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

**Uma análise da determinação da condutividade hidráulica do solo
pelo método do perfil instantâneo**

Adriano Dicesar Martins de Araujo Gonçalves

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor em
Ciências. Área de concentração: Física do Ambiente
Agrícola

**Piracicaba
2011**

Adriano Dicesar Martins de Araujo Gonçalves
Engenheiro Agrícola

Uma análise da determinação da condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo

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

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor em Ciências. Área de concentração: Física do Ambiente Agrícola

**Piracicaba
2011**

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

Gonçalves, Adriano Dicesar Martins de Araujo

Uma análise da determinação da condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo / Adriano Dicesar Martins de Araujo Gonçalves. - - Piracicaba, 2011.

123 p. : il.

Tese (Doutorado) - - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 2011.

1. Água no solo 2. Condutividade hidráulica do solo 3. Drenagem 4. Solo saturado I. Título

CDD 631.432
G635a

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

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho

Aos meus pais Cesar Antonio Gonçalves e Heloisa Maria Martins de Araujo Gonçalves, que não mediram esforços para me proporcionar uma boa educação e que sempre me apoiaram e ajudaram em meus sonhos, às vezes sonhando junto comigo, não tenho palavras para expressar tanta gratidão e amor que sinto por eles.

Aos meus irmãos Guillermo Dicesar Martins de Araujo Gonçalves; Anna Karina Dicesar Martins de Araujo Gonçalves; Fernando Dicesar Martins de Araujo Gonçalves e Anna Gabriela Dicesar Martins de Araujo Gonçalves, pelo apoio e incentivo nessa minha jornada e apesar da distância sempre os tenho no coração.

Aos meus avos, Herculano Gonçalves e Genoveva Jaronski Gonçalves e à minha tia Carmela Jaronski (in memorian), que mesmo longe, nunca deixaram de ajudar.

AGRADECIMENTOS

À minha família pelo carinho e atenção que sempre tiveram por mim.

Ao Departamento de Engenharia de Biosistemas e ao PPG em Engenharia de Sistemas Agrícolas pela oportunidade da realização do doutorado.

Ao Orientador Prof. Dr. Paulo Leonel Libardi pela orientação, paciência, ensinamentos.

Aos Professores Dr. Luiz R. Angelocci, Paulo C. Sentelhas, Quirijn de Jon Van Lier, Dr. Sergio O. Moraes, Sônia M. S. Piedade, Taciana Villela Savian, Klaus Reichardt, Osny O. S. Bacchi, Takashi Muraoka e Durval Dourado Neto pelos ensinamentos durante o curso.

Ao Professor Jarbas Honorio de Miranda pela amizade e conversas que tivemos durante o curso.

Aos funcionários do Departamento de Engenharia de Biosistemas, Gilmar Batista Grigolon, Antonio Agostinho Gozzo, Hélio Toledo Gomes, Luis Custodio de Camargo e Osvaldo Rettore Neto, Antonio Pires de Camargo, Áureo Santana de Oliveiras, Luiz Custódio Camargo, Luiz Fernando Novello, Angela Márcia Derigi Silva, Francisco Bernardo Dias.

Aos amigos de cúpula, pelo companheirismo, amizade, sempre importantes tanto nos momentos difíceis quanto nos momentos de descontração.

Aos colegas que dividiram sala comigo, pela ajuda na pesquisa.

À amiga Marina Maestre, pela ajuda na parte estatística dessa pesquisa.

À Alinne da Silva pelo carinho dado.

Àquelas pessoas que de alguma forma direta ou indireta me ajudaram na conclusão dessa pesquisa.

EPÍGRAFE

"O sucesso é um professor perverso. Ele seduz as pessoas inteligentes e as faz pensar que jamais vão cair."

Bill Gates

"Aqui, no entanto nós não olhamos para trás por muito tempo, Nós continuamos seguindo em frente, abrindo novas portas e fazendo coisas novas, Porque somos curiosos... e a curiosidade continua nos conduzindo por novos caminhos.

Siga em frente."

Walt Disney

É melhor tentar e falhar,
que preocupar-se e ver a vida passar;
é melhor tentar, ainda que em vão,
que sentar-se fazendo nada até o final.

Eu prefiro na chuva caminhar,
que em dias tristes em casa me esconder.
Prefiro ser feliz, embora louco,
que em conformidade viver ..."

Martin Luther King

SUMÁRIO

RESUMO.....	11
ABSTRACT	13
LISTA DE FIGURAS	15
LISTA DE TABELAS	21
1 INTRODUÇÃO	23
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	25
2.1 Condutividade hidráulica do solo saturado	25
2.2 Fatores que influenciam na condutividade hidráulica do solo	27
2.3 Condutividade hidráulica do solo não saturado	30
2.4 Condutividade hidráulica do solo: modelos.....	31
2.5 Condutividade hidráulica do solo: modelos: experimento com evaporação	33
2.6 Condutividade hidráulica do solo: método do perfil instantâneo	35
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	39
3.1 Solos e dados utilizados	39
3.2 Método do Perfil Instantâneo	44
3.3 Metodologias Baseada no Método do perfil Instantâneo utilizadas neste trabalho.....	45
3.3.1 Metodologia da armazenagem considerando o gradiente igual a um.....	46
3.3.2 Metodologia da armazenagem sem a consideração de gradiente unitário	47
3.3.3 Modelo proposto	47
3.4 Comparação dos modelos	51
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	55
4.1 Conteúdo e Armazenagem de água em função do tempo de redistribuição	55
4.2 Gradiente de potencial total em função do tempo de redistribuição	77
4.3 Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água	89
5 CONCLUSÕES	115
REFERÊNCIAS.....	117

RESUMO

Uma análise da determinação da condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo

A condutividade hidráulica do solo K é uma propriedade que expressa a facilidade com que a água se movimenta no solo. É de extrema importância ao manejo agrícola e consequentemente, à produção das culturas agrícolas e à preservação do solo e do ambiente. A determinação da condutividade hidráulica pode ser feita por métodos de laboratório e de campo. Um com maior controle das condições experimentais e o outro com menor grau de perturbação no solo. Dentre os métodos de campo o mais utilizado é o do perfil instantâneo que foi simplificado por Libardi *et al* (1980) que obteve teoricamente uma relação entre o conteúdo de água θ e o tempo de redistribuição t , supondo, gradiente de potencial total unitário. No intuito de uma análise mais profunda do método, pretendeu-se, nesse estudo verificar a possibilidade de obter uma equação do conteúdo de água no solo em função do tempo de redistribuição de modo similar ao modelo de Libardi *et al* (1980), mas sem a suposição de gradiente de potencial total unitário. O estudo foi desenvolvido com dados da literatura de quatro solos (17 profundidades) e a validação da equação foi realizada por comparação da função $K(\theta)$ obtida a partir dela com a obtida tradicionalmente. Com base na análise dos resultados, pode-se concluir que a equação proposta entre θ e t para o método do perfil instantâneo mostrou-se válida e que por ela o gradiente de potencial total pode influir tanto o parâmetro γ como o parâmetro K_0 da função $K(\theta)$ dada pela equação $K = K_0 \exp [\gamma(\theta - \theta_0)]$. No caso específico dos solos avaliados neste trabalho, a influência do gradiente no parâmetro γ foi irrelevante comparativamente a tal influência no parâmetro K_0 , levando à possibilidade de utilização de um gradiente de potencial total médio para a obtenção da função $K(\theta)$. Além disso, pode-se concluir também que o procedimento para o cálculo da densidade de fluxo a partir da curva da armazenagem em função do tempo de redistribuição da água é muito mais simples que o procedimento proposto por Hillel *et al* (1972) para esse fim, no método do perfil instantâneo.

Palavras-chave: Armazenagem; Drenagem interna; Conteúdo de água no solo; Tempo de redistribuição; Gradiente de potencial total

ABSTRACT

An analysis of soil water hydraulic conductivity determination by means of instantaneous profile method

The soil water hydraulic conductivity K is a property that expresses the ability of the soil in conducting water. It is of extreme importance to the agricultural management and, consequently, to the soil and environment preservation. The soil water hydraulic conductivity can be determined by means of laboratory and field methods, one better experimentally controlled and the other with less degree of soil disturbing. Among the field methods, the instantaneous profile one is the most used. It was simplified by Libardi *et al* (1980) that obtained theoretically a relation between the soil water content and the soil water redistribution time assuming unit soil water total potential gradient. In order to analyse in more detail the method, the objective of this work was to obtain an equation similar of the Libardi *et al* (1980) model but without assuming unit gradient. The study was developed with data of four soils (17 soil depths) from literature and the validation of the equation was carried out by comparing the $K(\theta)$ function obtained from it and the $K(\theta)$ function traditionally obtained. From the results, it could be conclude that the θ as a function of t proposed equation showed to be valid and according to it the potential gradient may affect both γ and K_0 parameters of the $K = K_0 \exp [\gamma(\theta - \theta_0)]$ equation. However, for studied soils the influence of the gradient on the γ parameter was irrelevant in comparison with the influence of the gradient on the K_0 parameter, which leads to the possibility of utilization of a mean gradient to obtain $K(\theta)$ function. Besides, it could also be conclude that the procedure to calculate the flux density from the equation of soil water storage as a function of redistribution time is much more simple than the procedure proposed by Hillel *et al* (1972) for this purpose, in the instantaneous profile method.

