nas equações de fluxo de calor e de eletricidade, uma equação de fluxo semelhante à de Darcy, para solo não saturado, desconsiderando a gravidade (válida, portanto, somente para a direção horizontal), introduzindo, em seu estudo, a dependência de K e de θ ao que hoje se denomina de potencial mátrico ϕ_m com o conteúdo de água θ (LIBARDI, 2005).

Richards (1928) introduziu o conceito de potencial total ϕ_t como a soma do ϕ_m e o potencial gravitacional ϕ_g na equação desenvolvida por Buckingham, tornando-a assim, válida para as condições de saturação e não saturação e com a consideração da gravidade. Com isso, a equação de Buckingham passou a chamar-se equação de Darcy-Buckingham que, na direção vertical, pode ser escrita como:

$$\bar{q}_z = -K(\theta) \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \hat{k} \quad (1)$$

em que: q_z é a densidade de fluxo da água no solo, ou seja, quantidade de água que atravessa a unidade de área por unidade de tempo; $K(\theta)$ é a condutividade hidráulica do solo, função do conteúdo de água θ ; $\partial \phi_t / \partial z$ é o gradiente de potencial total da água no solo, força propulsora que faz a água mover; ϕ_t é o potencial total da água no solo, z é a coordenada vertical de posição e \hat{k} é o vetor unitário na direção z .

A combinação da equação de Darcy-Buckingham com a equação da continuidade resulta na equação diferencial geral que descreve o movimento da água no solo, conhecida como equação de Richards (LIBARDI, 2005), que, na direção vertical, escreve-se:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \right] \quad (2)$$

sendo: t = tempo.

O potencial mátrico representa todas as interações da água com a matriz sólida do solo pelo resultado da ação das forças capilares e de adsorção fazendo com que a energia potencial da água no solo diminua em relação a da água livre (REICHARDT; TIMM, 2004).

Este potencial pode ser medido por meio de um equipamento chamado tensiômetro, que pode ser facilmente confeccionado colando uma cápsula porosa de cerâmica em uma das extremidades de um tubo de PVC e, na outra extremidade, um manômetro de mercúrio ou um vacuômetro de Bourdon ou ainda ser preparada para receber um transdutor de pressão (tensímetro digital) para medida da tensão dentro do tensiômetro quando a água sob tensão no solo entra em equilíbrio com a água no tensiômetro via cápsula porosa (OR, 2001).

Na confecção do tensiômetro, a escolha dos materiais utilizados permite que o usuário otimize características como: precisão, tempo de resposta, durabilidade, manutenção, tempo de coleta de dados e custo (HURTADO, 2004).

Para uma camada de solo homogêneo, cada valor de potencial mátrico se relaciona com um conteúdo de água correspondente e esta relação, conhecida como curva de retenção, é característica de cada solo, pois a distribuição dos raios dos poros varia de solo para solo: a retenção da água no solo depende assim da composição granulométrica e do arranjo estrutural do solo (HILLEL, 2004).

O potencial gravitacional, quando expresso em altura de água, é igual à distância vertical de referência gravitacional ao ponto de interesse. Normalmente considera-se como referência gravitacional a superfície do solo. Quando o solo se encontra saturado ou próximo à saturação, o potencial gravitacional tem grande importância mas, à medida que o solo seca, o potencial mátrico passa a ser o mais importante (REICHARDT, 1996).

Como comentado anteriormente, a soma do potencial mátrico com o potencial gravitacional resulta no potencial total da água no solo não saturado. O sentido do movimento da água no solo é conhecido pela diferença de potencial total, com a água se deslocando de um local onde o potencial total é maior para outro onde ele é menor e a intensidade do movimento depende das propriedades geométricas do solo (HILLEL 2004).

Para o cálculo do gradiente de potencial total, geralmente são instalados dois tensiômetros um acima e outro abaixo da profundidade na qual se deseja obter a densidade de fluxo. O gradiente de potencial total pode então ser calculado utilizando a equação:

$$\frac{\phi_{tC} - \phi_{tB}}{L} = grad\phi_t \quad (3)$$

sendo: ϕ_{tC} o potencial total no ponto acima, ϕ_{tB} o potencial total no ponto abaixo, L a distância entre os pontos e $grad\phi_t$ o gradiente de potencial total no centro do comprimento L .

Não existem estudos que tratam da distância entre os pontos de medidas, sendo que os valores utilizados normalmente variam de 0,20 até 0,40 cm (CADIMA et al., 1980; CINTRA et al., 2000; HUTCHINSON; BOND, 2001; REICHARDT, 1988; VILLAGRA et al., 1994; VOLPE et al., 1988;), sendo que Hillel (2004) recomenda que o L não deve ser superior a 0,30 cm.

Outra maneira de expressar o gradiente de potencial total é pela derivada da curva de ϕ_t em função de z . Com os valores do potencial total em função da profundidade medidos ao longo do perfil, se for possível ajustar os pontos a uma equação, a derivada dessa equação para a profundidade estudada é o gradiente de potencial total (JONG VAN LIER; LIBARDI, 1999).

Libardi (2005) definiu condutividade hidráulica como um coeficiente que expressa quão rápido ou devagar um fluido é transportado através de um meio poroso e que depende tanto das propriedades do meio como das do fluido. O movimento da água em condições saturadas ou não é altamente dependente da condutividade hidráulica.

A condutividade hidráulica é altamente dependente da geometria do espaço poroso, como porosidade, tortuosidade, superfície específica, e distribuição, forma e tamanho das

partículas. As características do fluido que influenciam a condutividade são densidade e viscosidade (CINTRA, 1997).

A relação normalmente exponencial que a condutividade tem com o conteúdo de água no solo torna essa propriedade muito sensível para o monitoramento do movimento da água no solo, pois uma pequena variação no conteúdo de água implica em grande variação da condutividade. Quando o solo está saturado utiliza-se o símbolo K_s para representar a condutividade hidráulica do solo saturado que corresponde ao seu valor máximo; em condição de não saturação a condutividade pode ser expressa em função do conteúdo de água $K(\theta)$ ou em função do potencial mátrico $K(\phi_m)$ (CADIMA et al., 1980).

Vários autores determinaram a condutividade hidráulica em função do conteúdo de água $K(\theta)$ e em função do potencial mátrico $K(\phi_m)$ e concluíram que a variação de $K(\phi_m)$ é bem menor que $K(\theta)$, sendo esta uma alternativa para reduzir a variabilidade espacial da condutividade hidráulica (HURTADO; CICHOTA; JONG VAN LIER, 2005; VILLAGRA et al., 1994).

A propriedade que apresenta a maior variabilidade espacial é a condutividade hidráulica e está diretamente relacionada com a drenagem interna no solo. Essa variabilidade ocorre devido às diferenças naturais existentes no solo como, por exemplo, variações estruturais ou de compactação e devido as dificuldades metodológicas na sua determinação que podem levar a erros (JONG VAN LIER; LIBARDI, 1999; REICHARDT; TIMM, 2004).

Segundo Cadima et al. (1980), a variabilidade espacial da condutividade hidráulica é mais pronunciada em superfície e diminui com a profundidade do solo, provavelmente devido a maior homogeneidade dos solos em camadas mais profundas.

Várias propriedades físicas do solo são responsáveis pela variabilidade da condutividade hidráulica, como densidade, porosidade, estrutura e textura. De modo geral, solos de textura mais fina possuem valores de condutividade hidráulica mais baixos, porém Jarvis e Messing (1995) observaram que os menores valores de condutividade encontrados foram obtidos para os solos arenosos refletindo a importância da distribuição e do tamanho dos macroporos para o fluxo de água. O alto grau de agregação em solos muito argilosos pode conferir ao solo uma estrutura mais porosa que permite maiores valores de condutividade.

Marques et al. (2002), relacionando as propriedades hidráulicas com os horizontes pedológicos de dois Latossolos, não constataram a coincidência entre os valores de condutividade

hidráulica e os horizontes com homogeneidade textural e estrutural, concluindo que a dinâmica da água nem sempre se altera quando há mudança de horizonte pedológico. Por outro lado Carvalho (2002) constatou haver relação entre os horizontes pedológicos e a condutividade hidráulica em um Latossolo.

Em um estudo sobre a capacidade de campo, Reichardt (1988) observou que a condutividade hidráulica é a maior responsável pela redução do fluxo de drenagem e não o gradiente de potencial total, porém a maior dificuldade em basear-se nela para definir a capacidade de campo está na complexidade da sua estimativa.

Existem vários métodos para determinação da condutividade hidráulica, que pode ser feita no campo ou no laboratório, ou ainda estimada por meio de modelos que levam em conta a estrutura e a distribuição dos poros como o de van Genuchten (1980).

2.1.2 A condutividade hidráulica do solo: o método do perfil instantâneo

Existem diversos métodos para a determinação da condutividade hidráulica em laboratório e sob condições de campo. De modo geral os seguintes métodos são utilizados: permeâmetro de carga constante e permeâmetro de carga decrescente, para o cálculo da condutividade hidráulica saturada, colunas grandes e pequenas em condições de evaporação ou drenagem, para condições de não saturação. Todos os métodos citados foram desenvolvidos para laboratório que apresenta como vantagem o elevado grau de controle das condições experimentais sendo possível atingir maior nível de precisão e refinamento nos resultados (KLUTE; DIRKSEN, 1986).

A determinação da condutividade hidráulica do solo no campo tem como principal vantagem a mínima perturbação do solo e, portanto, a medição é realizada na condição mais próxima da naturalmente encontrada. Como métodos de campo pode-se citar: infiltrômetro de Guelph, permeâmetro de furo de trado, infiltrômetro de disco, infiltrômetro de carga constante, infiltrômetro de anel e disco, infiltrômetro de duplo anel, o permeâmetro de disco e o método do perfil instantâneo (LIBARDI, 2005; RADCLIFE; RASMUNSEN, 1999). O método escolhido depende do objetivo da pesquisa, experiência do pesquisador e equipamentos disponíveis.

Atualmente o método de campo mais utilizado para determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado é o método do perfil instantâneo. Este método foi desenvolvido inicialmente para colunas de solo em laboratório por Watson (1966), posteriormente o método foi

adaptado para o campo por Hillel et al. (1972), sendo mais tarde simplificado por Libardi et al (1980).

O método fundamenta-se em medidas periódicas do potencial mátrico e do conteúdo de água ao longo do perfil do solo até uma dada profundidade durante o processo de redistribuição da água, logo após a saturação do perfil e prevenção da sua superfície ao fluxo de água. Sob condições de campo, o potencial mátrico, para o cálculo do gradiente de potencial total na profundidade de interesse, é medido por meio de tensiômetros e o conteúdo de água, para o cálculo da armazenagem de água até a profundidade de interesse, é normalmente medida por sonda de nêutrons, TDR ou tensiômetros e curvas de retenção (GREEN; AHIA; CHONG, 1986; LIBARDI, 2005).

Além de mais utilizado para determinação da condutividade hidráulica no campo, o método do perfil instantâneo tem sido considerado, por muitos, o mais preciso, pois permite a quantificação direta de cada componente da equação de Richards. Outra vantagem do método é que permite a medição dos perfis de conteúdo de água e potencial sob condições transientes, não necessitando atingir o equilíbrio dinâmico, geralmente demorado (PAULETTO et al., 1988; TIMM et al., 2000).

Para perfis de solo heterogêneo o método pode não funcionar muito bem, pois não há uma redistribuição de água uniforme, já que a presença de camadas menos permeáveis impede o fluxo de água ou permite seu fluxo lateral. Se houver a presença de água subterrânea muito próxima a superfície, esta pode influenciar os resultados e ainda solos com inclinação não permitem uma inundação e drenagem homogêneas (PAIGE; HILLEL, 1993).

Outra limitação do método é que permite a medição da condutividade hidráulica entre a saturação e a capacidade de campo, sendo que para conteúdos de água inferiores o movimento se torna muito lento e não é detectado (HURTADO; CICHOTA; JONG VAN LIER, 2005). Além disso o método é trabalhoso, exige um consumo elevado de tempo e mão de obra e só pode ser realizado em superfícies não vegetadas (JONG VAN LIER; LIBARDI, 1999).

Uma alternativa que pode ser utilizada no método do perfil instantâneo é considerar o gradiente de potencial total unitário. Assim, Libardi et al (1980) simplificaram o procedimento para determinação da função $K(\theta)$, com medidas apenas do conteúdo de água, presumindo uma relação exponencial entre a condutividade hidráulica e o conteúdo de água volumétrico e obtendo uma equação que relaciona o conteúdo de água com o tempo de redistribuição de água no perfil.

Comparando o método de Libardi et al. (1980) com o do infiltrômetro, Lobato et al. (1998) obtiveram valores de condutividade hidráulica com desvios menores para o método do perfil instantâneo considerando o gradiente unitário.

Por outro lado Prevedello et al. (1994) avaliaram a magnitude dos erros envolvidos na obtenção da condutividade hidráulica considerando o gradiente de potencial unitário e constataram que essa consideração chegou a subestimar em até 73% os valores de condutividade hidráulica.

Netto et al. (2000) afirmam que erros em torno de 50% no gradiente de potencial, podem provocar um valor de condutividade hidráulica final multiplicado ou dividido por dois. A vantagem da utilização do gradiente unitário diminuiu com a atual disponibilidade de recursos computacionais.

2.2 Material e Métodos

2.2.1 Descrição da área experimental

O experimento foi instalado em dois locais com solos distintos, ambos localizados no Campus da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, município de Piracicaba, Estado de São Paulo, Brasil. Suas coordenadas geográficas são: 22°42'43,3'' de latitude sul, 47°37'10,4'' de longitude oeste e 546m de altitude.

O clima do município de Piracicaba é do tipo Cwa, conforme a classificação de Köppen, conhecido como "tropical de altitude". Caracteriza-se por apresentar um inverno seco, em que a temperatura média do mês mais frio é inferior a 17°C e a do mês mais quente ultrapassa 23°C. As médias anuais de temperatura, precipitação e umidade relativa são de 21,1°C, 1.257 mm e 74 %, respectivamente. A estação seca ocorre entre os meses de abril e setembro, sendo julho o mês mais seco. O mês mais chuvoso oscila entre janeiro e fevereiro e o total das chuvas do mês mais seco não ultrapassa 30 mm.

Um dos solos foi classificado como Latossolo Vermelho Amarelo (LVA) e o outro como Nitossolo Vermelho (NV), EMBRAPA (2005). A classificação pedológica pode ser observada nos Apêndices A e B.

2.2.2 Instalação dos tensiômetros

As áreas experimentais apresentavam um comprimento de 4,50 m e uma largura de 3,00 m, no centro das quais foram instalados 26 tensiômetros dispostos em duas linhas, ao longo do comprimento, distantes horizontalmente entre si 70 mm (Figura 1). A primeira linha foi composta por 21 tensiômetros instalados a cada 25 mm desde 0,10 até 0,60 m de profundidade. A segunda linha apresentava cinco tensiômetros nas profundidades de 0,50, 0,525, 0,55, 0,575 e 0,60 m e alinhados com os da primeira linha nas profundidades de 0,50, 0,475, 0,45, 0,425 e 0,40 m respectivamente. Devido à distância vertical entre os tensiômetros ser muito pequena o terreno foi nivelado e utilizada uma estrutura (régua) de madeira, com o intuito de facilitar esse nivelamento garantindo que a distância vertical e horizontal entre eles fosse a desejada. Em um bloco de madeira de aproximadamente 15 cm de comprimento foi confeccionado um orifício para o encaixe do tubo PVC (extremidade oposta a da cápsula) e, então, o tensiômetro era

aprofundado no solo com o auxílio deste bloco de madeira até que a régua fosse tocada (Figura 2). Os tensiômetros tiveram suas cápsulas porosas saturadas previamente.