Keywords: Soil water storage; Soil water redistribution time; Total potential gradient, Soil water content

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Vermelho Amarelo(LVA) na profundidade de 0,8 m.....	59
Figura 2 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Areia de Duna (AD) na profundidade de 0,2 m.....	59
Figura 3 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Areia de Duna (AD) na profundidade de 0,4 m.....	60
Figura 4 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Areia de Duna (AD) na profundidade de 0,8 m.....	60
Figura 5- Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 0,745 m.	61
Figura 6- Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 0,905 m.	61
Figura 7- Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 1,055 m.	62
Figura 8 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) profundidade de 1,43 m.	62
Figura 9 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 1,88 m.	63
Figura 10 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 2,03 m.	63
Figura 11- Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata (LRam) na profundidade de 0,5 m.....	64
Figura 12 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) na profundidade de 0,5 m.....	64
Figura 13 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) na profundidade de 0,7 m.....	65
Figura 14 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) na profundidade de 0,9 m.....	65
Figura 15 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo de Sequeiro. (LRas) na profundidade de 0,5 m.....	66

Figura 16 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo de Sequeiro. (LRas) na profundidade de 0,7 m.	66
Figura 17 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo de Sequeiro. (LRas) na profundidade de 0,9 m.	67
Figura 18 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Vermelho amarelo(LVA) na profundidade de 0,8 m.	68
Figura 19- Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Areia de Duna (AD) na profundidade de 0,2 m.	68
Figura 20 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Areia de Duna (AD) na profundidade de 0,4 m.	69
Figura 21 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Areia de Duna (AD) na profundidade de 0,8 m.	69
Figura 22 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 0,745 m.	70
Figura 23 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 0,905 m.	70
Figura 24 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 1,055 m.	71
Figura 25 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 1,43 m.	71
Figura 26 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 1,88 m.	72
Figura 27 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 2,03 m.	72
Figura 28 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata (LRam) na profundidade de 0,5 m.	73
Figura 29 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) na profundidade de 0,5m.	73
Figura 30 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) na profundidade de 0,7 m.	74
Figura 31 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) na profundidade de 0,9 m.	74

Figura 32 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas) na profundidade de 0,5 m.	75
Figura 33 Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas) na profundidade de 0,7 m.	75
Figura 34 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas) na profundidade de 0,9 m.	76
Figura 35 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o solo Latossolo Vermelho Amarelo (LVA) na profundidade de 0,80 m.	77
Figura 36 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata (LRam).	78
Figura 37 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas) na profundidade de 0,50 m.	78
Figura 38 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas) na profundidade de 0,70 m.	79
Figura 39 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas) na profundidade de 0,90 m.	79
Figura 40 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) na profundidade de 0,50 m.	80
Figura 41 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) na profundidade de 0,70 m.	80
Figura 42 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) na profundidade de 0,90 m.	81
Figura 43 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para Areia de Duna (AD), na profundidade de 0,20 m.	81
Figura 44 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo, de redistribuição para Areia de Duna (AD), na profundidade de 0,40 m.	82
Figura 45 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para Areia de Duna (AD), na profundidade de 0,80 m.	82
Figura 46 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 0,745 m.	83

Figura 47 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o Nitossolo (Ni), na profundidade de 0,905 m.	83
Figura 48 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o Nitossolo (Ni), na profundidade de 1,055 m.	84
Figura 49 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o Nitossolo (Ni), na profundidade de 1,43 m.	84
Figura 50 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o Nitossolo (Ni), na profundidade de 1,88 m.	85
Figura 51 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o Nitossolo (Ni), na profundidade de 2,03 m.	85
Figura 52 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o solo Latossolo Vermelho Amarelo (LVA), na profundidade de 0,8 m.	92
Figura 53 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para Areia de Duna (AD), na profundidade de 0,20 m.	93
Figura 54 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para Areia de Duna (AD), na profundidade de 0,40 m.	93
Figura 55 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para Areia de Duna (AD), na profundidade de 0,80 m.	94
Figura 56 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem #1, considerando grad $\phi_t \neq 1$ para o Nitossolo(Ni) , na profundidade de 0,745 m.	94
Figura 57 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o Nitossolo(Ni) , na profundidade de 0,905 m.	95
Figura 58 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o Nitossolo (Ni) , na profundidade de 1,055 m.	95
Figura 59 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o Nitossolo (Ni), na profundidade de 1,43 m.	96
Figura 60 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o Nitossolo(Ni) , na profundidade de 1,88 m.	96
Figura 61 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o Nitossolo (Ni), na profundidade de 2,03 m.	97

Figura 62 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai), na profundidade de 0,5 m.	97
Figura 63 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai), na profundidade de 0,7 m.	98
Figura 64 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai), na profundidade de 0,9 m.	98
Figura 65 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas), na profundidade de 0,5 m.	99
Figura 66 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas), na profundidade de 0,7 m.	99
Figura 67 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas), na profundidade de 0,9 m.	100
Figura 68 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata (LRam), na profundidade de 0,5 m.	100
Figura 69 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Latossolo Vermelho Amarelo.	104
Figura 70 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Nitossolo na profundidade de 0,74 m.	105
Figura 71 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Nitossolo na profundidade de 0,905 m.	105
Figura 72 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Nitossolo na profundidade de 1,055 m.	106

Figura 73 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Nitossolo na profundidade de 1,43 m.	106
Figura 74 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Nitossolo na profundidade de 1,88 m.	107
Figura 75 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Nitossolo na profundidade de 2,03 m.	107
Figura 76 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro na profundidade de 0,5 m.	108
Figura 77 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro na profundidade de 0,7 m.	108
Figura 78 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro na profundidade de 0,9 m.	109
Figura 79 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado na profundidade de 0,5 m.	109
Figura 80 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado na profundidade de 0,7 m.	110
Figura 81 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado na profundidade de 0,9 m.	110
Figura 82 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Areia de Duna na profundidade de 0,2 m.	111
Figura 83 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Areia de Duna na profundidade de 0,4 m.	111
Figura 84 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Areia de Duna na profundidade de 0,8 m.	112
Figura 85 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata na profundidade de 0,5 m.	112

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Classificação Granulométrica do Latossolo Vermelho Amarelo	40
Tabela 2 - Classificação Granulométrica do Latossolo Roxo ácrico nos manejos	42
Tabela 3 - Classificação Granulométrica do Nitossolo.....	43
Tabela 4 - Conteúdo de água para os diversos tempos e profundidades para Areia Latossolo Vermelho Amarelo (LVA).....	55
Tabela 5 - Conteúdo de água para os diversos tempos e profundidades para Areia de Duna (AD)	56
Tabela 6 - Conteúdo de água para os diversos tempos e profundidades para Nitossolo (Ni)	57
Tabela 7 - Conteúdo de água para os diversos tempos e profundidades para Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata (LRam)	57
Tabela 8 - Conteúdo de água para os diversos tempos e profundidades para Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai)	58
Tabela 9 - Conteúdo de água para os diversos tempos e profundidades para Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas).....	58
Tabela 10 - Gradiente de potencial total em função do tempo de redistribuição para o Latossolo Vermelho Amarelo (LVA).....	86
Tabela 11 - Gradiente de potencial total em função do tempo de redistribuição para o Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata (LRam)	86
Tabela 12 - Gradiente de potencial total em função do tempo de redistribuição para o Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas).....	87
Tabela 13 - Gradiente de potencial total em função do tempo de redistribuição para o Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai)	87
Tabela 14 - Gradiente de potencial total em função do tempo de redistribuição para Areia de Duna (AD)	88
Tabela 15 - Gradiente de potencial total em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni)	88
Tabela 16 - Condutividade Hidráulica K (mm.dia ⁻¹) para os diversos conteúdos de água à base de volume θ (m ³ .m ⁻³) , profundidade 0,8 m do Latossolo Vermelho Amarelo (LVA).....	89
Tabela 17 - Condutividade Hidráulica K (mm.dia ⁻¹) para os diversos conteúdos de água à base de volume θ (m ³ .m ⁻³) para profundidade 0,5 m do Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata (LRam)	89
Tabela 18 - Condutividade Hidráulica K (mm.dia ⁻¹) para os diversos conteúdos de água à base de volume θ (m ³ .m ⁻³) e profundidades do Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas)	90

Tabela 19 -Condutividade Hidráulica K (mm.dia ⁻¹) para os diversos conteúdos de água à base de volume θ (m ³ .m ⁻³) e profundidades do Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai)	90
Tabela 20 -Condutividade Hidráulica K (mm.dia ⁻¹) para os diversos conteúdos de água à base de volume θ (m ³ .m ⁻³) e profundidades da Areia de Duna (AD).....	91
Tabela 21 -Condutividade Hidráulica K (mm.dia ⁻¹) para os diversos conteúdos de água à base de volume θ (m ³ .m ⁻³) e profundidades do Nitossolo (Ni)	91
Tabela 22 -Parâmetros da equação $K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)}$ para expressar a condutividade hidráulica em cada método, solo e profundidade estudadas	101
Tabela 23 -Desvio relativo médio da condutividade dos métodos proposto, gradiente unitário e gradiente médio em relação ao método de referência	104

1 INTRODUÇÃO

A condutividade hidráulica do solo é uma propriedade que expressa a facilidade com que a água se movimenta no solo. É de extrema importância ao manejo agrícola e conseqüentemente, à produção das culturas agrícolas e à preservação do solo e do ambiente.

A primeira equação utilizada para quantificar o movimento da água no solo foi introduzida por Darcy em 1856, que trabalhou com colunas de areia saturada de água. Esta equação, conhecida como equação de Darcy, estabelece que a quantidade de água que passa por unidade de tempo e de área através de um meio poroso é proporcional ao gradiente de potencial total da água neste meio. A constante de proporcionalidade foi denominada por Darcy de condutividade hidráulica.

A condutividade hidráulica do solo saturado descreve a funcionalidade de seu sistema poroso, englobando propriedades tais como, quantidade, tamanho, morfologia, continuidade e orientação dos poros. Pelo fato de a condutividade hidráulica na condição saturada depender em grande parte da forma e continuidade do sistema poroso, varia fortemente de um local a outro, apresentando em determinados locais valores extremos, podendo diferir também para as distintas orientações do solo. A condutividade hidráulica na condição saturada é mais dependente, portanto, da estrutura do que da textura do solo. Ao aumentar o grau de agregação de um solo, o valor dessa condutividade hidráulica aumenta. O efeito da estrutura e em especial dos poros grandes, possibilita a um solo argiloso exibir valores de K_0 similares aos solos arenosos.

Buckingham (1907), com base na teoria dos fluxos de calor e elétrico, teorizou uma equação para o fluxo da água em meios porosos não saturados, muito semelhante à equação de Darcy, introduzindo uma relação funcional entre condutividade hidráulica o conteúdo de água no solo e, igualmente, entre o potencial mátrico e a umidade do solo. Tal equação foi denominada equação de Darcy-Buckingham.

Richards (1931) combinou a equação de Darcy-Buckingham com a equação da continuidade, obtendo a equação diferencial geral que descreve o movimento da água no solo conhecida pelo seu nome, equação de Richards. Este autor foi o primeiro a

apresentar um método de determinação da condutividade hidráulica sob condições não saturadas.

No método do perfil instantâneo, para determinação da condutividade hidráulica K em função do conteúdo de água θ ou função $K(\theta)$, procura-se uma solução para a equação de Richards (combinação da equação da continuidade com a equação de Darcy-Buckingham), na direção vertical, durante o processo de redistribuição da água, após a saturação de um perfil de solo e a prevenção do fluxo de água através de sua superfície. Dentre as vantagens, pode-se citar a obtenção de medidas diretas no campo ou local de estudo, apresentando valores mais realísticos de condutividade hidráulica, quando comparados com os de laboratório.

Para perfis de solo heterogêneo o método do perfil instantâneo pode não funcionar muito bem, pois não há uma redistribuição de água uniforme, já que as presenças de camadas menos permeáveis podem interferir o fluxo de água ocasionando fluxo lateral. Se houver a presença de água subterrânea muito próxima a superfície, esta pode influenciar os resultados.

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, obtendo uma equação que relaciona o conteúdo de água com o tempo t de redistribuição de água no perfil a partir da qual obtém-se a função $K(\theta)$.

A relação entre θ e t obtida por Libardi et al. (1980) tem sido uma função linear entre θ e $\ln t$ mesmo em situações nas quais o gradiente de potencial total difere da unidade. Assim, no intuito de uma análise mais profunda do método do perfil instantâneo, pretendeu-se nesse estudo verificar a possibilidade de obter uma equação do conteúdo de água no solo em função do tempo de redistribuição de modo similar ao modelo de Libardi et al. (1980), mas sem a suposição de gradiente de potencial total unitário.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Condutividade hidráulica do solo saturado

A condutividade hidráulica do solo é uma propriedade dinâmica, uma vez que o solo como meio poroso, pela sua formação, pode ter sua estrutura modificada por processos naturais, como é o caso do adensamento, e por processos antropogênicos. Essa propriedade representa a facilidade com que a água atravessa certa porção desse meio poroso, movida pelo gradiente de potencial total da água entre dois pontos no solo ou de um ponto qualquer no solo à rizosfera.

A primeira equação utilizada para quantificar o movimento da água no solo foi introduzida por Darcy em 1856, que trabalhou com colunas de areia saturada de água. Esta equação, conhecida como equação de Darcy, estabelece que a quantidade de água que passa por unidade de tempo e de área através de um meio poroso saturado de água é proporcional ao gradiente de potencial total da água neste meio. A constante de proporcionalidade foi denominada por Darcy de condutividade hidráulica.

Para a determinação da condutividade hidráulica do solo saturado ou simplesmente condutividade hidráulica saturada K_0 do solo, existe uma grande variedade de métodos, com diferentes níveis de precisão, muitos deles aplicáveis apenas em determinadas condições ou com certos objetivos, os quais, de uma maneira geral, podem ser agrupados em métodos diretos e indiretos (QUEIROZ, 1995), tendo cada um deles suas vantagens e desvantagens. A escolha do método depende de fatores, tais como: disponibilidade de equipamentos; natureza do solo; tipo de amostras possíveis de serem obtidas; experiência e conhecimento do pessoal técnico e os propósitos para os quais as medições serão feitas (PIMENTA, 1991).

Nos métodos diretos, a condutividade hidráulica do solo saturado pode ser determinada em condições de laboratório ou *in situ*. Os métodos de laboratório conhecidos na literatura são (SÃO MATEUS, 1994): permeâmetro de carga constante e permeâmetro de carga variável, câmaras triaxiais e oedômetros. Millar (1988) argumenta que esses métodos são mais recomendados para estudar a influência de determinados fatores (textura, estrutura, salinidade, qualidade da água, etc.) no movimento da água no solo. Segundo Ferreira (1987), a determinação da condutividade

hidráulica do solo saturado no laboratório, a partir de amostras com estrutura indeformada, é de grande utilidade quando se deseja caracterizar a variabilidade da condutividade hidráulica no perfil do solo, sendo a validade dos dados sujeita a um adequado esquema de amostragem e ao rigor das determinações realizadas em laboratório.

Os métodos *in situ*, segundo Beltran (1986), Cruciani (1983) e Millar (1988), podem ser classificados em: métodos abaixo do lençol freático (método do furo de trado, piezômetro, dois poços, quatro poços, descarga de drenos e descarga de poços profundos) e métodos acima do lençol freático (cilindro infiltrômetro, poço invertido e tubo duplo). Kamra e Rao (1985) afirmam que os métodos *in situ* fornecem resultados com variações menores do que os métodos de laboratório. Para Millar (1988), os métodos *in situ* fornecem resultados mais reais para aplicação nos cálculos de drenagem subterrânea.

Estudos de laboratório têm a vantagem de permitir um maior controle do ambiente; contudo, há a desvantagem de não se poder relacionar diretamente os dados obtidos com as condições *in situ* (PIMENTA, 1991). As determinações *in situ*, por sua vez, refletem as condições reais presentes no campo e geralmente demandam mais tempo para a execução dos ensaios, principalmente quando repetições são requeridas para a obtenção de resultados mais confiáveis.

Nos métodos indiretos, procura-se correlacionar a condutividade hidráulica saturada com outras propriedades do solo de mais fácil determinação (distribuição do tamanho de poros, textura, porosidade drenável, densidade do solo, etc).