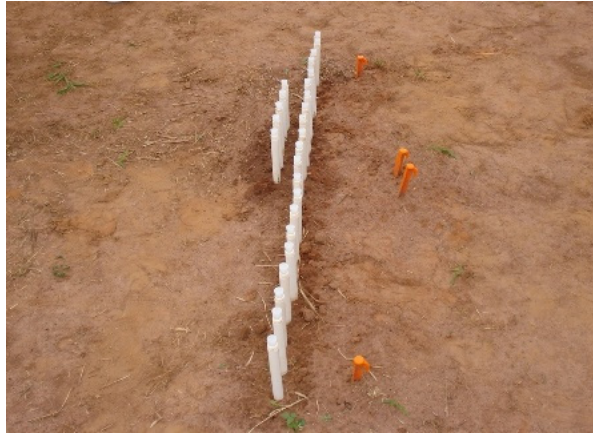


Figura 1 – Disposição das linhas dos tensiômetros na parcela



Figura 2 – Instalação dos tensiômetros

A instalação dos tensiômetros foi diferente para cada local. Para o primeiro solo (LVA), foram utilizados dois trados com diâmetros diferentes, o trado com maior diâmetro, um pouco maior que o diâmetro da cápsula porosa, era aprofundado no solo cinco centímetros a menos que o comprimento do tensiômetro e o segundo trado, com diâmetro um pouco menor que o diâmetro da cápsula porosa, era aprofundado nos cinco centímetros restantes. Já no segundo solo (NV), somente o primeiro trado foi utilizado para abertura do orifício na profundidade desejada e uma massa pastosa feita com o próprio solo misturado com água foi adicionada no fundo do orifício. Os dois procedimentos foram realizados com o objetivo de promover um contato íntimo do solo com a cápsula porosa do tensiômetro (Figura 3).



Figura 3 – Instalação dos tensiômetros no solo argiloso utilizando a massa pastosa

Foram utilizados tensiômetros com manômetro de mercúrio e, para cada linha foi utilizado um suporte de madeira instalado ao lado da parcela para os manômetros (Figura 4). A

transformação das leituras dos tensiômetros em potencial mátrico foi feita pela equação (LIBARDI 2005):

$$\phi_m = - 12,6H + h_c + Z \quad (4)$$

sendo: ϕ_m o potencial mátrico em m de água, H a leitura do tensiômetro feita a partir do nível de mercúrio na cuba, em m de mercúrio, h_c a distância vertical do nível de mercúrio na cuba à superfície do solo no momento da leitura, em m de água e Z a profundidade de instalação da cápsula, em m de água.

Buscando a maior precisão possível, no presente caso, o valor de H e de h_c foram corrigidos para cada valor de leitura H^* conforme as equações:

$$H = H^* + \left(\frac{d^2}{D^2 - d^2} \right) H^* \quad (5)$$

$$h_c = h_c^* - \left(\frac{d^2}{D^2 - d^2} \right) H^* \quad (6)$$

sendo: H^* a leitura do tensiômetro feita a partir da marca fixa feita na cuba antes de colocar o tensiômetro em funcionamento, em m de mercúrio, d o diâmetro interno do tubo de leitura em mm, D o diâmetro interno da cuba em mm, h_c^* a distância vertical entre a superfície do solo e a marca fixa feita na cuba, em m de água.

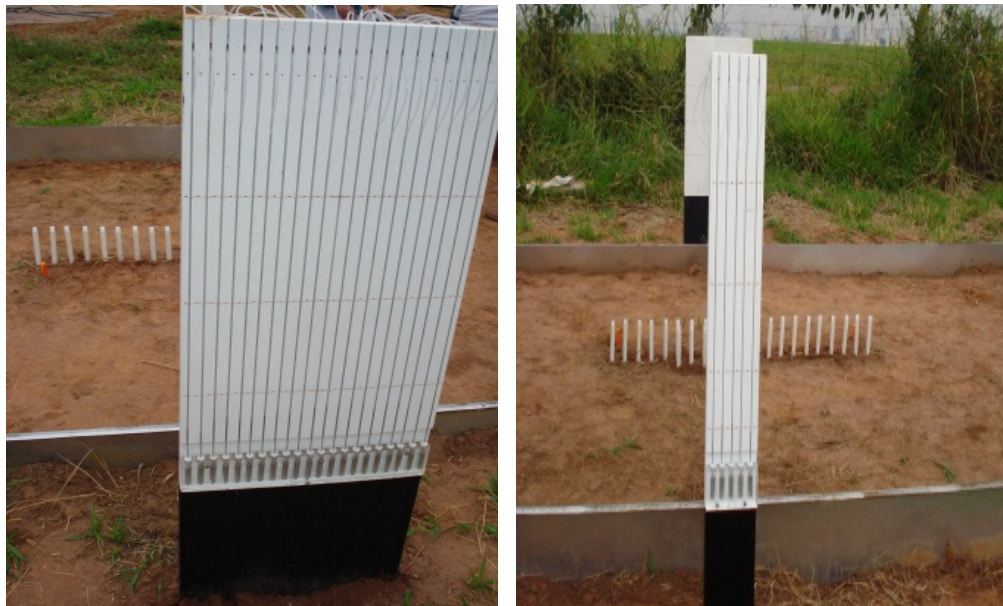


Figura 4 – Manômetros de mercúrio

Os valores de potencial mátrico medidos durante a condução do experimento podem ser vistos nos Apêndices E e F para o solo arenoso (LVA) e nos Apêndices G e H para o solo argiloso (NV).

2.2.3 Coleta das amostras

Foi aberta uma trincheira na área de bordadura de cada experimento, fez-se a divisão dos horizontes pedológicos e a descrição morfológica de cada horizonte (Figura 5A e Apêndices A e B). Para a determinação da densidade do solo e da curva de retenção foram retiradas 10 amostras indeformadas de cada horizonte, com o auxílio de um amostrador tipo Uhland, com anéis volumétricos de, aproximadamente, 0,05 m de altura e 0,05 m de diâmetro (Figura 5B). As medidas de altura e diâmetro dos anéis volumétricos foram feitas com um paquímetro digital, realizando três medidas de altura e de diâmetro para cada anel. Para o acondicionamento, as amostras foram envoltas em filme plástico e papel alumínio. No laboratório as amostras foram convenientemente preparadas, retirando o excesso de solo do anel, com auxílio de uma faca.

Também foram coletadas amostras deformadas para determinação da densidade de partículas e da granulometria.

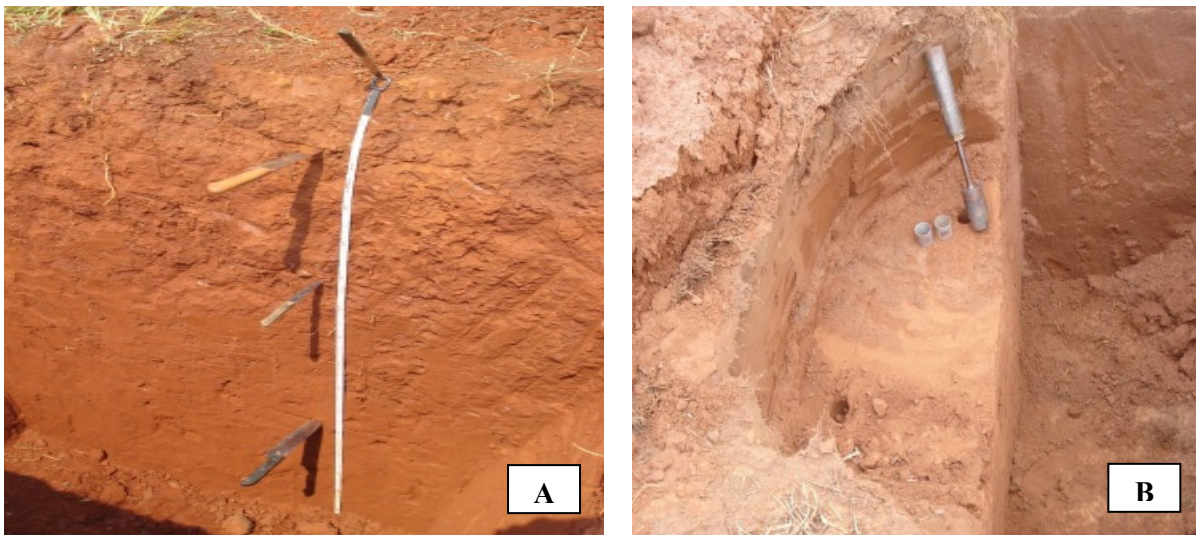


Figura 5 – Trincheira (A) e coleta de anéis (B) no solo arenoso

2.2.4 Caracterização do solo

A densidade das partículas do solo foi determinada para cada horizonte pedológico. As amostras foram passadas em peneira de malha 2 mm e secas a 105°C, por 12 horas. Após a

secagem, as amostras foram resfriadas em dessecador. As determinações da densidade das partículas foram feitas no Laboratório de Física do Solo da ESALQ/USP, utilizando o picnômetro a gás, modelo ACCUPYC 1330 (Micromeritics Instrument Corporation). A densidade do solo foi determinada segundo metodologia descrita em Blake e Hartge (1986a, 1986b).

Para a determinação da textura dos solos foram utilizadas amostras de cada horizonte pedológico com três repetições. A análise granulométrica foi realizada no Laboratório de Física do Solo do Departamento de Ciências Exatas da ESALQ/USP e o método utilizado foi o da Pipeta (GEE; OR, 2002). O dispersante utilizado foi uma mistura das soluções de hidróxido de sódio (4 g L^{-1}) e de hexametáfosfato de sódio (10 g L^{-1}), conforme metodologia do IAC (CAMARGO et al., 1986). Também foi utilizado um aquário, onde foram dispostas as provetas de sedimentação com as amostras de solo, com o objetivo de manter a temperatura constante e um pipetador eletrônico. A classificação textural foi feita conforme a Soil Survey Staff (2003).

As curvas de retenção da água no solo foram feitas para cada horizonte pedológico, nos Laboratórios de Física do Solo da ESALQ/USP. Para evitar perdas de solo e melhorar o contato entre a amostra e a placa porosa, um “silk screen” (100 fios) foi fixado na extremidade inferior de cada amostra de solo indeformada. As amostras preparadas foram dispostas nos funis de Haines que estavam com as placas porosas previamente saturadas. O funil de Haines continha uma pequena lâmina de água sobre a placa porosa, e uma leve pressão foi feita sobre a amostra para assegurar um contato íntimo dessa com a placa porosa.

As amostras foram saturadas no próprio funil de Haines, elevando-se gradativamente o nível de água até $2/3$ da altura da amostra, permanecendo assim por um período de 24 horas. Cada amostra foi submetida a uma tensão diferente.

Os funis de Haines foram utilizados para as tensões de 0,5; 2; 4; 6 e 8 kPa, sendo que após a estabilização das amostras nas respectivas tensões procedeu-se a pesagem em balança de precisão. Para as tensões de 30; 50; 100; 500 e 1500 kPa foram utilizadas câmaras de pressão de Richards. As curvas de retenção da água no solo foram ajustadas à equação apresentada em van Genuchten (1980), utilizando o software RETC (van GENUCHTEN; LEIJ; YATES, 1991) (Apêndices C e D).

2.2.5 Método do perfil instantâneo

Para aplicar o método do perfil instantâneo no campo, foi utilizada uma estrutura de chapa galvanizada (2 mm de espessura) de 0,60 m de altura, 3,00 m de largura e 4,50 m de comprimento que foi introduzida no solo até 0,40 m de profundidade a fim de evitar qualquer fluxo de água lateralmente quando da inundação e durante a redistribuição (Figuras 6A e 6B). Anteriormente à inundação a área foi devidamente preparada de forma a ficar relativamente plana e livre de vegetação.

A saturação do perfil do solo foi iniciada colocando água na área por meio de uma mangueira com registro a partir de um tanque até que se umedecesse o máximo possível a camada de 0 – 0,60 m do solo; esta condição foi verificada pela constância da leitura dos tensiômetros (Figuras 6C e 6D). A partir desse momento, o fornecimento de água foi interrompido e a área foi coberta com uma lona plástica lisa que, para ficar em contato com o solo, foi cortada em volta dos tensiômetros (Figura 6E). Acima dessa lona e encobrindo os tensiômetros foi colocada outra lona, de plástico bolha para isolamento térmica (Figura 6F) e, por fim, cobriu-se a parcela toda com uma terceira lona plástica, para evitar a entrada de água da chuva e perdas por evaporação, através da superfície do solo.

As leituras dos tensiômetros foram iniciadas e foi considerado o tempo zero de redistribuição aquele em que todos os tensiômetros indicavam apenas potencial mátrico e não mais de pressão. No início da redistribuição da água no solo foram feitas leituras a cada seis horas e a partir do segundo dia apenas uma por dia até a estabilização das leituras.

Considerando a referência gravitacional na superfície do solo, o potencial total (ϕ_t) foi calculado pela equação:

$$\phi_t = - 12,6H + h_c \quad (7)$$

sendo: H a leitura (m de mercúrio) dos tensiômetros e h_c a altura do nível de mercúrio na cuba dos manômetros em relação à superfície do solo.

Com os valores de ϕ_t de cada leitura, buscou-se o melhor ajuste matemático de ϕ_t em função de z e, então, calculou-se $\partial \phi_t / \partial z$ na profundidade de 0,5 m, a partir da equação de ajuste. Para tal foram utilizados os tensiômetros nas profundidades de 0,40 até 0,475 m localizados na linha com 21 tensiômetros e, para as profundidades de 0,525 até 0,60, utilizaram-se os tensiômetros da linha com cinco. Quanto à profundidade de 0,50 m foi utilizada a média das

leituras dos tensiômetros das duas linhas localizados nesta profundidade. Os melhores ajustes ocorreram para as equações do segundo grau, $\varphi_t = az^2 + bz + c$, pelo que:



Figura 6 – Instalação da estrutura de chapa galvanizada (A e B), inundação da parcela (C e D), colocação da lona (E) e do plástico bolha (F)

$$\frac{\partial \phi_t}{\partial z} = 2az + b \quad (8)$$

sendo: a e b e c os parâmetros da equação de ajuste.

Este valor do gradiente de potencial total foi considerado a referência para os demais cálculos, a partir da equação (9) abaixo:

$$\frac{\Delta \phi_t}{\Delta z} = \frac{\phi_{t(cima)} - \phi_{t(baixo)}}{L} \quad (9)$$

Nesta equação foram utilizados os seguintes pares de valores de ϕ_t e, conseqüentemente de L (distância vertical, entre os centros das cápsulas porosas):

a) ϕ_t (cima) = ϕ_t (z = 0,475 m); ϕ_t (baixo) = ϕ_t (z = 0,525 m); $L = 0,05$ m

b) ϕ_t (cima) = ϕ_t (z = 0,45 m); ϕ_t (baixo) = ϕ_t (z = 0,55 m); $L = 0,10$ m

c) ϕ_t (cima) = ϕ_t (z = 0,425 m); ϕ_t (baixo) = ϕ_t (z = 0,575 m); $L = 0,15$ m

d) ϕ_t (cima) = ϕ_t (z = 0,40 m); ϕ_t (baixo) = ϕ_t (z = 0,60 m); $L = 0,20$ m

Para o cálculo da condutividade hidráulica do solo foi seguido o procedimento descrito por Libardi (2005), utilizando o seguinte problema de valor de contorno (“boundary value problem”):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d}{dz} \left[K(\theta) \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \right] \quad (10)$$

$$t = 0 \quad L > 0 \quad \theta = \theta(L) \quad (11)$$

$$t > 0 \quad L \rightarrow \infty \quad \theta = \theta_i \quad (12)$$

$$t > 0 \quad L = 0 \quad K(\theta) \frac{\partial \phi_t}{\partial z} = 0 \quad (13)$$

em que: θ é a conteúdo de água volumétrico no solo, t é o tempo de redistribuição, z é a coordenada vertical de posição, L é a profundidade do solo, θ_i é conteúdo de água inicial no solo.

Integrando-se a equação de Richards com relação a profundidade L e, tendo em conta a condição e contorno (12), tem-se:

$$\int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dL = -K(\theta) \left. \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \right|_L = -q_L = -\frac{dh_L}{dt} \quad (14)$$

sendo h_L a armazenagem de água no solo na camada de 0 a L m de profundidade. Portanto,

$$K(\theta)|_L = \frac{-\frac{dh_L}{dt}}{\left. \frac{d\phi_t}{dz} \right|_L} \quad (15)$$

Assim, por meio de medidas simultâneas do conteúdo de água no solo e do potencial total da água durante o período de redistribuição, é possível calcular a densidade de fluxo e o gradiente de potencial total na mesma profundidade e, então, a função $K(\theta)$ na profundidade L.

2.2.6 Análise estatística dos resultados

Para a análise estatística dos dados foi utilizado o teste de Dunnett a 5% de probabilidade (DUNNET, 1955). Este teste é realizado com o objetivo de avaliar os tratamentos com relação a um único tratamento considerado padrão ou testemunha. O programa utilizado foi o SAS (SAS INSTITUTE, 1987).

2.3 Resultados e Discussão

2.3.1 Caracterização física dos solos

Na tabela 1 podem ser vistas algumas propriedades físicas dos solos estudados. A escolha destes solos deu-se devido à textura de ambos ser bem distinta. O solo arenoso é bastante homogêneo quanto à textura, no entanto possui o horizonte A₂ mais adensado devido provavelmente ao uso de implementos agrícolas que causam compactação em profundidade. O aumento da densidade com conseqüente diminuição na porosidade total pode comprometer a continuidade dos poros afetando o processo de redistribuição da água no solo.

A redistribuição da água no solo em potencias próximo a saturação depende primeiramente do efeito da capilaridade e da distribuição do tamanho de poros que por sua vez é fortemente afetada pela estrutura do solo (FARES et al., 2000).

Tabela 1 – Densidade do solo (DS), densidade de partículas (DP), porosidade total (PT), granulometria e classificação textural para os horizontes pedológicos

Horizonte	DS (g.m ⁻³)	DP (g.m ⁻³)	PT (m ³ .m ⁻³)	%			Classificação textural
				Areia	Silte	Argila	
<i>Solo arenoso</i>							
Ap ₁ (0-0,18 m)	1,554	2,660	0,416	82,571	6,139	11,290	Franco arenoso
A ₂ (0,18-0,38 m)	1,711	2,681	0,362	76,561	5,881	17,558	Franco arenoso
Bw ₁ (0,38-0,75 m)	1,575	2,684	0,413	74,475	6,183	19,342	Franco arenoso
<i>Solo argiloso</i>							
Ap ₁ (0-0,17 m)	1,432	2,862	0,500	29,955	16,790	53,255	Argiloso
A ₂ (0,17-0,52 m)	1,260	2,891	0,564	23,263	13,364	63,373	Muito argiloso
Bw ₁ (0,52-1,08 m)	1,220	2,914	0,581	24,211	15,995	59,794	Argiloso

O solo argiloso possui uma camada superficial um pouco mais densa, porém o horizonte que pode dificultar o processo de redistribuição é o A₂, por ser muito argiloso, diferentemente dos outros horizontes que são argilosos, caracterizando este solo como heterogêneo quanto a sua textura. Solos que apresentam algum tipo de impedimento físico podem colaborar para o estabelecimento de fluxo horizontal, exigindo mais cuidados na utilização do método de perfil instantâneo (HILLEL et al., 1972). Jong van Lier e Libardi (1999) relataram dificuldades na aplicação do método do perfil instantâneo também em um Nitossolo Vermelho devido à presença de um horizonte Bt mais denso que os demais. Por outro lado, solos argilosos

podem apresentar micro-agregação o que facilitaria o processo de redistribuição da água no perfil.

Jarvis e Messing (1995) observaram uma alta correlação das propriedades hidráulicas em dois solos arenosos e dois francos argilosos próximos a saturação, num estudo utilizando a curva de retenção e infiltrômetros de tensão para determinação da condutividade hidráulica.

2.3.2 Perfis de potencial total em função do tempo

No cálculo do gradiente de potencial total por diferenças finitas, os tensiômetros utilizados para medir o potencial total de cima, ϕ_t (cima) (ver equação 9), foram os que se encontravam na linha maior com 21 tensiômetros, já as leituras dos tensiômetros da linha com apenas cinco foram utilizadas no cálculo do potencial total de baixo, ϕ_t (baixo). O experimento foi montado desta forma para que distância horizontal entre os pares de tensiômetros fosse sempre igual (70 mm).

Na Figura 7, observa-se o potencial total de cima (em preto) e o potencial total de baixo (em vermelho) para todos os L testados. A distância entre as linhas preta e vermelha de cada gráfico é proporcional à distância entre as cápsulas dos tensiômetros (L), sendo que essa distância mostrou-se maior no solo argiloso, onde o gradiente foi maior como será visto mais adiante.

O gradiente de potencial total utilizado como referência foi calculado pelo ajuste dos dados experimentais a uma equação de segundo grau do potencial total em função da profundidade para cada tempo de leitura. Os parâmetros de ajuste, o coeficiente de determinação e os respectivos gradientes em $z = 0,50$ m, para os tempos de redistribuição no solo arenoso e argiloso estão apresentados nas Tabelas 2 e 3 respectivamente.

Para ambos os solos, o ajuste foi bom, com o coeficiente de determinação variando de 0,823 a 0,988, sendo 77% dos valores acima de 0,9, valores maiores foram encontrados por Lobato et al. (1998) em um Latossolo Roxo e também por Jong van Lier e Libardi (1999), estudando a variabilidade dos parâmetros da equação para o cálculo da condutividade hidráulica pelo método do perfil instantâneo.

Uma das explicações para os valores do coeficiente de determinação terem sido menores do que os encontrados na literatura, é que, os manômetros das duas linhas de

tensiômetros se encontravam em suportes separados ocasionando erros na determinação da altura das cubas, até mesmo por irregularidade do terreno.

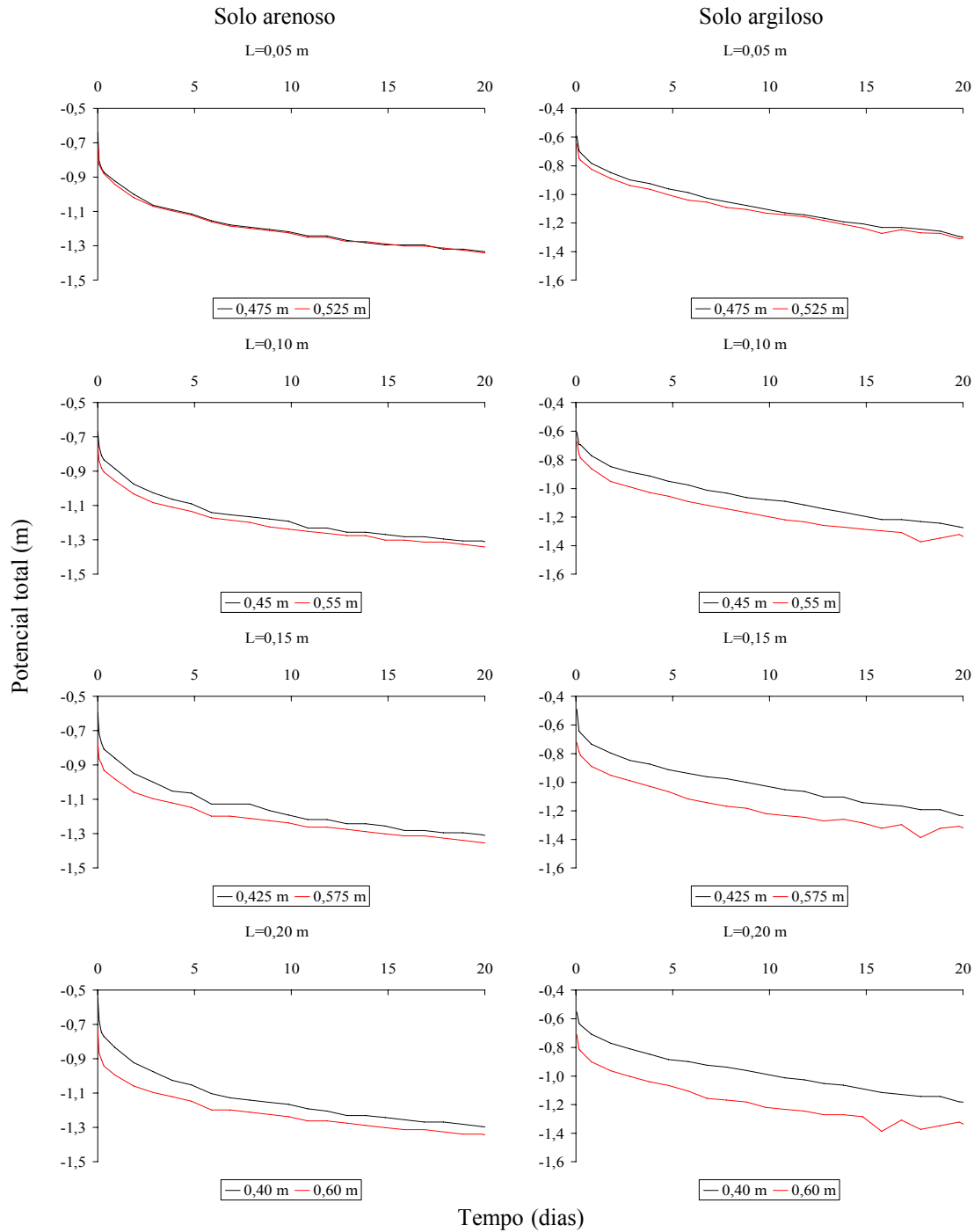


Figura 7 – Potencial total de cima (em preto) e potencial total de baixo (em vermelho) em função do tempo para os valores de L utilizados no cálculo do gradiente de potencial total

Tabela 2 – Parâmetros de ajuste (a, b e c), coeficientes de determinação (R^2) e gradiente de potencial total de referência ($d\Phi_t/dz$) nos tempos de redistribuição para o solo arenoso

Tempo (h)	Coeficientes			R^2	$d\Phi_t/dz$
	a	b	c		
0,1	7,973	8,871	1,725	0,941	0,898
1	5,509	6,393	0,998	0,976	0,885
4	3,929	4,652	0,490	0,971	0,723
7	2,958	3,717	0,239	0,965	0,760
21	3,081	3,819	0,203	0,972	0,738
44	2,476	3,137	-0,065	0,974	0,662
68	3,572	4,139	0,110	0,938	0,567
92	2,964	3,407	-0,137	0,938	0,442
116	3,087	3,556	-0,118	0,935	0,469
140	1,873	2,311	-0,480	0,943	0,439
164	2,602	2,962	-0,352	0,915	0,360
188	2,724	3,111	-0,319	0,866	0,387
212	2,360	2,725	-0,437	0,963	0,365
236	2,239	2,577	-0,495	0,951	0,338
260	2,726	3,003	-0,430	0,949	0,277
284	1,754	2,043	-0,667	0,973	0,289
308	2,727	2,918	-0,497	0,969	0,192
331	3,092	3,317	-0,395	0,852	0,225
356	2,971	3,230	-0,423	0,898	0,258
380	2,485	2,670	-0,588	0,905	0,185
404	1,391	1,622	-0,841	0,835	0,231
428	2,972	3,169	-0,478	0,823	0,198
452	1,878	2,133	-0,728	0,945	0,255
476	1,514	1,796	-0,816	0,903	0,282

Tabela 3 – Parâmetros de ajuste (a, b e c), coeficientes de determinação (R^2) e gradiente de potencial total de referência ($d\Phi t/dz$) nos tempos de redistribuição para o solo argiloso

Tempo (h)	Coeficientes			R^2	$d\Phi t/dz$
	a	b	c		
0,1	0,549	1,561	0,013	0,847	1,011
3	-0,086	0,811	-0,293	0,977	0,896
5	-0,390	0,552	-0,3858	0,988	0,942
19	-0,055	0,921	-0,333	0,988	0,975
43	0,477	1,469	-0,263	0,956	0,992
67	1,516	2,482	-0,064	0,975	0,966
91	0,743	1,752	-0,265	0,974	1,009
114	1,186	2,143	-0,218	0,979	0,957
139	1,429	2,531	-0,117	0,974	1,102
162	0,370	1,506	-0,390	0,970	1,136
187	2,474	3,654	0,126	0,984	1,180
211	2,978	4,080	0,189	0,968	1,102
235	2,029	3,207	-0,033	0,976	1,178
259	2,250	3,377	-0,025	0,965	1,127
283	2,427	3,537	-0,004	0,960	1,110
307	3,090	4,183	0,121	0,973	1,093
331	2,715	3,612	-0,068	0,861	0,897
355	3,511	4,424	0,107	0,889	0,914
379	-0,090	1,020	-0,712	0,867	1,109
403	3,113	3,959	-0,051	0,826	0,845
427	4,153	5,364	0,339	0,963	1,211
451	3,291	4,221	0,008	0,829	0,930
475	4,440	4,996	0,092	0,958	0,556

2.3.3 Gradiente de potencial total

Na Figura 8A, exceto para o L de 0,05 m, os valores do gradiente de potencial total decrescem rapidamente até o quinto dia de valores próximos da unidade até 0,4 e se estabilizaram. Isso pode estar relacionado ao fato de que o gradiente entre a zona úmida e a seca

diminui à medida que a primeira perde e a segunda ganha água com o tempo (REICHARDT, 1996). Valores de gradiente de potencial total muito próximos a estes foram encontrados por Hillel et al., 1972, em estudo que trata dos procedimentos adotados para execução do método do perfil instantâneo no campo. Segundo os autores isso se deve à existência de uma camada de impedimento ou à presença de um lençol freático abaixo da profundidade monitorada durante o experimento mas, mesmo assim, isto não impediu o sucesso da aplicação do método. Para este solo (arenoso) o horizonte A₂ mais denso pode ter influenciado a diminuição do gradiente.

Por outro lado, Paige e Hillel (1993), testando três métodos para determinação da condutividade hidráulica, dentre eles o método do perfil instantâneo, concluíram que um lençol freático relativamente superficial para um solo estudado e a mudança textural abrupta em outro afetaram os resultados dos testes.

Para o L de 0,05 m do solo arenoso, o gradiente tornou-se quase que constante e com tendência de queda e com valores muito baixo (0,13) a partir do terceiro dia, indicando que com esta distância, para os diferentes tempos, a sensibilidade do instrumento pode não ter sido suficiente para detectar a diferença de potencial. É importante salientar que não houve problema de funcionamento dos instrumentos como se pode ver na Figura 7 (primeiro gráfico no canto à esquerda) e os Apêndices E e F.

Netto et al. (2000), estudando a condutividade hidráulica nos tabuleiros costeiros afirmam que um erro de mais ou menos 50% no gradiente de potencial total provocará um valor de condutividade hidráulica final multiplicado ou dividido por dois.

Para o solo argiloso (Figura 8B), a variação nos valores de gradiente de potencial total com o tempo foi bem menor, ao longo do período de redistribuição monitorado, se comparada com a da Figura 8A. Exceto também para L=0,05 m, esses valores ficaram ao redor da unidade com alguns picos e maior variação ocorrendo a partir do décimo sexto dia nas maiores profundidades, mostrando que, no caso deste solo o movimento da água no perfil foi comandado quase que exclusivamente pelo gradiente de potencial gravitacional. Bacchi e Reichardt (1993) estudando o gradiente unitário verificaram que até o quinto dia ele é bem próximo da unidade, decrescendo lentamente ao longo de um grande período de tempo.