Pesquisadores, como Dane e Puckett (1992), Jaynes e Tyler (1984) e Rawls et al. (1992), desenvolveram modelos empíricos para a estimativa da condutividade hidráulica do solo saturado a partir da textura, chegando a conclusões divergentes, não encontrando um modelo universal que possa ser aplicado a qualquer tipo e condição de solo. Existe, portanto, uma tendência de crescimento de pesquisas voltadas para métodos que sejam de fácil determinação, e que reflitam as condições *in situ*, sem, entretanto, haver necessidade de que a determinação seja feita diretamente no campo (PAULETTO, 1986).

2.2 Fatores que influenciam na condutividade hidráulica do solo

Ellies et al. (1997) relatam que a condutividade hidráulica do solo saturado descreve a funcionalidade de seu sistema poroso, englobando propriedades tais como, quantidade, tamanho, morfologia, continuidade e orientação dos poros. Devido que a condutividade hidráulica na condição saturada depende em grande parte da forma e continuidade do sistema poroso, varia fortemente de um local a outro, apresentando em determinados sítios valores extremos, e difere também para as distintas orientações do solo. A condutividade hidráulica na condição saturada é mais dependente, então, da estrutura do que da textura do solo. Ao aumentar o grau de agregação de um solo a condutividade hidráulica aumenta. O efeito da estrutura, e em especial dos poros grandes, torna possível que um solo argiloso possa exibir valores de K_0 similares aos solos arenosos. Todas estas propriedades do espaço poroso, que influenciam a condutividade, podem ser reunidas no termo único “geometria porosa dos solos” (LIBARDI, 1999).

Dentre os vários fatores que influenciam a condutividade hidráulica se destaca o conteúdo de água do solo (LIBARDI; MELO FILHO, 2006). A relação entre condutividade do solo e o conteúdo de água no solo apresenta elevada sensibilidade, de tal modo que apenas uma variação de 1 a 2% no conteúdo de água pode afetar o coeficiente de variação da condutividade em valores superiores a 170% (FALLEIROS et al., 1998).

Segundo Silva e Kato (1997), a macroporosidade é fator de extrema importância na condutividade hidráulica do solo saturado, e a redução desta provoca redução nos valores de K_0 . Estes autores observaram que uma pequena diferença entre a macroporosidade das áreas de manejo convencional e plantio direto foi acompanhado por uma grande diferença nos valores de K_0 , sendo constatado os valores de $0,0035 \text{ cm s}^{-1}$ na área de plantio direto e $0,0231 \text{ cm s}^{-1}$ na área de manejo convencional, evidenciando desta forma, a importância da macroporosidade na condutividade hidráulica, ou seja, o efeito do manejo na estrutura do solo. Neste trabalho, encontraram valores elevados da macroporosidade correlacionados positivamente com elevada

condutividade hidráulica saturada e negativamente com baixos valores da densidade do solo.

Uma explicação para os macroporos não possuírem distribuição assimétrica pode ser a de que o movimento da água nos macroporos não segue a teoria capilar devido ao diâmetro do macroporo. Por isto, pode-se formar um filme de água na parede do poro, quando este poro não estiver completamente preenchido com líquido. Assim, macroporos contribuem para o fluxo de água (*by pass flow*) nos poros com pequeno ou nenhum fluxo, atuando como um reservatório transitório que permite o movimento da água mesmo quando o solo não está totalmente saturado, o que poderia contribuir para a simetria dos dados observados. Além disso, nos macroporos, predomina a força de gravidade em relação à força de capilaridade, relativa ao movimento de água no solo (BEVEN; GERMANN, 1982).

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.

Como K_0 depende, em grande parte, da forma e continuidade dos poros, varia fortemente de um local a outro, e difere também para as distintas orientações do solo, o que pode levar à assimetria.

Os maiores valores de K_0 são encontrados juntamente com os maiores valores de porosidade. Porém, BOUMA (1982) relata que pequenos poros podem conduzir mais quando são poros contínuos, enquanto poros maiores em uma dada seção podem não contribuir para o fluxo quando apresentam descontinuidade no solo todo. A classificação por tamanho, então, não reflete o importante padrão de continuidade dos poros do solo.

A condutividade hidráulica saturada é mais dependente da estrutura do que da textura do solo. As práticas culturais adotadas alterando a estrutura do solo influenciam diretamente K_0 , influenciam mais até do que os processos de gênese e formação da estrutura dos solos. Inclusive, devido ao importante efeito do diâmetro dos poros, a

variabilidade de K_0 mesmo em locais próximos pode alcançar várias ordens de grandeza.

Segundo Pinto, 2005, a concentração de alguns tipos de minerais na constituição dos solos influencia muito a condutividade hidráulica do solo. Argilas moles, que são constituídas predominantemente de argilominerais (caolinitas, ilitas e esmectitas), tem um valor muito baixo de condutividade hidráulica que varia entre 10^{-7} a 10^{-8} cm/s. No caso de solos arenosos, cascalhentos, ou seja, constituídos de minerais silicosos (quartzo), o valor do K_0 está na ordem de 1,0 a 0,01 cm/s. Mitchell (1993) verificou que, para solos argilosos com o mesmo teor de água, variando o tipo de argilomineral, os solos com valores mais elevados K_0 foram os caoliníticos e os de menor K_0 foram os solos com esmectitas. Os solos com illita apresentaram valores entre estes dois.

O tipo de fluido que percola os poros do solo em geral é água com ou sem gases dissolvidos. A maior ou menor facilidade de percolação está relacionada com a viscosidade (μ) do fluido, que varia com a temperatura. Outros tipos de fluidos podem ser adotados para determinação da K_0 . Em pesquisas têm-se utilizado líquidos químicos e resíduos provenientes de diversos tipos (PINTO, 2005).

A condutividade hidráulica dos solos varia com a temperatura, porque o peso específico e a viscosidade do líquido permeante variam com a temperatura. Se o fluido for água o valor K_0 muda aproximadamente 3% para cada grau de alteração na temperatura (DANIEL, 1994).

Outro fator que pode influenciar na condutividade hidráulica do solo é a concentração salina, pois a presença de sais proporciona uma dispersão e expansão das argilas, podendo causar obstrução dos poros condutores. Esse efeito foi verificado por Melo et al. (1988) onde os resultados mostraram que a aplicação de solução de maior concentração salina, apresentou valores entre cinco e dez vezes mais elevados de condutividade hidráulica do solo que os obtidos com a aplicação do gesso.

Hillel (1971) salienta que a diferença mais importante entre o escoamento em meio saturado e em meio não saturado está na condutividade hidráulica. Quando o solo se encontra saturado, todos os poros estão preenchidos e conduzindo água, sendo sua condutividade máxima nessa condição. Quando o solo torna-se não-saturado, alguns poros ficam preenchidos por ar e a condutividade hidráulica decresce rapidamente.

Tanto para meios porosos saturados como para os não saturados, a maior dificuldade na quantificação do fluxo da água reside na determinação da condutividade hidráulica (PAULETTO et al., 1988). A condutividade hidráulica envolve o conhecimento da permeabilidade intrínseca, relacionada ao volume total e distribuição do tamanho de poros, além da tortuosidade, e das características do fluido como densidade e viscosidade (CINTRA, 1997).

Reichardt (1988) analisando o conceito de capacidade de campo observou que o principal fator de redução do fluxo de drenagem é a condutividade hidráulica do solo e não o gradiente de potencial. O principal problema de basear os critérios para definir a capacidade de campo em condutividade hidráulica está na dificuldade de sua estimativa.

A aplicação da teoria do fluxo de água em solo não saturado no campo e em laboratório requer, portanto, o conhecimento da condutividade hidráulica e das características de retenção de água do solo (KLUTE, 1972).

Silva e Libardi (2000) comentam que perturbações na superfície do solo podem afetar os valores da condutividade hidráulica e proporcionar resultados que não condizem com o solo estudado. Desta forma, é claramente desejável que os métodos e as técnicas utilizadas para quantificar essas propriedades não provoquem perturbações adicionais no próprio solo e que forneçam valores representativos e de precisão adequada.

2.3 Condutividade hidráulica do solo não saturado

Nos meios porosos não saturados, a condutividade hidráulica varia com a quantidade de água presente nos seus vazios, ou seja, com seu grau de saturação. A relação entre o coeficiente de condutividade hidráulica e o grau de saturação é chamada de função de condutividade hidráulica (MARINHO, 2005).

Buckingham(1907), com base na teoria dos fluxos de calor e elétrico, teorizou uma equação para o fluxo da água em meios porosos não saturados, muito semelhante à equação de Darcy, introduzindo uma relação funcional entre condutividade hidráulica

e o conteúdo de água no solo e, igualmente, entre o potencial mátrico e o conteúdo de água no solo.

A equação de Buckingham (1907) apresenta a limitação de ser válida apenas para o movimento da solução na direção horizontal. Foi Richards (1928) quem definiu um potencial total ϕ_t , como a soma do potencial mátrico ϕ_m (potencial capilar de Buckingham) e o potencial gravitacional ϕ_z , reescrevendo a equação do movimento da solução no solo como o produto da função $K(\theta)$ e o gradiente de potencial total.

Atualmente ela é chamada de equação de Darcy-Buckingham que na condição de saturação é a própria equação de Darcy (LIBARDI, 2005).

Richards (1931) combinou a equação de Darcy-Buckingham com a equação da continuidade, obtendo a equação diferencial geral que descreve o movimento da água no solo conhecida pelo seu nome, equação de Richards. Este autor foi o primeiro a apresentar um método de determinação da condutividade hidráulica sob condições não saturadas. Seu procedimento consistiu em utilizar uma pequena coluna de solo entre duas placas porosas de cerâmica, mantendo um gradiente de potencial constante entre essas extremidades, por meio de colunas de água sob tensão. Uma vez atingido o regime estacionário, a condutividade hidráulica era estimada por meio da equação de Darcy-Buckingham, para as tensões selecionadas.

Bacchi et al. (1991) comentam que, após os trabalhos de Richards, em 1931, vários métodos foram desenvolvidos, em laboratório e em campo, para a determinação da condutividade hidráulica, em solo não saturado, e que a maioria deles se baseia, em última análise, em soluções da equação de Richards.

2.4 Condutividade hidráulica do solo: modelos

Fazendo algumas considerações teóricas, o fluxo de Darcy é obtido pela integração dos fluxos de água em todos os poros. Os modelos são validados e, ou, corrigidos mediante a comparação dos resultados teóricos com as curvas experimentais em solos selecionados (CHILDS; COLLIS-GEORGE, 1950; BURDINE, 1953; MUALEM, 1976; FUENTES, 1992).

Recentemente, Fuentes et al. (2001) utilizaram alguns conceitos da geometria fractal, no intuito de justificar as correções empíricas empregadas nos modelos clássicos da condutividade hidráulica, e propuseram esta abordagem fractal para a unificação dos modelos. Este modelo geral tem permitido obter novos modelos particulares da condutividade, quando são introduzidas hipóteses adequadas de definição do tamanho de poro.

O modelo da condutividade hidráulica, proposto por Fuentes et al. (2001), fundamenta-se na lei de Poiseuille, quando o fenômeno é observado na escala dos poros. Utilizando a distribuição bidimensional dos tamanhos de poro, a integração desta lei sobre o domínio dos poros que contêm água, em uma seção do solo perpendicular à direção do movimento, permite obter a vazão por unidade de superfície ou fluxo de Darcy e então a condutividade hidráulica.

É de interesse fundamental conhecer a dependência entre a condutividade hidráulica (K) e o conteúdo de água no solo à base de volume θ , a partir da relação $q(\theta)$.

Childs e Collis-George (1950), obtiveram uma relação baseada num modelo que considera as variações na distribuição do tamanho dos poros do solo, o qual sofreu várias modificações e refinamentos apresentados por Burdine (1953), Marshall (1958) e Millington e Quirk (1961). Bem mais tarde, um modelo análogo foi introduzido por Mualem (1976). Estes métodos que são baseados em teorias para predizer a função $K(\theta)$ necessitam, para tanto, equações que ajustem da melhor maneira possível a curva de retenção da água no solo. Muitos trabalhos apresentam equações para este ajuste. A equação escolhida por van Genuchten (1980) é a mais utilizada atualmente para o ajuste das curvas de retenção. Em seu trabalho, van Genuchten (1980) com base no modelo de Mualem (1976) obteve uma equação da razão $K(\theta)/K_0$ em função de θ e um dos parâmetros de ajuste da curva de retenção.

Gardner (1958) propôs uma equação empírica para determinação da condutividade hidráulica não saturada em função do potencial mátrico como o produto de K_0 por $\exp(\alpha \phi_m)$, sendo α um parâmetro de ajuste da curva de retenção de água no solo.

Outros métodos indiretos de estimativa da função $K(\theta)$ com base na curva de retenção podem ser citados como o de Green e Corey (1971) e Fredlund et al. (1994).

Jackson (1964), apresentou um método baseado nas isotermas de adsorção e desorção nos conteúdos de água entre 0 e $0,07 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$. Globus et al. (1995) desenvolveram um método de medida da condutividade para solos relativamente secos, utilizando um pequeno gradiente térmico para medidas da água no perfil, possibilitando a estimativa da condutividade hidráulica para sucções entre -30 a -3000 kPa.

Reichardt et al. (1975) desenvolveu um método que é preciso conhecer apenas o conteúdo de água no solo saturado θ_s , o conteúdo de água no solo seco ao ar θ_i e o coeficiente angular m da reta obtida pelo gráfico da distancia da fonte de água à frente de molhamento versus a raiz quadrada do tempo, em experimentos de infiltração horizontal .

Pauletto et al. (1988) propôs um método simplificado para determinação da condutividade hidráulica do solo que se baseia na hipótese da existência de uma relação universal entre os coeficientes angulares das regressões lineares $\ln K$ em função de θ e de $\ln \phi_m$ em função de θ obtidas sob condições de campo no método do perfil instantâneo (WATSON, 1966).

2.5 Condutividade hidráulica do solo: modelos: experimento com evaporação

Experimentos com evaporação podem ser realizados para obter os valores de condutividade hidráulica para valores menores de conteúdo de água (QUEIROZ et al., 1999). Wind (1968) desenvolveu um método de laboratório que se baseia na evaporação e permite determinar simultaneamente as propriedades do potencial mátrico em função do conteúdo de água, $h(\theta)$; condutividade hidráulica em função do conteúdo de água, $K(\theta)$ e condutividade hidráulica em função do potencial mátrico, $K(h)$. O método apresenta alta confiabilidade, sob condições de medida controladas e boa adaptação a solos que apresentam baixa condutividade hidráulica. Ele consiste em submeter um cilindro de solo inicialmente saturado a um dessecamento progressivo e analisa: (i) a variação temporal da massa de solo $m(t)$ no cilindro para determinação da perda de água por evaporação e do conteúdo de água média do solo e, (ii) a evolução

do potencial mátrico $h(z,t)$ da água no solo, a diferentes profundidades em função do tempo. A amostra de solo no cilindro é acoplada a microtensiômetros, os quais são conectados a um computador, com o qual, por meio de programas, determinam-se as relações acima citadas.

Tamari et al. (1993) ressaltaram que os valores das propriedades hidráulicas determinadas com este método estão de acordo com aqueles obtidos com um método de referência no campo, o do perfil instantâneo que requer perfis de conteúdo de água e gradientes de potencial total.

Wendroth et al. (1993) avaliaram o procedimento de cálculo do método para propriedades hidráulicas com simulações numéricas e confirmaram a teoria e as limitações do método em conteúdos de água perto da saturação. Bruckler et al. (2002), num experimento de adaptação do método Wind para condições de infiltração, concluíram que, assim como nas condições de evaporação, a variância da condutividade hidráulica estimada aumenta com o conteúdo de água, devido à diminuição dos gradientes de potencial. Ndiaye et al. (2004) utilizaram o método Wind em solos cultivados com faixa de conteúdo de água similar a ocorrida durante o cultivo e obtiveram bons resultados.

A estimativa das curvas de retenção da água usando os algoritmos de Wind (1968) não é muito sensível aos erros experimentais quando os dados contêm pequenos erros devido à posição ou a calibração, mas erros de medidas tensiométricas podem ter uma influência grande nos valores da condutividade hidráulica em condições de proximidade da saturação (TAMARI et al., 1993; MOHRATH et al., 1997). Isto realça a necessidade da calibração e das medidas de posição precisas dos microtensiômetros, bem como do descarte dos valores perto da saturação.

Gonçalves et al. (2005), avaliaram o método Wind de determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado em amostras no laboratório, provenientes de parcelas de campo, irrigadas com água de abastecimento e água de lagoas de estabilização, comparando-o com o método do perfil instantâneo, em campo, sob as mesmas condições de irrigação. Concluíram que o método no laboratório, baseado na evaporação (Wind), foi mais adequado a solos irrigados com águas sódicas do que o método de campo, baseado na drenagem.

Dentre os diversos métodos que foram desenvolvidos para estimar propriedades hidráulicas do solo (STOLTE et al., 1994; ANGULO-JARAMILLO et al., 1996), o método de Wind apresenta as seguintes vantagens: (i) em qualquer tempo de medida, somente o conteúdo de água médio da amostra de solo é necessária, (ii) as curvas $h(\theta)$ e $K(\theta)$ podem ser estimadas simultaneamente, e (iii) como valores discretos de conteúdo de água e de condutividade hidráulica são calculados, não é preciso inferir sobre um modelo matemático de ajuste da curva $K(\theta)$.