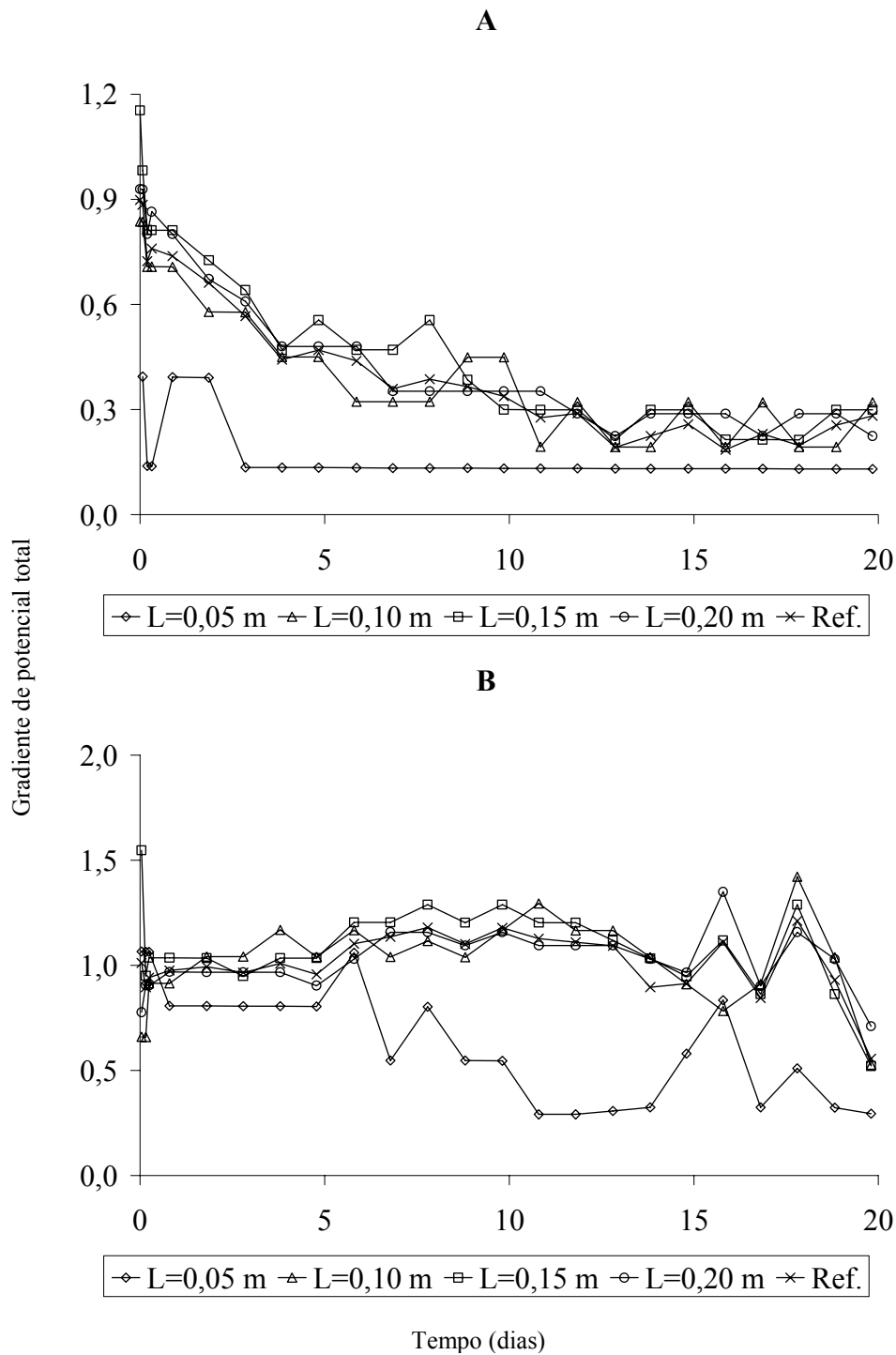


Figura 8 – Gradiente de potencial total a 0,50 m de profundidade ao longo do período de redistribuição para os quatro valores de L testados e a referência. A é o solo arenoso e B o solo argiloso

A instabilidade dos dados de gradiente de potencial total ao final do período de redistribuição (Figura 8B) pode ser consequência da formação de bolhas dentro do tensiômetro

que provocam o mau funcionamento do instrumento. Ainda com relação aos erros provocados pela leitura dos tensiômetros, Villagra et al. (1988) demonstraram que os erros de leitura são maiores quanto mais negativo é o potencial mátrico, assim como o tempo de resposta também é maior. Estes autores ressaltam ainda que, além da variabilidade devida ao equipamento também existe a variabilidade da redistribuição da água no solo que também afeta o cálculo do gradiente de potencial total.

Em um trabalho sobre a parametrização de uma equação para estimativa da condutividade hidráulica no campo, Reichardt et al. (2004), a partir do modelo exponencial da condutividade hidráulica em função do conteúdo de água, desenvolveram uma equação do gradiente em função deste conteúdo ($G(\theta)$) que expressa a influência do gradiente no cálculo da condutividade hidráulica.

Também no caso do solo argiloso e pela mesma razão que a do solo arenoso, o gradiente de potencial total para $L = 0,05$ m também foi visivelmente diferente (embora com menor intensidade do que no caso do solo arenoso) dos outros para $L > 0,05$ m (Figura 8B).

O teste aplicado de comparação entre o gradiente de potencial total de referência em relação aos demais foi o teste de Dunnett a 5% de probabilidade (DUNNET, 1955), por testar todos os tratamentos contra apenas um considerado padrão, assim cada tempo de redistribuição foi considerado uma repetição, pois como pode ser observado nas Figuras 7 e 8 o comportamento dos dados é bem semelhante ao longo do tempo.

O único L que diferiu estatisticamente da referência foi o de $0,05$ m para os dois solos estudados (Tabela 4), ou seja, embora as profundidades em que as cápsulas se encontravam fossem as mais próximas da profundidade analisada, isso não refletiu com precisão o fenômeno. Complementando o que já foi comentado a respeito desta distância ($L = 0,05$ m), uma outra possível explicação para o fato é que por as cápsulas estarem muito próximas entre si pode haver uma influência do raio de ação delas, levando em conta que possuem 50 mm de comprimento e considerando o seu centro da cápsula como referência, a distância testada com o L de $0,05$ m é exatamente como se uma cápsula estivesse em cima da outra com uma distância horizontal de 70 mm entre si.

Em um trabalho sobre o efeito do tamanho da cápsula porosa na variabilidade do potencial mátrico, Hendrickx et al. (1994) concluíram que utilizando-se cápsulas maiores, a

medida do potencial torna-se mais confiável pois o volume de solo amostrado é maior, porém em seus estudos os autores não analisaram qual é o volume de solo amostrado por cada tamanho de cápsula, por ser muito difícil, o que também justifica o presente trabalho com as cápsulas utilizadas. Em outras palavras, com o tamanho de cápsulas utilizado, pode-se dizer que a distância vertical mínima de instalação entre cápsulas deve ser de 0,10 m mantendo uma distância horizontal de 0,07 m em ensaios de perfil instantâneo, para o cálculo do gradiente de potencial total.

Tabela 4 – Médias de gradiente de potencial total para cada L testado. Valores seguidos de * diferem estatisticamente da referência, em cada solo, pelo teste de Dunnet a 5% de probabilidade

Tratamentos	Médias do gradiente de potencial total	
	Solo arenoso	Solo argiloso
L = 0,05 m	0,228*	0,208*
L = 0,10 m	0,423 ^{ns}	1,010 ^{ns}
L = 0,15 m	0,491 ^{ns}	1,085 ^{ns}
L = 0,20 m	0,467 ^{ns}	1,017 ^{ns}

Por outro lado os demais L testados se mostraram idênticos estatisticamente a referência indicando que para os solos estudados, o uso da regressão quadrática com o objetivo de reduzir os erros causados na determinação da condutividade hidráulica pode ser dispensada, por demandar a utilização de mais tensiômetros.

2.3.4 Condutividade hidráulica do solo

A partir dos valores de potencial mátrico durante o processo de redistribuição da água no perfil do solo e as respectivas curvas de retenção para cada horizonte (Apêndices C a H), calcularam-se os valores de conteúdo de água volumétrico para todos os tempos de redistribuição e profundidades de instalação dos tensiômetros; esse valores de conteúdo de água para cada solo podem ser vistos nos Apêndices I a L. Para o cálculo da densidade de fluxo na profundidade de 0,50 m foi calculada a armazenagem de água na camada 0 – 0,50 m ao longo do tempo de redistribuição. Isto foi feito multiplicando-se o conteúdo de água médio pela profundidade em milímetros.

Com os dados de armazenagem em função do tempo de redistribuição em horas foi feito um gráfico e ajustada uma equação linear entre h_L e Lnt para o cálculo de dh_L/dt (Figura 9),

obtendo-se coeficientes de determinação ao redor de 0,98 demonstrando o excelente ajuste dos dados. O mesmo procedimento foi adotado por Villagra et al., (1994) obtendo coeficientes de determinação da mesma ordem de grandeza. O tempo inicial de redistribuição foi considerado 0,1 hora para que os cálculos pudessem ser feitos. Os coeficientes e as equações podem ser vistos na Figura 9.

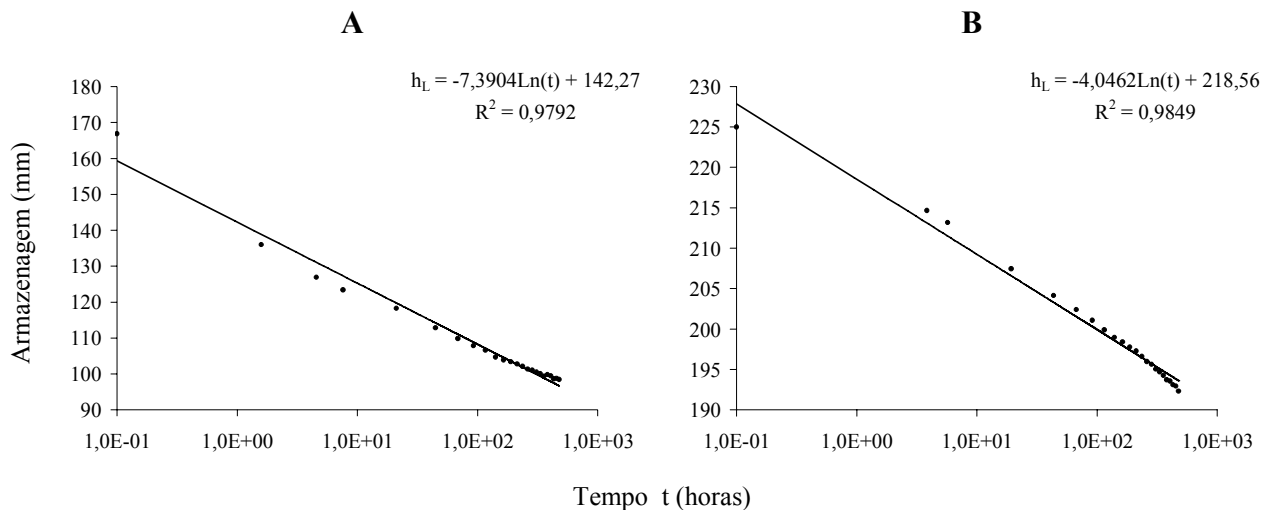


Figura 9 – Curvas de ajuste da armazenagem (h_L) em função do tempo de redistribuição da água no solo arenoso (A) e argiloso (B), para a camada 0-0,50 m de profundidade

Embora sejam altos os valores de R^2 dos dois solos (Figura 9), percebe-se que entre 0,1 e 1h no solo arenoso e entre 0,1 e 3 h no solo argiloso o comportamento da redistribuição da água difere em relação ao restante do tempo. No solo arenoso, no início (0,1 a 1h) a queda de h_L é alta e mais baixa a partir de 1h de redistribuição. No solo argiloso, o comportamento é o inverso: uma queda menos alta no início (até 3h) do que a partir de 3h de redistribuição.

Fazendo-se o ajuste de h_L em função de t , considerando essa diferença de comportamento, obtem-se:

Solo arenoso: 0,1 – 1 h: $h_L = - 12,825 * Ln(t) + 137,33$

1 – 476 h: $h_L = - 6,420 * Ln(t) + 137,33$ ($R^2 = 0,997$)

Solo argiloso: 0,1 – 3 h: $h_L = - 2,569 * Ln(t) + 219,08$

3 – 475 h: $h_L = - 4,575 * Ln(t) + 221,29$ ($R^2 = 0,997$)

Os dados de armazenagem em função do tempo considerando esse comportamento diferente no início da redistribuição são mostrados na Figura 10 para ambos os solos.

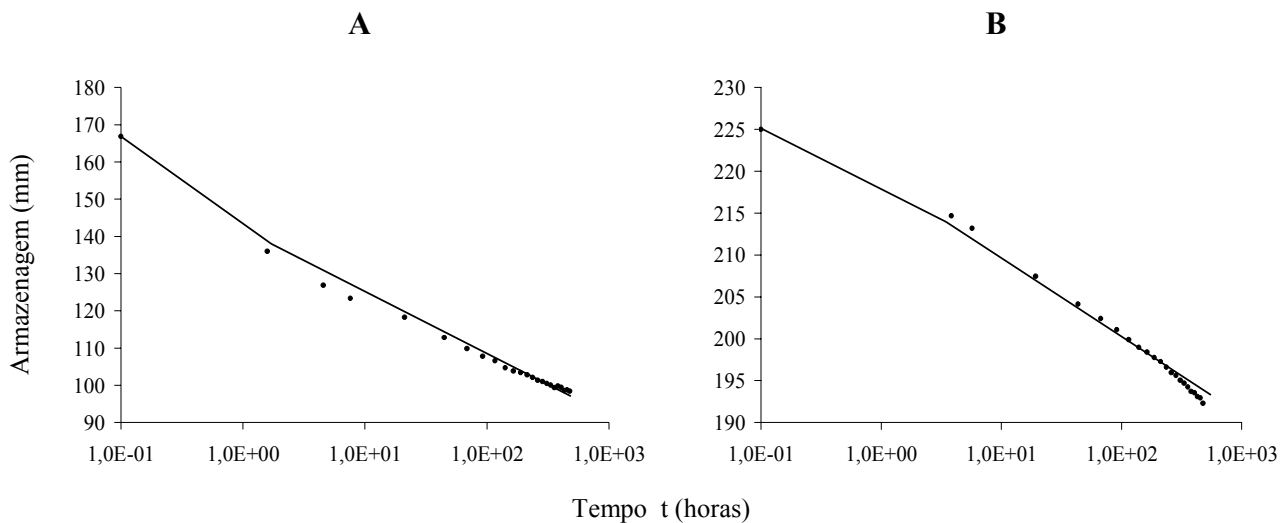


Figura 10 – Curvas de ajuste da armazenagem (h_L) em função do tempo de redistribuição da água no solo arenoso (A) e argiloso (B) para a camada 0-0,50 m de profundidade, mostrando o comportamento diferenciado das curvas para o início da redistribuição da água

A partir destas equações representativas das curvas de ajuste da armazenagem em função do tempo e dos valores de gradiente de potencial total calculados para os dois solos (Figura 8) calculou-se o valor de K para cada θ medido no campo utilizando a equação (15).

Como visto na Figura 8, a diferença entre os gradientes para os dois solos é muito grande. Essas diferenças também podem ser notadas para outros atributos do processo de drenagem interna como mostram as Tabelas 5 e 6 para o solo arenoso e argiloso respectivamente. A densidade do fluxo de água é muito maior no solo arenoso, porém proporcionalmente a redução inicial da densidade de fluxo é muito semelhante para os dois solos, pois com 4 e 3 horas de redistribuição a densidade de fluxo teve uma redução de 100 para 2,7 e 2,6% para os solos arenoso e argiloso respectivamente. Com o passar do tempo a densidade de fluxo de água foi sempre menor para o solo argiloso cuja capacidade de reter água é maior.

Cadima et al. (1980), em um solo semelhante ao arenoso observaram para camada superficial um diminuição brusca do valores de fluxo de 29 cm.dia^{-1} para 0,15 cm.dia^{-1} em apenas 15 minutos após a interrupção da infiltração. Os autores concluíram que a variabilidade da condutividade hidráulica é mais acentuada nas camadas superficiais, diminuindo sensivelmente para as mais profundas. Jong van Lier e Libardi (1999) também chegaram a essa mesma conclusão.

Pode-se perceber pelas Tabelas 5 e 6 que a redução da densidade de fluxo de água se dá muito mais pela redução da condutividade hidráulica do que pelo do gradiente. Ao final dos 20

dias o potencial mátrico ainda era muito alto para ambos os solos, não tendo chegado a -1 m considerado a capacidade de campo por alguns autores (REICHARDT, 1988).