2.6 Condutividade hidráulica do solo: método do perfil instantâneo

Dentre os métodos de campo, o mais utilizado é o método do perfil instantâneo. É um método que foi inicialmente desenvolvido e testado para condições de laboratório em estudos de drenagem em colunas homogêneas de solo. Posteriormente foi aperfeiçoado por contribuições de vários autores, sendo aplicável para determinar a condutividade hidráulica de solos não saturados *in situ*, mesmo para perfis heterogêneos, desde que o lençol freático seja ausente ou esteja bem profundo. É um método prático que não necessita de equipamentos sofisticados para sua aplicação, que tem como principal dificuldade a exigência de uma delimitação bem apurada da parcela experimental a fim de que não haja movimento lateral de água.

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., 2002).

Uma Limitação do método do perfil instantâneo 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; CHICHOTA; JONG VAN LIER, 2005).

Prevedello et al. (1994) em um experimento com Latossolo vermelho escuro, textura argilosa, avaliando a magnitude dos erros envolvidos na obtenção da

condutividade hidráulica em função da umidade, quando se adota a aproximação do gradiente de potencial hidráulico unitário, observaram que os erros na obtenção da condutividade hidráulica pela adoção do gradiente unitário do potencial foram crescentes com o decréscimo de umidade. Esse fato não é considerado quando se adota gradiente unitário, particularmente nos meios porosos de textura argilosa, chegando a subestimá-la em até 73%. Além disso, em situações em que se necessitam estimativas bastante precisas da condutividade hidráulica, é recomendável a consideração do gradiente de potencial total no método do perfil instantâneo.

Richards e Weeks (1953) foram, provavelmente, os primeiros pesquisadores a utilizarem a técnica do perfil instantâneo em experimentos de laboratórios com utilização de colunas de solo e Richards et al. (1956) em condições de campo. Um novo aperfeiçoamento ao método, qual seja a eliminação do fluxo na superfície do solo com a colocação de uma lona plástica, foi determinado por Ogata e Richards (1957), enquanto que Watson (1966) melhorou a técnica para obtenção dos dados tornando o método mais preciso.

Para aplicação do método do perfil instantâneo, uma parcela deve ser delimitada no campo e inundada até a saturação. Esta área, suficientemente grande para que os processos em seu centro não sejam afetados pelos seus limites, deve ser convenientemente instrumentada para medida da umidade do solo e do potencial mátrico a diversas profundidades do perfil. Atingida a condição de saturação, interrompe-se a infiltração e cobre-se a superfície do solo com uma lona plástica para evitar a evaporação e a entrada de água através da superfície. A água contida no perfil redistribui-se pelo processo de drenagem interna e, à medida que este ocorre, medidas periódicas de umidade e de potencial mátrico são feitas (GREEN et al., 1986; LIBARDI, 2000). Também se assume que as condições internas sejam isotérmicas durante o processo.

Hillel et al. (1972) simplificaram bastante esta metodologia. Estes autores sugerem um roteiro simples para a determinação da função $K(\theta)$ com base na elaboração de duas tabelas. A primeira para determinação da densidade de fluxo de água no solo nas diversas profundidades e para diversos tempos a partir da integral da equação com relação à profundidade do solo, aproximada para um somatório e $\frac{\partial \theta}{\partial t}$

medida graficamente em pontos particulares no tempo em curvas de θ em função de t . A segunda tabela, para cálculo da condutividade hidráulica em cada profundidade e para diferentes umidades, dividindo-se os fluxos q da primeira tabela pelos gradientes de potencial também obtidos graficamente a partir dos perfis de potencial total para diversos tempos (LIBARDI, 2000).

Libardi et al. (1980) simplificaram ainda mais o procedimento do perfil instantâneo com a suposição do gradiente de potencial total unitário. Os autores partiram da consideração de que a condutividade hidráulica $K(\theta)$ apresenta uma relação exponencial como conteúdo de água no solo, tal como sugerem Davidson et al. (1963) e desenvolveram, analiticamente, uma equação que expressa o conteúdo de água no solo em função do tempo de redistribuição, a partir da qual determinaram os parâmetros da equação representativa da função $K(\theta)$.

Martins (2009) em experimento com perfil instantâneo verificou a distância ideal entre as capsulas porosas dos tensiômetros no campo para cálculo do gradiente de potencial total na determinação da condutividade hidráulica em dois solos com texturas distintas, para minimização dos erros na determinação da condutividade hidráulica do solo.

Outro método simplificado, que adota também a condição de gradiente de potencial total unitário foi desenvolvido por Sisson et al. (1980): apesar de publicado na mesma época do trabalho de Libardi et al. (1980) é pouco difundido entre os pesquisadores brasileiros. Neste método obtêm-se os parâmetros da relação entre K e θ a partir da regressão linear entre Z/t e θ .

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Solos e dados utilizados

Para o estudo foram extraídos dados de potencial mátrico e de conteúdo de água com o tempo para cada profundidade de interesse de quatro trabalhos da literatura nos quais foi desenvolvida a metodologia do perfil instantâneo sob condições de campo.

O primeiro foi o de Brito (2010) que para estudar a variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo instalou um experimento no campo, num Latossolo Vermelho Amarelo – textura média, constituído por 60 baterias com um tubo de acesso a uma sonda de nêutrons, numa malha regular de 5 x 5 m, com a finalidade de medir o conteúdo de água em função do tempo, nas profundidades de 0,20; 0,40; 0,60; 0,80 m e, então, determinar-se a condutividade hidráulica a 0,80 m pelo método do perfil instantâneo, com dois tensiômetros instalados a 0,75m e 0,80m em cada bateria.

O Latossolo apresenta a seguinte descrição morfológica e classificação granulométrica (Tabela 1).

Ap1 – 0 a 18 cm

Bruno (7,5 YR 4/4, úmido; 7,5 YR 4/6, seco); textura média a arenosa; estrutura granular pequena a média e grau fraco; consistência ligeiramente plástica e pegajosa quando molhado; friável quando úmido e ligeiramente duro quando seco; transição clara e plana.

A2 – 18 a 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 ligeiramente plástica e pegajosa quando molhado, friável quando úmida e ligeiramente dura quando seco; transição gradual e plana.

Bw1 – 38 a 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 ligeiramente

plástica e pegajosa quando molhado, friável quando úmido e dura quando seco; transição gradual e plana.

BW2 – 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 quando molhado, friável quando úmido e ligeiramente dura quando seco.

Tabela 1 - Classificação Granulométrica do Latossolo Vermelho Amarelo

Camada (m)	Ds (kg m⁻³)	Dp (kg m⁻³)	Areia	Silte (%)	Argila	Classe textural
0,0-0,20	1627	2754	84	2	14	Areia Franca
0,20-0,40	1678	2760	80	2	18	Franco-arenosa
0,40-0,60	1675	2738	76	4	20	Franco-argilo-arenosa
0,60-0,80	1635	2693	76	4	20	Franco-argilo-arenosa

O segundo foi o de Cho et al. (1977) que para estudar a condutividade hidráulica de um quartzipsamment, utilizou uma área experimental localizada dentro do Instituto de Pesquisas de Dunas de Areia, Faculdade de Agricultura, Universidade de Tottori, Tottori, Japão. No solo uma parcela com dimensões 5 x 5 m foi instalada e coberta com uma tenda, para possibilitar a obtenção da relação $K(\theta)$, pelo método de do perfil instantâneo utilizando o procedimento de Hillel et al. (1972). Para isso, foi instalado um tudo de alumínio para acesso da sonda de nêutrons, e também uma bateria de 12 tensiômetros nas profundidades 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 e 100 cm. As leituras com as sondas e tensiômetros foram processadas por um período de 7 dias, em intervalos de minuto no início do processo, passando a intervalos de horas após a primeira, hora, e de dias após o primeiro dia de leituras.

O solo estudado teve a distribuição de partículas numa amostra típica da duna, revelando que 10% do material é constituído de partículas com diâmetro menor que 0,22 mm, 20% com diâmetro menor que 0,28, 60% com diâmetro menor que 0,33 e

100% com diâmetro menor que 0,90 mm. Com base nas classes texturais do método internacional, o solo é classificado como areia no triângulo textural, com a densidade das partículas em torno de $2,7 \text{ g.cm}^{-3}$ e densidade do solo em torno de $1,5 \text{ g.cm}^{-3}$.