Tabela 5 – Atributos do processo de drenagem interna do solo arenoso, para profundidade de 0,50 m, dados da referência

Tempo	Conteúdo de água no solo	Potencial mátrico	Densidade de fluxo de água	Gradiente de potencial total	Condutividade hidráulica	Densidade de fluxo de água inicial
horas	m³.m⁻³	m	mm.h⁻¹	m.m⁻¹	mm.h⁻¹	%
0,1	0,325	-0,257	-73,904	0,898	82,289	100
4	0,254	-0,359	-1,624	0,723	2,245	2,729
7	0,250	-0,385	-0,975	0,760	1,283	1,559
21	0,241	-0,449	-0,351	0,738	0,475	0,577
44	0,232	-0,525	-0,165	0,662	0,250	0,304
68	0,227	-0,577	-0,108	0,567	0,190	0,231
92	0,224	-0,615	-0,080	0,442	0,181	0,220
116	0,222	-0,640	-0,064	0,469	0,136	0,165
140	0,219	-0,679	-0,052	0,439	0,120	0,145
164	0,217	-0,691	-0,045	0,360	0,125	0,152
188	0,216	-0,704	-0,039	0,387	0,101	0,123
212	0,216	-0,717	-0,035	0,365	0,095	0,115
236	0,215	-0,730	-0,031	0,338	0,092	0,112
260	0,213	-0,755	-0,028	0,277	0,103	0,125
284	0,213	-0,755	-0,026	0,289	0,090	0,109
308	0,211	-0,781	-0,024	0,192	0,125	0,152
331	0,211	-0,794	-0,022	0,225	0,099	0,120
356	0,210	-0,806	-0,021	0,258	0,080	0,098
380	0,210	-0,819	-0,019	0,185	0,105	0,127
404	0,209	-0,819	-0,018	0,231	0,079	0,096
428	0,210	-0,832	-0,017	0,198	0,087	0,106
452	0,208	-0,832	-0,016	0,255	0,064	0,078
476	0,208	-0,845	-0,016	0,282	0,055	0,067

Tabela 6 – Atributos do processo de drenagem interna do solo argiloso, para profundidade de 0,50 m, dados da referência

Tempo	Conteúdo de água no solo	Potencial mátrico	Densidade de fluxo de água	Gradiente de potencial total	Condutividade de hidráulica	Densidade de fluxo de água inicial
horas	m³.m⁻³	m	mm.h⁻¹	m.m⁻¹	mm.h⁻¹	%
0,1	0,490	-0,144	-40,462	1,011	40,010	100
3	0,429	-0,207	-1,056	0,896	1,178	2,609
5	0,420	-0,220	-0,710	0,942	0,754	1,754
19	0,409	-0,297	-0,210	0,975	0,216	0,520
43	0,402	-0,361	-0,093	0,992	0,094	0,231
67	0,398	-0,412	-0,060	0,966	0,063	0,149
91	0,395	-0,450	-0,044	1,009	0,044	0,110
114	0,392	-0,488	-0,035	0,957	0,037	0,087
139	0,390	-0,514	-0,029	1,102	0,026	0,072
162	0,388	-0,539	-0,025	1,136	0,022	0,061
187	0,387	-0,578	-0,022	1,180	0,018	0,053
211	0,386	-0,603	-0,019	1,102	0,017	0,047
235	0,385	-0,629	-0,017	1,178	0,015	0,042
259	0,384	-0,654	-0,016	1,127	0,014	0,039
283	0,383	-0,667	-0,014	1,110	0,013	0,035
307	0,381	-0,705	-0,013	1,093	0,012	0,033
331	0,381	-0,718	-0,012	0,897	0,014	0,030
355	0,380	-0,744	-0,011	0,914	0,012	0,028
379	0,378	-0,782	-0,011	1,109	0,010	0,026
403	0,379	-0,782	-0,010	0,845	0,012	0,025
427	0,376	-0,820	-0,009	1,211	0,008	0,023
451	0,378	-0,808	-0,009	0,930	0,010	0,022
475	0,377	-0,846	-0,009	0,556	0,015	0,021

A condutividade hidráulica foi ajustada em função do conteúdo de água para os dois solos utilizando os valores de K e θ das Tabelas 5 e 6. As Figuras 11 e 12 apresentam os dois

ajustes para o solo arenoso e argiloso respectivamente, os demais ajustes (gradientes calculados por diferença de potencial total para os valores de L de 0,05; 0,10; 0,15 e 0,20 m) podem ser vistos nos Apêndices M e N.

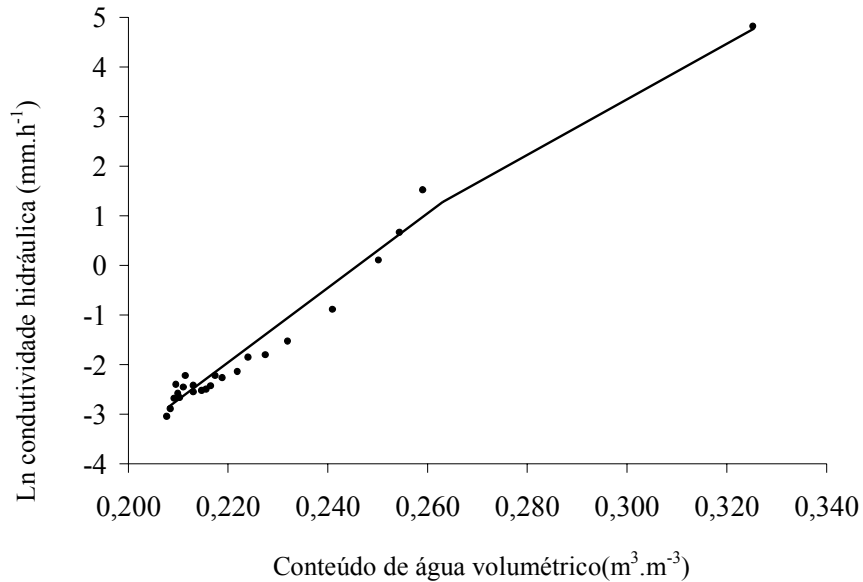


Figura 11 – Condutividade hidráulica K em função do conteúdo de água volumétrico θ para os tempos de redistribuição da água no solo arenoso, na profundidade de 0,50 m

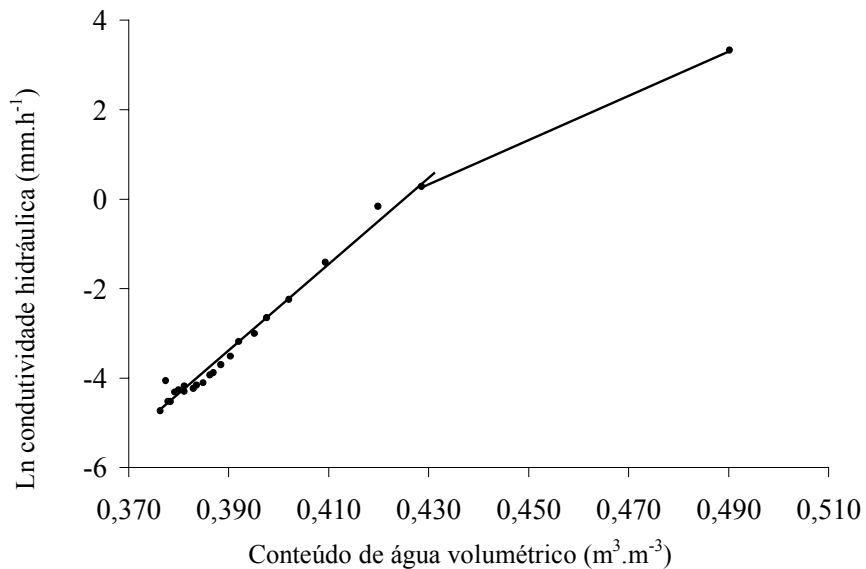


Figura 12 – Condutividade hidráulica K em função do conteúdo de água volumétrico θ para os tempos de redistribuição da água no solo argiloso, na profundidade de 0,50 m

Como se pode notar, para ambos os solos, obteve-se um bom ajuste ($R^2 = 0,95$ para o solo arenoso e $R^2 = 0,98$ para o argiloso) para uma equação do tipo

$$K = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)} \quad (16)$$

onde: K_0 representa o valor da condutividade hidráulica no solo saturado, θ_0 o valor da umidade de saturação e γ é o coeficiente angular da reta $\text{Ln}K$ em função de θ .

Para o solo arenoso as equações foram

para: $0,325 > \theta > 0,263$ $K(\theta) = 124,396e^{41,505(\theta - 0,325)}$

para: $\theta < 0,263$ $K(\theta) = 3,76e^{73,85(\theta - 0,263)}$ ($R^2 = 0,950$)

E, para o argiloso,

para: $0,490 > \theta > 0,427$ $K(\theta) = 28,026e^{57,251(\theta - 0,490)}$

para: $\theta < 0,427$ $K(\theta) = 1,331e^{97,757(\theta - 0,427)}$ ($R^2 = 0,982$)

Netto et al. (2000), estudando um solo de textura bastante arenosa, sugerem um ajuste com a soma de três exponenciais para melhor reproduzir o que ocorre na zona de transição. Os autores ainda ressaltam que a precisão na zona de transição é menor do que para os trechos de drenagem rápida e lenta que a enquadram, e parte da dispersão dos dados de condutividade hidráulica, nesta região, pode ser atribuída as limitações inerentes à qualidade dos dados disponíveis e à metodologia utilizada.

Libardi e Reichardt (2001), para algumas camadas de um solo franco arenoso em estudo sobre a medida da condutividade hidráulica, utilizaram duas equações exponenciais, uma para tempos iniciais e outra para tempos finais de redistribuição.

Uma das fontes de erro na determinação da condutividade hidráulica pelo método do perfil instantâneo está na utilização de K_0 na equação, pois ele se altera a cada inundação, devido a alteração na distribuição das partículas do solo e também varia de acordo com o conteúdo de água inicial no solo (FALLEIROS et al., 1998; LOBATO; LIBARDI; CAMARGO, 1998).

Como foram feitos dois ajustes tornou-se necessária a obtenção de um novo conteúdo de água denominada θ_0' obtida pelo ajuste de θ versus tempo (t) em horas a partir do segundo tempo de redistribuição. As equações obtidas para o solo arenoso e argiloso respectivamente foram:

$$\theta = -0,0097 \text{Ln}(t) + 0,02678 \quad (R^2 = 0,993)$$

$$\theta = -0,0103 \text{Ln}(t) + 0,4404 \quad (R^2 = 0,993)$$

O valor de θ'_0 foi calculado substituindo-se o valor da segunda leitura do tempo de redistribuição nas equações acima, sendo este considerado o tempo zero de redistribuição para a nova equação de $K(\theta)$.

Em um trabalho sobre a sensibilidade dos dados em experimento de perfil instantâneo Jong van Lier (2002) encontrou dados de θ em função do tempo não exponenciais para um solo de textura média. Ainda no mesmo estudo o autor sugere a retirada do tempo inicial de redistribuição, pois, como este ponto geralmente está muito distante dos demais em escala logarítmica ele tem um peso grande na regressão, por isso deve ser desconsiderado no ajuste. A propósito, foi isto que aqui foi feito, não só com os dados de condutividade em função de θ (Figuras 11 e 12) mas também com os dados de armazenagem em função do tempo (Figura 10).

Prevedello et al. (1981) estudando a aplicação do método do perfil instantâneo para quatro solos com texturas distintas observaram uma correlação do valor de γ com a porcentagem de argila no perfil do solo, concluindo que o coeficiente diminui com a diminuição do valor de argila. Tal fato não foi também observado para os dados analisados neste trabalho.

Segundo Falleiros et al. (1998) os valores de γ variam de 50 a 200, mas podem, em alguns casos, superar 500 (JONG van LIER; LIBARDI, 1999). Neste estudo, os valores de γ encontrados estiveram entre 40 e 100 estando próximos dos valores encontrados por Libardi et al. (1980).

2.3.5 Hipótese do gradiente unitário

Observando a figura 8A nota-se que o gradiente de potencial total para o solo arenoso apesar de considerado homogêneo não está próximo da unidade, por isso a hipótese do gradiente unitário para os dois solos foi testada em comparação aos gradientes utilizados como referência no teste da distância entre as cápsulas, para as equações de ajuste da condutividade hidráulica. Para isto o gradiente de potencial total foi considerado igual a unidade na equação (15).

O mesmo procedimento adotado para o ajuste da condutividade hidráulica, calculada considerando o gradiente de potencial total de referência, em função do conteúdo de água no solo foi utilizado na consideração do gradiente de potencial total unitário (Figuras 13 e 14).

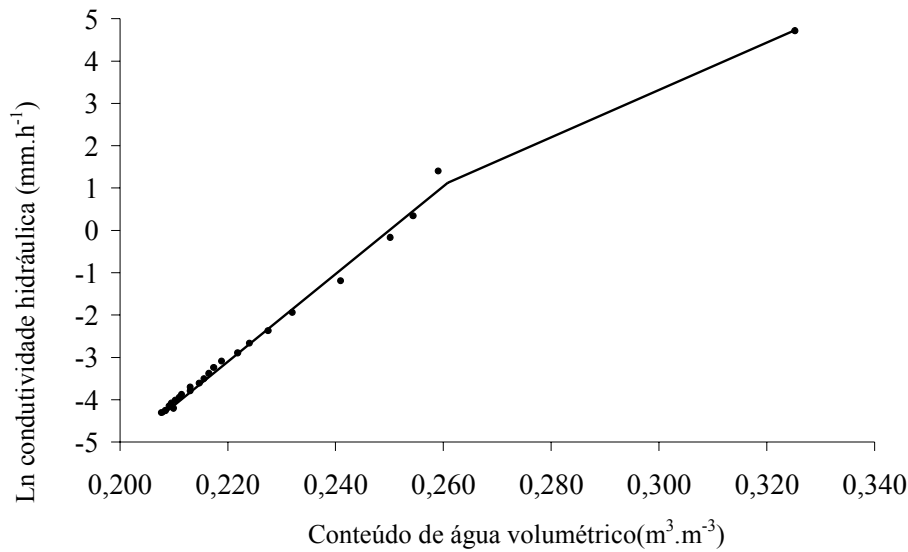


Figura 13 – Condutividade hidráulica K em função do conteúdo de água volumétrico θ , considerando o gradiente de potencial total unitário, para os tempos de redistribuição da água no solo arenoso, na profundidade de 0,50 m

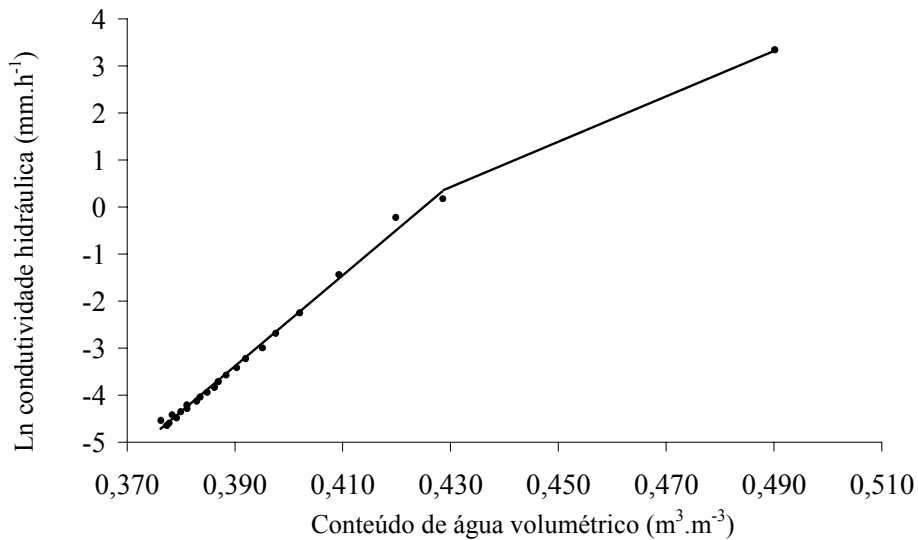


Figura 14 – Condutividade hidráulica K em função do conteúdo de água volumétrico θ , considerando o gradiente de potencial total unitário, para os tempos de redistribuição da água no solo argiloso, na profundidade de 0,50 m

As duas equações de condutividade hidráulica ajustadas utilizando o gradiente unitário juntamente com o coeficiente de determinação, no solo arenoso são apresentadas a seguir:

para: $0,325 > \theta > 0,263$
$$K(\theta) = 81,56e^{4151(\theta-0,325)}$$

para: $\theta < 0,263$ $K(\theta) = 4,055e^{102,18(\theta-0,263)}$ ($R^2 = 0,992$)

Da mesma forma, as equações para o solo argiloso são as seguintes:

para: $0,490 > \theta > 0,427$ $K(\theta) = 28,343e^{59,21(\theta-0,490)}$

para: $\theta < 0,427$ $K(\theta) = 1,193e^{97,044(\theta-0,427)}$ ($R^2 = 0,995$)

Para testar a hipótese do gradiente unitário foi aplicado o teste t para o γ da segunda equação de ajuste para ambos os solos, conforme a equação:

$$t = \frac{b_1 - b_2}{\sqrt{\frac{(S^2 y.x)_p}{(\sum x^2)_1} + \frac{(S^2 y.x)_p}{(\sum x^2)_2}}} \quad (17)$$

em que: b_1 e b_2 são os coeficientes angulares das equações de regressão consideradas, $(S^2 y.x)_p$ é a soma dos quadrados médios dos resíduos das duas equações combinadas e, $(\sum x^2)_1$ e $(\sum x^2)_2$ são as somas dos quadrados das diferenças $\ln x - \ln \bar{x}$ dos casos referência e gradiente unitário, respectivamente, sendo x o valor de cada variável independente, e \bar{x} , o valor médio deles.

No caso do solo arenoso o valor de t da equação (17) resultou em 6,73 o qual é maior do que o valor crítico de $t=2,018$ (ZAR, 1974), rejeitando com 42 graus de liberdade e 5% de significância a hipótese de igualdade entre os dois coeficientes angulares. Já para o solo argiloso o valor de t para o conjunto de dados analisados foi 0,13 menor que o t crítico que foi o mesmo para ambos os solos, evidenciando que para este solo a hipótese do gradiente unitário é válida. Valores de gradiente de potencial próximos da unidade também foram encontrados por Villagra et al. (1994) para um Nitossolo Vermelho.

Prevedello et al. (1994) trabalhando com colunas de solo de textura argilosa e homogêneo, encontrou resultados semelhantes para o mesmo teste t aplicado para condição de gradiente unitário. Os autores calcularam o erro relativo cometido quando se assume o gradiente unitário e concluíram que o erro aumenta com a diminuição do conteúdo de água, tendo chegado a subestimar em 73% os valores de condutividade hidráulica. Isso ocorre porque, com a diminuição do conteúdo de água o potencial mátrico ganha maior importância na determinação da condutividade hidráulica o que não é contabilizado quando se assume o gradiente unitário.

O erro relativo também foi calculado neste trabalho para o solo arenoso (Tabela 7) e os valores encontrados são muito próximos dos obtidos por Prevedello et al. (1994), sendo que no menor conteúdo de água o valor da condutividade hidráulica foi subestimado em 75%. A

magnitude dos erros se deve ao fato de o γ ser um expoente de uma relação exponencial, e uma pequena variação em γ pode refletir em uma enorme variação de condutividade hidráulica (REICHARDT et al., 1998).

Tabela 7 – Erro relativo da determinação da condutividade hidráulica considerando o gradiente unitário

Tempo (horas)	Conteúdo de água (m ³ .m ⁻³)	Condutividade hidráulica		Erro relativo $\frac{K_2}{K_1} - 1$
		Referência (K ₁)	Gradiente unitário (K ₂)	
1	0,263	3,666	4,386	19,634
4	0,254	1,939	1,818	-6,288
7	0,250	1,417	1,178	-16,910
21	0,241	0,719	0,460	-35,964
44	0,232	0,370	0,184	-50,367
68	0,227	0,266	0,116	-56,269
92	0,224	0,206	0,082	-60,366
116	0,222	0,175	0,065	-62,713
140	0,219	0,140	0,048	-65,767
164	0,217	0,126	0,042	-67,121
188	0,216	0,118	0,038	-67,965
212	0,216	0,111	0,035	-68,767
236	0,215	0,104	0,032	-69,530
260	0,213	0,092	0,027	-70,950
284	0,213	0,092	0,027	-70,950
308	0,211	0,081	0,023	-72,243
331	0,211	0,079	0,022	-72,546
356	0,210	0,075	0,020	-73,137
380	0,210	0,071	0,019	-73,702
404	0,209	0,069	0,018	-73,977
428	0,210	0,073	0,019	-73,398
452	0,208	0,065	0,017	-74,507
476	0,208	0,062	0,015	-75,016

Na hipótese do gradiente unitário, é assumido que um solo homogêneo é aquele que apresenta uma única curva de retenção e uma única função de $K(\theta)$ para todas as profundidades em estudo, o que implica no fato de que a água é drenada igualmente para todas as profundidades. Entretanto, Reichardt (1993) demonstrou que quando se assume o gradiente unitário, a relação $K(\theta)$ varia com a profundidade, contradizendo o primeiro preceito para solo homogêneo. Todas as simplificações, que empregam o gradiente unitário, utilizadas para determinação da função $K(\theta)$, incluem a profundidade na condutividade hidráulica saturada, indicando claramente que a função $K(\theta)$ varia com a profundidade (REICHARDT et al., 1998). Mas é importante esclarecer que Libardi et al. (1980) desenvolveram a metodologia considerando gradiente unitário mas não necessariamente homogeneidade do perfil.

3 CONCLUSÃO

Os dados de potencial total em função da profundidade do solo ajustaram-se muito bem a uma equação do segundo grau para todas as medidas durante o período de redistribuição da água, no método do perfil instantâneo.

Utilizando os dados do gradiente de potencial total calculados a partir da derivada destas equações como referência, não houve diferença desta e aquelas calculadas por diferença finita para as distâncias entre cápsulas de 0,10; 0,15 e 0,20 m.

A hipótese de gradiente unitário não se adequou aos dados obtidos para o solo arenoso, subestimando em até 75% os valores de condutividade hidráulica ajustados por uma equação exponencial.

REFERÊNCIAS

- BACCHI, O.O.S.; REICHARDT, K. On simple methods for unsaturated soil hydraulic conductivity determination. **Scientia Agricola**. Piracicaba, v. 50 p. 326-328, 1993.
- BLAKE, G.R.; HARTGE, K.H.; Bulk density. In: KLUTE, A. (Ed.). **Methods of soil analysis: physical and mineralogical methods**. Madison: American Society of agronomy: 1986a. cap.13. p.363-375.
- BLAKE, G.R.; HARTGE, K.H. Particle density. In: KLUTE, A (Ed.). **Methods of Soil Analysis: physical and mineralogical methods**. Madison: American Society of agronomy: 1986b. cap.14. p.377-382.
- BUCKINGHAM, E. **Studies on the movement of soil moisture**. Washington, USDA, 1907. 61p (Soils Bulletin, 38).
- CADIMA Z.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**, Viçosa, v.4, p.63-66, 1980.
- CAMARGO, O.A.; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A.; VALADARES, J.M.A.S. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agronômico de Campinas**. Campinas: Instituto Agronômico, 1986. 94p. (Boletim Técnico, 106)
- CARVALHO, L.A. **Condutividade hidráulica do solo no campo: simplificações do método do perfil instantâneo**. 2002. 89p. Dissertação (Mestrado na área de solos e nutrição) – Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2002.
- CINTRA, F.L.D. **Disponibilidade de água no solo para porta-enxertos de citros em ecossistema de tabuleiro costeiro**. 1997. 90p. Tese (Doutorado na área de ...) – Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1997.
- CINTRA, F. L. D.; LIBARDI, P. L.; SAAD, A. M. Balanço hídrico do solo para a cultura do citros em ecossistema de tabuleiro costeiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, PB, v. 4, p. 23-28, 2000.
- DUNNETT, C.W. A multiple comparisons procedure for comparing several treatments with a control. **Journal of American Statistical. Assessment**. Madison, v.50, p. 1096-1121, 1955.
- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisas de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília: Embrapa Produção de informação; Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2005. 412 p.
- FALLEIROS, M.C.; PORTEZAN, O.; OLIVEIRA, J.C.M.; BACHI, O.O.S.; REICHARDT, K. Spatial and temporal variability of soil hydraulic conductivity in relation to soil water distribution, using an exponential model. **Soil and Tillage Research**, Elsevier, 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**, Baltimore, v.165, p.768-777, 2000.

GEE, G.W.; OR, D. Particle-size analysis. In: DANE, J. H.; TOPP, G. C (Ed.). **Methods of soil analysis: physical methods**. Madison: American Society of Agronomy, 2002. p. 255-289.

GREEN, R.E.; AHIA, L.R.; CHONG, S.K. Hydraulic conductivity, diffusivity, and sorptivity of unsaturated soils: field methods, In: KLUTE, A. (Ed.). **Methods of soil analysis: physical and mineralogical methods**. Madison: American Society of agronomy, 1986. p.771-798.

HENDRICKX, J.M.H., NIEBER, J.L., SICCAM, P.D. Effect of tensiometer cup size on field soil water tension variability. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v.58, p. 309-315, 1994.

HILLEL, D. **Introduction to environmental soil physics**. San Diego, CA: Elsevier Academic Press, 2004. 494p.

HILLEL, D.; KRENTOS, V.K.; STILIANOV, Y. Procedure an test an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. **Soil Science**, Baltimore, v.114, p.395-400, 1972.

HILLEL, D. **Solo e água, fenômeno e princípios físicos**. Porto Alegre: UFRGS, 1970. 231p.

HURTADO, A.L.B. **Variabilidade da condutividade hidráulica do solo em valores fixos de umidade e de potencial matricial**. 2004. 94p. Tese (Doutorado na área de) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2004.

HURTADO, A.L.B.; CICHOTA, R.; JONG van LIER, Q. Parametrização do método do perfil instantâneo para a determinação da condutividade hidráulica do solo em experimentos com evaporação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, p. 301-307, 2005.

HUTCHINSON P.; BOND W. Routine measurement of soil water potential gradient near saturation using a pair of tube tensiometers. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v. 39, p. 1147–1156, 2001.

JARVIS, N.J.; MESSING, I. Near-saturated hydraulic conductivity in soils of contrasting texture measured by tension infiltrometers. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.59, p.27-34, 1995.

JONG van LIER, Q. Análise de sensibilidade de um algoritmo computacional para processamento de dados de experimentos de perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.26, p. 869-883, 2002.

JONG van LIER, Q.; LIBARDI, P.L. Variabilidade dos parâmetros da equação que relaciona a condutividade hidráulica com a umidade do solo no método do perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.23, p.1005-1014, 1999.

KLUTE, A.; DIRKSEN, C.H. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. In: KLUTE, A. (Ed). **Methods of soil analysis: physical and mineralogical methods**. 2nd ed. Madison: American Society of Agronomy, 1986. cap. 28 p 687-732.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da água no solo**. 2.ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2005. 329p.

LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K. Libardi's method refinement for soil hydraulic conductivity measurement. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v. 39, p. 851–860, 2001.

LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Simple field methods for estimating hydraulic conductivity. **Soil Science Society America Journal**, Madison, v.44, p.3 -7, 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**, Viçosa, v.22, p.181-188, 1998.

MARQUES, J.D.; LIBARDI, P.L.; JONG van LIER, Q. Relação entre horizontes pedológicos e propriedades hidráulicas em dois Latossolos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.12, p.189-195, 1988.

NETTO, A.M.; ANTONINO, A.C.D.; AUDRY, P.; CARNEIRO, J.G.C.; DALL'OLIO. Condutividade hidráulica não saturada de um Podzólico Amarelo da zona da mata norte de Pernambuco. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.35, p.1221-1228, jun. 2000.

OR, D. Who invented the tensiometer? **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v.65, p.1-3, 2001.

PAIGE, G.B.; HILLEL, D. Comparison of three methods for assessing soil hydraulic properties. **Soil Science**, Baltimore, v.155, p.175-189, 1993.

PAULETTO, E.A.; LIBARDI, P.L.; MANFRON, P.A.; MORAES, S.O. Determinação da condutividade hidráulica a partir da curva de retenção de água. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.12, p.189-195, 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**, Viçosa, v.6, 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**, Brasília, v.29, n.2, p.275-280, 1994.

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.

REICHARDT, K. Capacidade de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.12, p.211-216, 1988.

REICHARDT, K. **Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas**. Piracicaba: USP/ESALQ, Depto. Física e Meteorologia, 1996. 513p.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C.; BACCHI, O.O.S.; OLIVEIRA J.C.M.; DOURADO NETO, D.A. parameterized equation to estimate soil hydraulic conductivity in the field. **Australian Journal of Soil Research**, Sidney, v.42, p.283-287, 2004.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. Barueri: Manole, 2004. 478 p.

RICHARDS, L.A. The usefulness of capillary potential to soil moisture and plant investigators. **Journal Agricultural Research**, Washington, v.37, p.719-742, 1928.

SOIL SURVEY STAFF. **Keys to soil taxonomy**. 9th. ed. Washington, DC: United States Department of Agriculture (USDA) - Natural Resources Conservation Service, 2003. 332 p.

SAS INSTITUTE **SAS/STAT Guide for personal computers**: version 6. Cary, 1987. 1028p.

TIMM, L.C.; OLIVEIRA, J.C.M.; TOMINAGA, T.T.; CÁSSARO, F.A.M.; REICHARDT, K.; BACCHI, O.O.S. Water balance of a sugarcane crop: Quantitative and qualitative aspects of its measurement. **Revista Brasileira Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande-PB, v. 6, p. 57-62, 2002.

van GENUCHTEN, M.T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v.44, p.892-898, 1980.

van GENUCHTEN, M. T.; LEIJ, F. J.; YATES, S. R. **The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils**. US Environmental Protection Agency, Ada. 1991. 91p.

VILLAGRA, M.M. MATSUMOTO, O.M.; BACCHI, O.O.S.; MORAES, S. O.; LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K. Tensiometria e variabilidade espacial em Terra Roxa Estrutura. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 12, p. 205-210, 1988.

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**, Piracicaba, v.51, p.113-122, 1994.

VOLPE, C.A.; DELLA LIBERA, C.L.F.; ANDRÉ, R.G.B.; NISHIMURA, T. Determinação, em condições de campo, da condutividade hidráulica de um solo Latossolo Vermelho - Escuro fase

arenosa. **Científica**, Botucatu, v.16, p.219-228, 1988.

WATSON, K.K. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. **Water Resources Research**, Elsevier, v.2, p.709-715, 1966.

APÊNDICES

Descrição morfológica
LATOSSOLO VERMELHO AMARELO

A_{p1} 0 – 18 cm – Bruno (7,5 YR 4/4, úmido; 7,5 YR 4/6, seco); textura média a arenosa; estrutura, granular pequena a media e grau fraco; consistência molhado ligeiramente plástica e pegajosa; friável em úmido e ligeiramente dura em seco; transição clara.

A₂ 18 – 38 cm – Bruno escuro (7,5 YR 3/4, úmido; 7,5 YR 4/6, seco); textura média a arenosa; estrutura em blocos subangulares pequenos, grau moderado; consistência em molhado ligeiramente plástica e pegajosa, friável em úmido e ligeiramente dura em seco; transição gradual.

B_{w1} 38 – 75 cm – Vermelho amarelo (5 YR 4/6, úmido; 5 YR 5/6, seco); textura média a arenosa; estrutura em blocos subangulares médios, grau moderado; consistência em molhado ligeiramente plástica e pegajosa, friável em úmido e dura em seco; transição gradual..

B_{w2} 75+ cm – Vermelho amarelo (5 YR 4/6, úmido; 5 YR 5/6, seco); textura média a arenosa; estrutura em blocos subangulares muito pequenos grau fraco; consistência ligeiramente plástica e pegajosa; friável em úmido e ligeiramente dura em seco.