O terceiro foi o de Klein (1998) estudando as propriedades físico-hídrico-mecânicas de um latossolo roxo, sob diferentes sistemas de uso e manejo. Utilizou o método do perfil instantâneo em 3 sistemas de uso e manejo: em uma mata, em um sistema de irrigação e em um sistema de sequeiro. Foram utilizadas 3 baterias de 10 tensiômetros em cada sistema de manejo, nas profundidades de 0,10 m a 1,0 m. Para a determinação do conteúdo de água no solo, coletaram-se amostras com estrutura preservada para a elaboração da curva de retenção da água no solo.

O solo foi classificado como um Latossolo Roxo ácrico, A moderado, textura argilosa, sendo profundo, argiloso e bem drenado em função da sua microagregação e posição na paisagem, com granulometria conforme Tabela 2.

Os três sistemas de uso e manejo localizaram-se em áreas adjacentes. O primeiro representado por uma mata secundária, no qual o solo não sofreu quaisquer tipos de manejo, denominado simplesmente de “Mata”. O segundo, representado por uma área desmatada em 1959 e desde então cultivada com duas culturas anuais, uma no período chuvoso e outra na safrinha. No período 1959-1991 o solo da área foi manejado no sistema convencional de preparo, com utilização de implementos de discos (arado e grades). A partir de então passou a ser manejada de forma conservacionista, intercalando plantio direto e preparo reduzido. Foi denominado de “Sequeiro”. O terceiro representado por uma área desmatada em 1981 para instalação de um sistema de irrigação por pivô central, sendo cultivada desde então com culturas anuais em sistema de manejo conservacionista, com plantio direto intercalado com aração profunda, quando da instalação da cultura do tomate (aração profunda em 1990 e 1992). Foi denominado de “Irigado”.

Tabela 2 - Classificação Granulométrica do Latossolo Roxo ácrico nos manejos

Tratamento	Camada (m)	Ds (Mg m ⁻³)	Dp (Mg m ⁻³)	Areia	Silte (g.g ⁻¹)	Argila
Mata	0,10	2,64	0,986	0,242	0,093	0,663
	0,20	2,59	1,025	0,218	0,063	0,717
	0,30	2,60	1,014	0,243	0,058	0,698
	0,40	2,65	1,016	0,206	0,065	0,727
	0,50	2,65	1,027	0,191	0,072	0,736
	0,60	2,57	1,023	0,217	0,058	0,723
	0,70	2,64	1,002	0,171	0,068	0,760
	0,80	2,55	1,007	0,168	0,068	0,763
	0,90	2,57	1,027	0,166	0,076	0,757
Sequeiro	0,10	2,71	1,212	0,234	0,103	0,572
	0,20	2,84	1,076	0,303	0,097	0,599
	0,30	2,77	1,185	0,283	0,076	0,640
	0,40	2,76	1,146	0,247	0,083	0,668
	0,50	2,71	1,077	0,273	0,068	0,658
	0,60	2,75	1,039	0,244	0,069	0,686
	0,70	2,83	1,014	0,256	0,076	0,666
	0,80	2,94	1,018	0,298	0,051	0,650
	0,90	2,72	0,983	0,226	0,077	0,696
Irrigado	0,10	2,58	1,299	0,376	0,131	0,491
	0,20	2,71	1,255	0,346	0,089	0,563
	0,30	2,64	1,228	0,282	0,098	0,619
	0,40	2,66	1,161	0,296	0,084	0,620
	0,50	2,74	1,104	0,315	0,069	0,615
	0,60	2,50	1,051	0,297	0,090	0,612
	0,70	2,60	1,058	0,277	0,076	0,646
	0,80	2,72	1,022	0,253	0,084	0,662
	0,90	2,73	1,019	0,333	0,055	0,611

O quarto trabalho foi o de Prevedello (1987) estudando um método de determinação da difusividade hidráulica global em função do conteúdo de água em qualquer camada de um perfil de solo, desde que cada camada do perfil possa ser considerada hidraulicamente homogênea. Utilizou o método de Hillel et al. (1972) em um Nitossolo, instalando um bateria de tensiômetros a 7,5; 23,5; 32; 40,5; 57,5; 66;

74,5; 90,5; 98; 105,5; 128; 143; 158; 188; 203 e 218 cm e determinar o conteúdo de água no solo instalou um tubo de acesso para a utilização de uma sonda de nêutrons de $^{241}\text{Am-Be}$.

O solo foi descrito e classificado por Ranzani et al. (1966) como Terra Roxa estruturada. Apresenta como material de origem rochas eruptivas básicas e cobre aproximadamente 1% da área do Estado de São Paulo. São solos muito profundos, com lençol freático a vários metros abaixo da superfície. Este mesmo tipo de solo, mas em outro local, segundo Moniz e Jackson (1967), do ponto de vista mineralógico, apresenta 15,3% de óxidos de ferro, 48% de caolinita, 10,7% de mica + vermiculita, 4,3% de gibsita e 31,7% de material amorfo. O solo em estudo apresenta à seguinte granulométrica (tabela 3).

Tabela 3 - Classificação Granulométrica do Nitossolo

Camada (m)	Ds (g m ⁻³)	Dp (g m ⁻³)	Areia	Silte (%)	Argila	Classe textural
0,0-0,17	1,4432	2,862	29,955	16,790	53,255	Argiloso
0,17-0,52	1,260	2,891	23,263	13,364	63,373	Muito Argiloso
0,52-1,08	1,220	2,914	24,211	15,995	59,794	Argiloso

Apresentando a seguinte descrição morfológica.

Ap1 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.

Bw1 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.

Bw2 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.

3.2 Método do Perfil Instantâneo

Com o método do perfil instantâneo procura-se uma solução para a equação de Richards (1), na direção vertical, após a saturação de um perfil de solo e prevenção de fluxo de água através de sua superfície, obtendo-se o seguinte problema de valor de contorno, durante o processo de redistribuição da água:

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

$$\begin{array}{lll} \theta = \theta(z), & t = 0, & L = 0 \\ \theta = \theta_i & t > 0, & L \rightarrow \infty \\ q = 0, & t > 0, & L = 0 \end{array}$$

em que θ é o conteúdo de água no solo à base de volume, t é o tempo de redistribuição, z é a coordenada vertical de posição, ϕ_t é o potencial total da água no solo, L é a profundidade de solo, θ_i é conteúdo de água inicial no solo, q é a densidade de fluxo da água e $K(\theta)$ é a função condutividade hidráulica: K em função do conteúdo de água θ .

Assim, integrando-se a equação de Richards (1) com relação à profundidade L , obtém-se

$$\int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dL = \int_0^L \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \right] dL \quad (2)$$

Como $dL = -dz$, então,

$$\int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dL = - \int_0^L \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \right] dL \quad (3)$$

e, conseqüentemente, como a densidade de fluxo em $L = 0$ é nula,

$$\int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dL = K(\theta) \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \Big|_L \quad (4)$$

com o que:

$$K(\theta) \Big|_L = \frac{- \int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dL}{\frac{\partial \phi_t}{\partial z} \Big|_L} \quad (5)$$

Dessa maneira, por meio de medidas simultâneas de conteúdos de água e de potencial total da água ao longo do perfil do solo, durante o período de redistribuição da água, determina-se para cada tempo: a) a integral da equação (5), que corresponde à densidade de fluxo de água na profundidade L e b) o gradiente de potencial total na mesma profundidade, respectivamente. Esse é o método do perfil instantâneo.

3.3 Metodologias Baseada no Método do perfil Instantâneo utilizadas neste trabalho

Foi calculada a condutividade hidráulica do solo não saturado por três metodologias fundamentadas nos procedimentos experimentais do perfil instantâneo.

3.3.1 Metodologia da armazenagem considerando o gradiente igual a um

A integral da equação (5) nada mais é do que a variação da armazenagem da água no solo com o tempo de redistribuição a qual, pela equação (4), é a densidade de fluxo de água à profundidade de interesse L .

Considerou-se neste trabalho que a armazenagem, h , varia linearmente com o logaritmo do tempo de redistribuição, $\ln t$:

$$h = A \ln t + B. \quad (6)$$

Derivando, assim, h em relação a t e considerando unitário o gradiente,

$$\frac{dh}{dt} = \frac{-A}{t} = K \quad (7)$$

Aplicando o logaritmo em ambos os membros da equação (7),

$$\ln K = \ln(-A) - \ln t. \quad (8)$$

Considerando também que o conteúdo de água no solo θ na profundidade L também varia linearmente com $\ln t$,

$$\theta = a \ln t + b, \quad (9)$$

tem-se que,

$$\ln t = \frac{\theta - b}{a} \quad (10)$$

Substituindo a equação (10) na equação (8):

$$\ln K = \frac{-\theta}{a} + \ln(-A) + \frac{b}{a} \quad (11)$$

Chamando $\frac{-1}{a} = a'$ e $\ln(-A) + \frac{b}{a} = b'$ resulta

$$\ln K = a' \theta + b'. \quad (12)$$

Com isso calcula-se a' e b' da relação $\ln K$ em função de θ a partir das regressões (6) e (9).