APÊNDICE A – Descrição morfológica do solo arenoso

Descrição morfológica
NITOSSOLO VERMELHO

A_{p1} 0 – 17 cm – Vermelho escuro (2,5 YR 3/6, úmido; 2,5 YR 4/4, seco); textura argilosa; estrutura em blocos subangulares grandes e grau forte; consistência molhado plástica e pegajosa; firme em úmido e muito dura em seco; transição gradual. Cerosidade pouca.

A₂ 17 – 52 cm – Vermelho escuro (2,5 YR 3/6, úmido; 2,5 YR 4/6, seco); textura muito argilosa; estrutura em blocos angulares a subangulares grandes, grau forte; consistência em molhado plástica e pegajosa, friável em úmido e muito dura em seco; transição gradual. Cerosidade pouca.

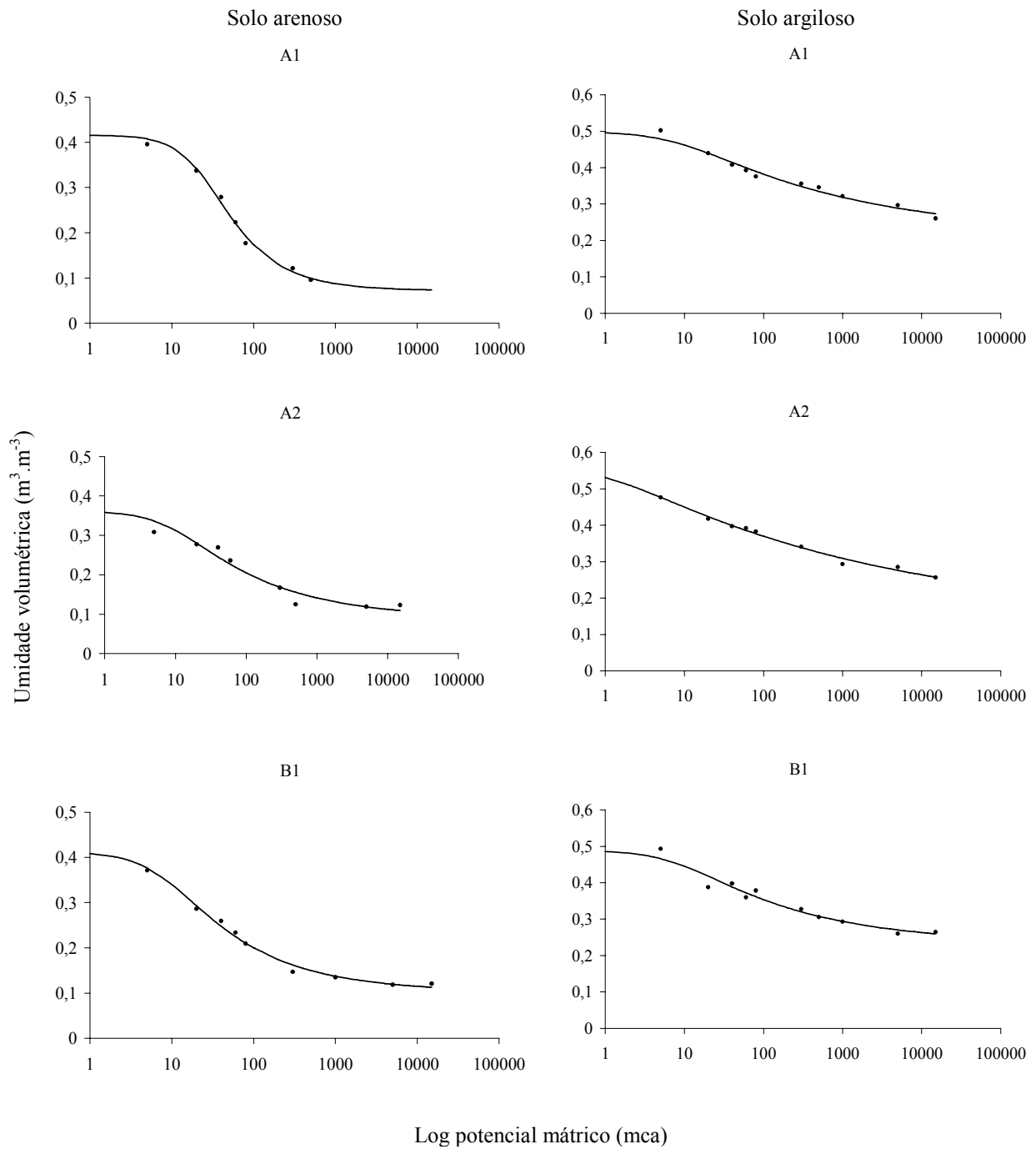
B_{w1} 52 – 108 cm – Bruno avermelhado escuro (2,5 YR 3/4, úmido; 2,5 YR 4/6, seco); textura argilosa; estrutura em blocos angulares a subangulares grandes, grau forte; consistência em molhado plástica e pegajosa, firme em úmido e dura em seco; transição clara. Cerosidade comum.

B_{w2} 108-150+ cm – Bruno avermelhado escuro (2,5 YR 3/4, úmido; 2,5 YR 4/6, seco); textura argilosa; estrutura em blocos subangulares médios grau moderado; consistência ligeiramente plástica e pegajosa; friável em úmido e ligeiramente dura em seco. Cerosidade pouca.

APÊNDICE B – Descrição morfológica do solo argiloso

Horizonte	α	n	m	θ_r	θ_s
<i>Solo arenoso</i>					
Ap ₁ (0,0-0,18m)	0,041	1,839	0,456	0,072	0,416
A ₂ (0,18-0,38m)	0,112	1,350	0,259	0,089	0,362
Bw ₁ (0,38-0,75m)	0,123	1,460	0,315	0,103	0,413
<i>Solo argiloso</i>					
Ap ₁ (0,0-0,17m)	0,121	1,209	0,173	0,214	0,500
A ₂ (0,17-0,52m)	1,007	1,132	0,116	0,137	0,564
Bw ₁ (0,52-1,08m)	0,121	1,299	0,230	0,233	0,490

APÊNDICE C – Parâmetros das curvas de retenção



APÊNDICE D – Curvas de retenção dos solos para cada horizonte

Tempo (h)	Profundidade (m)																
	0,10	0,125	0,15	0,175	0,20	0,225	0,25	0,275	0,30	0,325	0,35	0,375	0,40	0,425	0,45	0,475	0,50
	Potencial mátrico (cm)																
0,1	-10	-7	-5	-5	-7	-3	-6	-7	-7	-4	-11	-14	-14	-17	-22	-24	-26
1	-34	-30	-29	-29	-29	-29	-28	-28	-24	-25	-29	-28	-28	-29	-31	-33	-33
4	-45	-42	-42	-40	-40	-39	-38	-37	-34	-33	-36	-34	-34	-35	-36	-37	-36
7	-50	-47	-47	-47	-46	-44	-44	-41	-37	-37	-38	-37	-37	-38	-38	-40	-38
21	-58	-57	-56	-54	-53	-52	-49	-48	-44	-43	-45	-43	-43	-43	-43	-45	-45
44	-68	-68	-65	-63	-62	-61	-60	-57	-53	-53	-53	-52	-52	-52	-52	-52	-53
68	-75	-75	-71	-70	-68	-67	-66	-64	-60	-60	-60	-59	-57	-57	-58	-59	-58
92	-80	-80	-76	-75	-74	-72	-70	-69	-65	-64	-65	-62	-63	-63	-61	-61	-61
116	-84	-86	-80	-77	-76	-75	-72	-71	-67	-67	-68	-65	-65	-64	-64	-64	-64
140	-90	-89	-86	-84	-81	-81	-79	-76	-73	-73	-70	-70	-70	-70	-69	-68	-68
164	-94	-93	-88	-86	-84	-84	-81	-78	-75	-75	-74	-73	-73	-70	-70	-70	-69
188	-94	-94	-90	-88	-85	-85	-83	-80	-76	-76	-76	-75	-74	-70	-72	-72	-70
212	-95	-98	-91	-90	-88	-86	-85	-81	-79	-78	-78	-75	-75	-74	-73	-73	-72
236	-99	-103	-94	-93	-89	-89	-86	-83	-80	-80	-79	-78	-77	-77	-74	-74	-73
260	-103	-103	-98	-94	-90	-93	-89	-85	-83	-82	-82	-78	-79	-79	-78	-77	-76
284	-104	-104	-99	-95	-93	-93	-90	-88	-84	-84	-83	-80	-80	-79	-78	-77	-76
308	-105	-105	-100	-97	-94	-94	-92	-89	-87	-85	-84	-83	-83	-82	-81	-79	-78
331	-108	-107	-103	-99	-95	-97	-94	-92	-88	-88	-87	-84	-83	-82	-81	-81	-79
356	-113	-113	-107	-103	-98	-99	-97	-92	-89	-88	-87	-85	-84	-83	-82	-82	-81
380	-103	-109	-103	-99	-95	-98	-94	-92	-88	-89	-88	-87	-86	-86	-83	-82	-82
404	-103	-113	-108	-100	-98	-97	-97	-92	-89	-90	-89	-87	-87	-86	-83	-82	-82
428	-114	-117	-112	-105	-102	-102	-101	-94	-92	-92	-91	-88	-87	-87	-84	-84	-83
452	-109	-116	-108	-104	-100	-100	-99	-97	-92	-93	-92	-89	-88	-87	-86	-84	-83
476	-113	-116	-111	-105	-102	-102	-101	-97	-94	-93	-92	-89	-89	-88	-86	-86	-84

APÊNDICE E – Potencial mátrico até a profundidade de 0,50 m na linha com 21 tensiômetros para o solo arenoso

Tempo (h)	Profundidade (m)				
	0,50	0,525	0,55	0,575	0,60
	Potencial mátrico (cm)				
0,1	-5	-11	-20	-19	-13
1	-33	-30	-29	-29	-27
4	-35	-33	-33	-32	-30
7	-38	-35	-35	-36	-34
21	-44	-42	-41	-41	-39
44	-52	-49	-48	-48	-46
68	-56	-53	-53	-52	-50
92	-60	-57	-56	-55	-52
116	-62	-60	-58	-57	-55
140	-66	-65	-62	-62	-60
164	-69	-66	-64	-62	-60
188	-70	-67	-65	-64	-61
212	-71	-69	-67	-65	-62
236	-72	-70	-69	-66	-64
260	-75	-72	-70	-69	-66
284	-75	-72	-71	-69	-66
308	-77	-75	-72	-70	-67
331	-77	-75	-72	-71	-69
356	-79	-76	-75	-73	-70
380	-80	-78	-74	-74	-71
404	-81	-78	-76	-74	-71
428	-81	-79	-76	-75	-73
452	-83	-80	-78	-76	-74
476	-84	-81	-79	-78	-74

APÊNDICE F – Potencial mátrico em cada profundidade na linha com 5 tensiômetros para o solo arenoso

Tempo (h)	Profundidade (m)																
	0,10	0,125	0,15	0,175	0,20	0,225	0,25	0,275	0,30	0,325	0,35	0,375	0,40	0,425	0,45	0,475	0,50
	Potencial mátrico (cm)																
0,1	-11	-11	-10	-11	-6	-7	-14	-6	-10	-11	-11	-14	-15	-7	-16	-12	-14
3	-16	-14	-15	-15	-12	-15	-19	-22	-15	-23	-22	-22	-23	-22	-24	-22	-21
5	-17	-15	-16	-15	-14	-16	-20	-23	-24	-24	-23	-23	-24	-23	-24	-23	-22
19	-24	-22	-24	-24	-23	-25	-25	-29	-32	-31	-29	-32	-31	-31	-32	-31	-30
43	-29	-28	-29	-28	-28	-32	-32	-34	-37	-37	-36	-37	-37	-37	-40	-37	-36
67	-31	-30	-30	-33	-32	-30	-36	-39	-42	-41	-40	-40	-41	-42	-44	-42	-41
91	-33	-33	-33	-35	-34	-37	-38	-43	-45	-43	-42	-43	-45	-45	-46	-45	-45
114	-34	-33	-34	-38	-37	-41	-41	-46	-47	-47	-46	-47	-49	-49	-50	-49	-49
139	-36	-35	-37	-39	-38	-42	-43	-48	-51	-50	-50	-50	-50	-51	-53	-51	-51
162	-36	-37	-37	-39	-41	-43	-43	-51	-52	-51	-51	-51	-52	-54	-56	-55	-54
187	-38	-37	-38	-42	-42	-46	-46	-52	-54	-54	-52	-54	-54	-55	-58	-58	-58
211	-39	-38	-38	-42	-43	-47	-47	-53	-56	-55	-54	-54	-56	-58	-61	-60	-60
235	-40	-40	-40	-44	-44	-48	-48	-56	-57	-56	-55	-58	-59	-60	-63	-63	-63
259	-42	-42	-40	-46	-47	-51	-51	-59	-60	-59	-57	-60	-61	-63	-64	-65	-65
283	-43	-42	-42	-47	-48	-52	-52	-59	-60	-60	-59	-61	-63	-64	-67	-67	-67
307	-43	-43	-43	-49	-49	-53	-55	-61	-62	-61	-60	-64	-65	-68	-69	-69	-71
331	-44	-43	-43	-49	-51	-56	-56	-62	-64	-64	-63	-64	-66	-68	-72	-72	-72
355	-45	-44	-43	-51	-52	-56	-57	-64	-66	-65	-64	-66	-69	-72	-74	-73	-74
379	-48	-47	-46	-52	-52	-57	-60	-66	-68	-66	-65	-69	-72	-73	-77	-76	-78
403	-48	-47	-47	-53	-55	-60	-60	-65	-69	-65	-65	-69	-73	-74	-77	-76	-78
427	-51	-48	-47	-55	-56	-60	-61	-68	-70	-69	-68	-70	-74	-77	-78	-79	-82
451	-53	-52	-48	-57	-56	-61	-61	-68	-70	-66	-66	-70	-74	-77	-79	-78	-81
475	-54	-53	-51	-58	-58	-61	-64	-70	-73	-70	-69	-74	-78	-81	-82	-82	-85

APÊNDICE G – Potencial mátrico até a profundidade de 0,50 m na linha com 21 tensiômetros para o solo argiloso

Tempo (h)	Profundidade (m)				
	0,50	0,525	0,55	0,575	0,60
	Potencial mátrico (cm)				
0,1	-1	-12	-12	-15	-11
3	-9	-22	-21	-21	-21
5	-17	-24	-24	-24	-22
19	-25	-30	-31	-31	-30
43	-32	-36	-40	-38	-36
67	-38	-41	-44	-42	-40
91	-40	-44	-48	-45	-44
114	-45	-48	-50	-49	-47
139	-48	-52	-54	-54	-51
162	-52	-53	-57	-57	-56
187	-53	-57	-59	-59	-57
211	-53	-58	-62	-61	-58
235	-55	-61	-64	-64	-62
259	-58	-62	-67	-66	-63
283	-59	-63	-68	-67	-65
307	-63	-67	-71	-70	-67
331	-62	-64	-72	-68	-67
355	-64	-67	-73	-71	-68
379	-68	-71	-75	-75	-79
403	-71	-68	-76	-72	-71
427	-75	-77	-82	-81	-77
451	-68	-71	-80	-75	-75
475	-67	-69	-77	-73	-72

APÊNDICE H– Potencial mátrico em cada profundidade na linha com 5 tensiômetros para o solo argiloso

Tempo (h)	Profundidade (m)																
	0,10	0,125	0,15	0,175	0,20	0,225	0,25	0,275	0,30	0,325	0,35	0,375	0,40	0,425	0,45	0,475	0,50
	Conteúdo de água volumétrico ($m^3 \cdot m^{-3}$)																
0,1	0,287	0,280	0,276	0,279	0,295	0,283	0,282	0,287	0,280	0,276	0,279	0,295	0,283	0,282	0,287	0,280	0,276
1	0,264	0,259	0,259	0,261	0,264	0,264	0,264	0,264	0,259	0,259	0,261	0,264	0,264	0,264	0,264	0,259	0,259
4	0,254	0,252	0,254	0,254	0,254	0,254	0,254	0,254	0,252	0,254	0,254	0,254	0,254	0,254	0,254	0,252	0,254
7	0,250	0,248	0,250	0,252	0,250	0,252	0,250	0,250	0,248	0,250	0,252	0,250	0,252	0,250	0,250	0,248	0,250
21	0,243	0,241	0,241	0,242	0,242	0,242	0,242	0,243	0,241	0,241	0,242	0,242	0,242	0,242	0,242	0,243	0,241
44	0,232	0,232	0,232	0,233	0,233	0,233	0,232	0,232	0,232	0,232	0,232	0,233	0,233	0,233	0,232	0,232	0,232
68	0,227	0,226	0,227	0,228	0,228	0,228	0,228	0,227	0,226	0,227	0,228	0,228	0,228	0,228	0,227	0,226	0,227
92	0,223	0,223	0,223	0,226	0,224	0,224	0,224	0,223	0,223	0,223	0,226	0,224	0,224	0,224	0,223	0,223	0,223
116	0,221	0,221	0,221	0,223	0,222	0,223	0,222	0,221	0,221	0,221	0,223	0,222	0,223	0,222	0,221	0,221	0,221
140	0,217	0,218	0,218	0,220	0,219	0,220	0,219	0,217	0,218	0,218	0,220	0,219	0,220	0,219	0,217	0,218	0,218
164	0,217	0,216	0,217	0,218	0,218	0,219	0,218	0,217	0,216	0,217	0,218	0,218	0,219	0,218	0,217	0,216	0,217
188	0,216	0,216	0,216	0,217	0,216	0,217	0,217	0,216	0,216	0,216	0,217	0,216	0,217	0,217	0,216	0,216	0,216
212	0,215	0,215	0,216	0,216	0,215	0,215	0,216	0,215	0,215	0,216	0,216	0,215	0,215	0,216	0,215	0,215	0,216
236	0,214	0,214	0,215	0,216	0,214	0,215	0,215	0,214	0,214	0,215	0,216	0,214	0,215	0,215	0,214	0,214	0,215
260	0,211	0,212	0,213	0,214	0,213	0,214	0,214	0,211	0,212	0,213	0,214	0,213	0,214	0,214	0,211	0,212	0,213
284	0,211	0,212	0,213	0,214	0,213	0,214	0,214	0,211	0,212	0,213	0,214	0,213	0,214	0,214	0,211	0,212	0,213
308	0,210	0,211	0,211	0,213	0,212	0,212	0,212	0,210	0,211	0,211	0,213	0,212	0,212	0,212	0,210	0,211	0,211
331	0,210	0,210	0,211	0,212	0,211	0,212	0,212	0,210	0,210	0,211	0,212	0,211	0,212	0,212	0,210	0,210	0,211
356	0,209	0,209	0,210	0,211	0,209	0,211	0,210	0,209	0,209	0,210	0,211	0,209	0,211	0,210	0,209	0,209	0,210
380	0,208	0,209	0,209	0,211	0,210	0,211	0,210	0,208	0,209	0,209	0,211	0,210	0,211	0,210	0,208	0,209	0,209
404	0,208	0,209	0,209	0,210	0,209	0,209	0,210	0,208	0,209	0,209	0,210	0,209	0,209	0,210	0,208	0,209	0,209
428	0,208	0,208	0,208	0,209	0,208	0,209	0,209	0,208	0,208	0,208	0,209	0,208	0,209	0,209	0,208	0,208	0,208
452	0,207	0,208	0,208	0,209	0,208	0,208	0,209	0,207	0,208	0,208	0,209	0,208	0,208	0,209	0,207	0,208	0,208
476	0,207	0,207	0,208	0,206	0,207	0,208	0,208	0,207	0,207	0,208	0,206	0,207	0,208	0,208	0,207	0,207	0,208

APÊNDICE I – Conteúdo de água volumétrico até a profundidade de 0,50 m na linha com 21 tensiômetros para o solo arenoso

Tempo (h)	Profundidade (m)				
	0,50	0,525	0,55	0,575	0,60
	Conteúdo de água volumétrico ($m^3 \cdot m^{-3}$)				
0,1	0,374	0,333	0,291	0,295	0,322
1	0,259	0,264	0,267	0,267	0,272
4	0,254	0,259	0,259	0,261	0,264
7	0,250	0,254	0,254	0,254	0,256
21	0,241	0,244	0,246	0,246	0,248
44	0,232	0,235	0,236	0,236	0,239
68	0,228	0,231	0,231	0,232	0,235
92	0,225	0,227	0,228	0,229	0,232
116	0,222	0,225	0,226	0,227	0,229
140	0,219	0,220	0,222	0,222	0,224
164	0,217	0,219	0,221	0,222	0,224
188	0,217	0,218	0,220	0,221	0,223
212	0,216	0,217	0,218	0,220	0,222
236	0,215	0,216	0,217	0,219	0,221
260	0,213	0,215	0,216	0,217	0,219
284	0,213	0,215	0,216	0,217	0,219
308	0,211	0,213	0,215	0,216	0,218
331	0,211	0,213	0,215	0,216	0,217
356	0,211	0,212	0,213	0,215	0,216
380	0,210	0,211	0,214	0,214	0,215
404	0,209	0,211	0,212	0,214	0,215
428	0,211	0,213	0,214	0,216	0,217
452	0,208	0,210	0,211	0,212	0,214
476	0,208	0,209	0,211	0,211	0,214

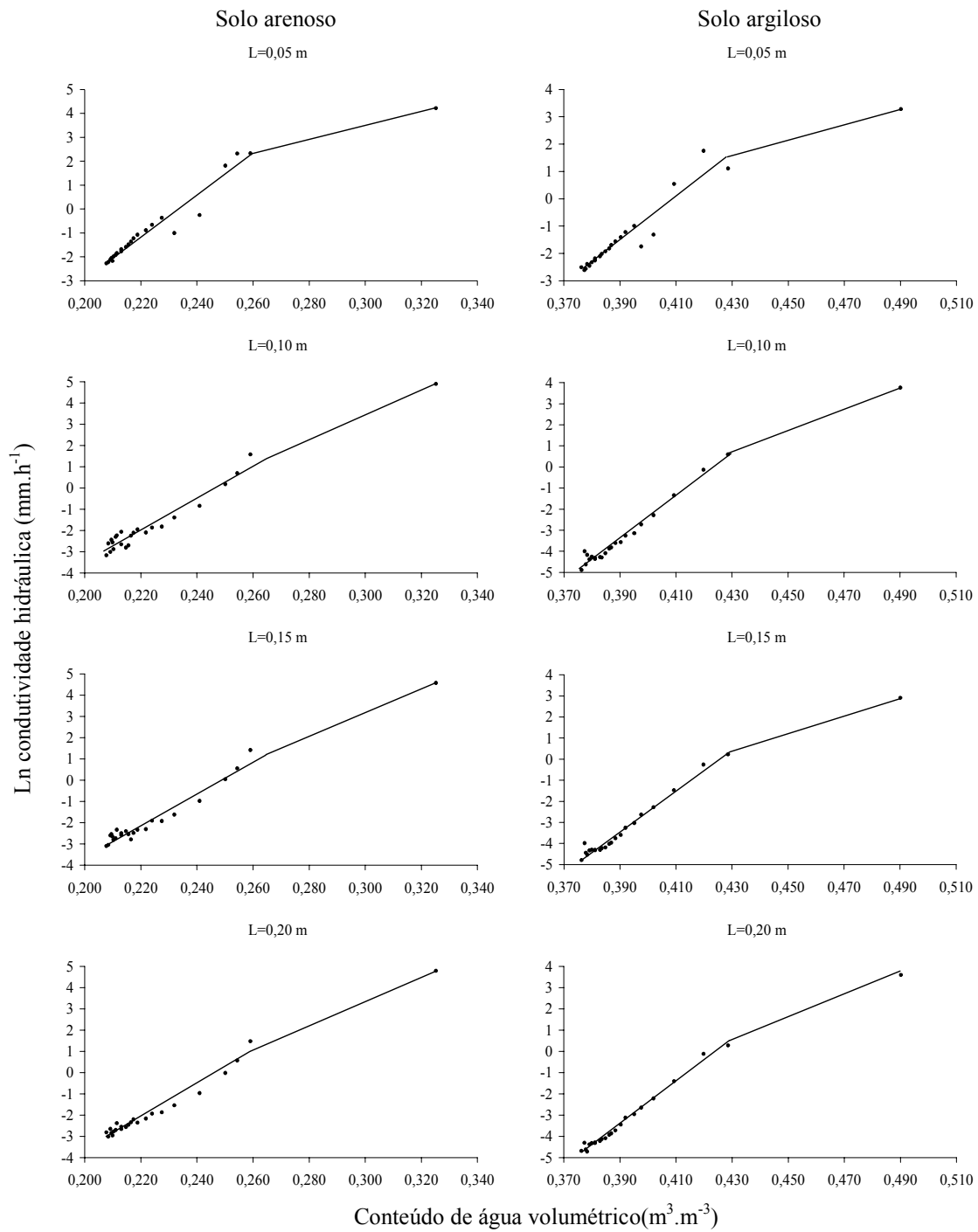
APÊNDICE J – Conteúdo de água volumétrico em cada profundidade na linha com 5 tensiômetros para o solo arenoso

Tempo (h)	Profundidade (m)																
	0,10	0,125	0,15	0,175	0,20	0,225	0,25	0,275	0,30	0,325	0,35	0,375	0,40	0,425	0,45	0,475	0,50
	Conteúdo de água volumétrico (m³.m⁻³)																
0,1	0,433	0,444	0,436	0,419	0,422	0,414	0,414	0,433	0,444	0,436	0,419	0,422	0,414	0,414	0,433	0,444	0,436
3	0,416	0,420	0,422	0,405	0,403	0,401	0,403	0,416	0,420	0,422	0,405	0,403	0,401	0,403	0,416	0,420	0,422
5	0,416	0,418	0,420	0,403	0,403	0,401	0,401	0,416	0,418	0,420	0,403	0,403	0,401	0,401	0,416	0,418	0,420
19	0,407	0,408	0,410	0,392	0,393	0,391	0,391	0,407	0,408	0,410	0,392	0,393	0,391	0,391	0,407	0,408	0,410
43	0,399	0,402	0,403	0,383	0,385	0,385	0,384	0,399	0,402	0,403	0,383	0,385	0,385	0,384	0,399	0,402	0,403
67	0,396	0,397	0,398	0,379	0,380	0,379	0,380	0,396	0,397	0,398	0,379	0,380	0,379	0,380	0,396	0,397	0,398
91	0,394	0,395	0,395	0,376	0,377	0,377	0,377	0,394	0,395	0,395	0,376	0,377	0,377	0,377	0,394	0,395	0,395
114	0,392	0,393	0,393	0,374	0,375	0,375	0,375	0,392	0,393	0,393	0,374	0,375	0,375	0,375	0,392	0,393	0,393
139	0,390	0,391	0,391	0,371	0,372	0,372	0,369	0,390	0,391	0,391	0,371	0,372	0,372	0,369	0,390	0,391	0,391
162	0,388	0,389	0,389	0,369	0,370	0,371	0,370	0,388	0,389	0,389	0,369	0,370	0,371	0,370	0,388	0,389	0,389
187	0,387	0,387	0,387	0,368	0,368	0,369	0,369	0,387	0,387	0,387	0,368	0,368	0,369	0,369	0,387	0,387	0,387
211	0,385	0,386	0,386	0,367	0,368	0,368	0,367	0,385	0,386	0,386	0,367	0,368	0,368	0,367	0,385	0,386	0,386
235	0,384	0,384	0,384	0,365	0,366	0,366	0,366	0,384	0,384	0,384	0,365	0,366	0,366	0,366	0,384	0,384	0,384
259	0,384	0,383	0,383	0,364	0,365	0,365	0,364	0,384	0,383	0,383	0,364	0,365	0,365	0,364	0,384	0,383	0,383
283	0,382	0,382	0,382	0,364	0,364	0,364	0,364	0,382	0,382	0,382	0,364	0,364	0,364	0,364	0,382	0,382	0,382
307	0,381	0,381	0,381	0,362	0,362	0,362	0,362	0,381	0,381	0,381	0,362	0,362	0,362	0,362	0,381	0,381	0,381
331	0,380	0,380	0,380	0,364	0,362	0,362	0,362	0,380	0,380	0,380	0,364	0,362	0,362	0,362	0,380	0,380	0,380
355	0,379	0,380	0,379	0,360	0,361	0,361	0,361	0,379	0,380	0,379	0,360	0,361	0,361	0,361	0,379	0,380	0,379
379	0,378	0,378	0,377	0,359	0,360	0,359	0,359	0,378	0,378	0,377	0,359	0,360	0,359	0,359	0,378	0,378	0,377
403	0,378	0,378	0,377	0,360	0,359	0,360	0,359	0,378	0,378	0,377	0,360	0,359	0,360	0,359	0,378	0,378	0,377
427	0,377	0,377	0,376	0,357	0,358	0,358	0,357	0,377	0,377	0,376	0,357	0,358	0,358	0,357	0,377	0,377	0,376
451	0,377	0,377	0,376	0,358	0,358	0,359	0,358	0,377	0,377	0,376	0,358	0,358	0,359	0,358	0,377	0,377	0,376
475	0,376	0,376	0,375	0,357	0,357	0,358	0,357	0,376	0,376	0,375	0,357	0,357	0,358	0,357	0,376	0,376	0,375

APÊNDICE K – Conteúdo de água volumétrico até a profundidade de 0,50 m na linha com 21 tensiômetros para o solo argiloso

Tempo (h)	Profundidade (m)				
	0,50	0,525	0,55	0,575	0,60
	Conteúdo de água volumétrico ($m^3.m^{-3}$)				
0,1	0,544	0,424	0,438	0,418	0,426
3	0,435	0,404	0,416	0,406	0,406
5	0,419	0,402	0,411	0,402	0,404
19	0,409	0,394	0,392	0,392	0,394
43	0,401	0,387	0,383	0,386	0,387
67	0,397	0,382	0,380	0,382	0,383
91	0,395	0,380	0,377	0,379	0,380
114	0,391	0,377	0,375	0,376	0,378
139	0,390	0,374	0,373	0,373	0,375
162	0,388	0,374	0,371	0,371	0,372
187	0,387	0,371	0,370	0,369	0,371
211	0,387	0,390	0,368	0,369	0,370
235	0,385	0,369	0,367	0,367	0,368
259	0,384	0,368	0,365	0,366	0,367
283	0,383	0,367	0,365	0,365	0,367
307	0,382	0,365	0,363	0,364	0,365
331	0,382	0,367	0,366	0,365	0,365
355	0,381	0,365	0,362	0,363	0,365
379	0,379	0,363	0,363	0,362	0,360
403	0,381	0,365	0,361	0,363	0,363
427	0,377	0,360	0,358	0,359	0,360
451	0,379	0,363	0,359	0,362	0,361
475	0,380	0,364	0,360	0,362	0,363

APÊNDICE L – Conteúdo de água volumétrico em cada profundidade na linha com 5 tensiômetros para o solo argiloso



APÊNDICE M – Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água volumétrico

L (m)	Parâmetros de ajuste						
	K_0	θ_0	γ	K_0'	θ_0'	γ'	R^2
<i>Solo arenoso</i>							
0,05	20,145	0,325	-2,334	87,53	0,263	-20,415	0,949
0,10	41,72	0,325	-8,673	75,605	0,263	-18,635	0,933
0,15	39,311	0,325	-8,211	73,967	0,263	-18,398	0,944
0,20	41,723	0,325	-8,779	74,58	0,263	-18,512	0,959
<i>Solo argiloso</i>							
0,05	43,068	0,490	-17,828	80,978	0,427	-33,106	0,912
0,10	59,192	0,490	-25,253	101,14	0,427	-42,84	0,976
0,15	51,302	0,490	-22,237	96,897	0,427	-41,228	0,977
0,20	61,673	0,490	-26,632	100,11	0,427	-42,453	0,990

APÊNDICE N – Parâmetros de ajuste da condutividade hidráulica em função do conteúdo de água volumétrico dos gráficos do Apêndice M