É importante observar que a e A são sempre negativos.

3.3.2 Metodologia da armazenagem sem a consideração de gradiente unitário

Tendo em conta a consideração da dependência linear entre h e $\ln t$ (equação 6), tem-se que, quando não se considera unitário o gradiente de potencial total,

$$\frac{dh}{dt} = \frac{-A}{t} = q \quad (13)$$

em que q é a densidade de fluxo de água na profundidade L em função do tempo de redistribuição t .

Dividindo q em cada tempo t pelo gradiente de potencial total no mesmo tempo t , obtém-se K para cada tempo e fazendo-se este $\ln K$ em função de θ , tem-se que,

$$\ln K = a'' \theta + b'' \quad (14)$$

3.3.3 Modelo proposto

É comum na determinação da densidade de fluxo da água pela equação de Darcy- Buckingham, calcular o gradiente de potencial total em z por:

$$\text{grad } \phi_t = \frac{\phi_{t_1} - \phi_{t_2}}{z_1 - z_2} \quad (15)$$

sendo $z = (z_1 + z_2)/2$.

Por outro lado, assumindo que o potencial total ϕ_t varia com a coordenada vertical de posição z segundo uma equação do segundo grau do tipo.

$$\phi_t = A_p z^2 + C \quad (16)$$

a equação (15), tendo em vista a equação (16) pode ser escrita como

$$\frac{\phi_{t_1} - \phi_{t_2}}{z_1 - z_2} = \frac{(A_p z_1^2 + C) - (A_p z_2^2 + C)}{z_1 - z_2}$$

ou

$$\frac{\phi_{t_1} - \phi_{t_2}}{z_1 - z_2} = A_p (z_1 + z_2).$$

Como $(z_1 + z_2) = 2z$ então

$$\frac{\phi_{t_1} - \phi_{t_2}}{z_1 - z_2} = 2A_p z \quad (17)$$

que é a derivada de ϕ_t (equação 16) com relação a z .

Portanto quando se calcula o gradiente de potencial total por $\frac{\phi_{t_1} - \phi_{t_2}}{z_1 - z_2}$ está subentendida a consideração que ϕ_t varia com z conforme a equação (16) visto que a derivada de ϕ_t com relação a z desta equação é igual a $2A_p z$.

Nas equações (15), (16) e (17) o eixo de z será escolhido positivo para cima com sua origem coincidente com a superfície do solo.

No desenvolvimento de Libardi et al. (1980), chega-se à equação (18), abaixo

$$-a_L L \frac{d\theta}{dt} = K(\theta) \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \quad (18)$$

na qual os autores consideram que,

$$K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)} \quad (19)$$

e $\frac{\partial \phi_t}{\partial z} = 1$. Na equação (19), K_0 e θ_0 são a condutividade hidráulica e o conteúdo de água no solo no tempo zero de redistribuição, respectivamente, e γ o coeficiente angular da equação linear de $\ln(K)$ em função de θ .

Na equação (18), L é a profundidade do solo e z a coordenada vertical de posição.

Sem a consideração de gradiente unitário e assumindo que a equação (19) seja válida, tem-se, substituindo as equações (17) e (19) na equação (18), que.

$$-a_L L \frac{d\theta}{dt} = 2A_p z K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)}. \quad (20)$$

Como $L = -z$, então,

$$-a_L \frac{d\theta}{dt} = -2A_p K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)} \quad (21)$$

Separando as variáveis da equação (21) e integrando a equação resultante de θ_0 a θ e de 0 a t , obtém-se

$$\theta_0 - \theta = \frac{1}{\gamma} \ln \left(1 + \frac{\gamma 2K_0}{a_L} \int_0^t -A_p dt \right). \quad (22)$$

Nessa equação (22), t é o tempo de redistribuição da água e a_L um parâmetro desenvolvido por Libardi et al. (1980) para correlação entre o conteúdo de água θ na

profundidade L e o conteúdo de água médio $\bar{\theta}$ da camada 0 - L e com isso, a semelhança destes autores, tem-se pela presente proposta, que

$$\bar{\theta}_0 - \bar{\theta} = \frac{1}{\bar{\gamma}} \ln \left(1 + \bar{\gamma} 2K_0 \int_0^t -A_p dt \right). \quad (23)$$

Para tempos longos, as equações (22) e (23) se reduzem, respectivamente, a

$$\theta_0 - \theta = \frac{1}{\gamma} \ln(-\bar{A}_p t) + \frac{1}{\gamma} \ln \left(\frac{\gamma 2K_0}{a_L} \right) \quad (24)$$

e

$$\bar{\theta}_0 - \bar{\theta} = \frac{1}{\gamma} \ln(-\bar{A}_p t) + \frac{1}{\gamma} \ln(\bar{\gamma} 2K_0) \quad (25)$$

sendo $\bar{A}_p t = \int_0^t A_p dt$ ou seja, $\bar{A}_p$ o valor médio da função $A_p(t)$ no intervalo de 0 a t .

Tendo em vista a equação (9) a qual independe da suposição de gradiente de potencial total igual ou diferente da unidade, pode-se supor que

$$\ln(-\bar{A}_p) = a^* \ln t + b^* \quad (26)$$

com que as equações (24) e (25) transformam-se, respectivamente, em

$$\theta_0 - \theta = \frac{a^* + 1}{\bar{\gamma}} \ln t + \frac{1}{\bar{\gamma}} \left(b^* + \ln \left(\frac{2\gamma K_0}{a_L} \right) \right) \quad (27)$$

e

$$\bar{\theta}_0 - \bar{\theta} = \frac{a^* + 1}{\gamma} \ln t + \frac{1}{\gamma} (b^* + \ln(2\bar{\gamma} K_0)) \quad (28)$$

Desse modo, o valor de γ da equação (19) é obtido a partir do coeficiente angular da regressão linear de $\theta_0 - \theta$ em função de $\ln(t)$ (equação 27) e o valor de K_0 a partir

dos coeficientes linear e angular da regressão linear de $\bar{\theta}_0 - \bar{\theta}$ em função de $\ln(t)$ (equação 28).

3.4 Comparação dos modelos

No intuito de validar o modelo proposto, será tomado como referência o modelo da armazenagem sem a consideração de gradiente de potencial unitário. Assim, deduz-se facilmente que, se para o modelo proposto $K = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)}$ e para o de referência $K' = K'_0 e^{\gamma'(\theta - \theta_0)}$, então,

$$\ln K = \frac{\gamma}{\gamma'} \ln K' + \ln K_0 - \frac{\gamma}{\gamma'} \ln K'_0 \quad (29)$$

ou

$$\ln K = c \ln K' + d \quad (30)$$

sendo, evidentemente, $c = \gamma / \gamma'$ e $d = \ln K_0 - (\gamma / \gamma') \ln K'_0$.

Desse modo, se os modelos forem exatamente iguais, é claro que $K_0 = K'_0$, $\gamma = \gamma'$, e, portanto,

$$\ln K = \ln K'. \quad (31)$$

Consequentemente, se num mesmo gráfico de $\ln K$ em função de $\ln K'$ forem traçadas as retas representativas das equações (30) e (31), quanto mais próximas entre si as retas mais próximos entre si ou similares os modelos. Para verificar a proximidade destas retas, será calculada a área sob elas (integral da função) para os valores de $\ln K'$ correspondentes à faixa de conteúdo de água obtida no ensaio de determinação da função $K(\theta)$ do solo em estudo.

Por facilidade, seja $\ln K' = x$ e $\ln K = y$.

Com isso, a equação (30) transforma-se em

$$y = cx + d \quad (32)$$

e a área sob sua curva no intervalo de x_m a x_M será

$$A = \int_{x_m}^{x_M} (cx + d) dx \quad (33)$$

sendo x_m o valor mínimo obtido de $\ln K'$ e x_M seu valor máximo.

Resolvendo a integral da equação (33) obtém-se

$$A = \frac{c}{2} (x_M^2 - x_m^2) + d(x_M - x_m). \quad (34)$$

De modo semelhante, a equação (31) torna-se

$$y = x$$

e a área sob sua curva (1:1) A_r em

$$A_r = \int_{x_m}^{x_M} x dx \quad (35)$$

ou

$$A_r = \frac{1}{2} (x_M^2 - x_m^2) \quad (36)$$

A diferença relativa da integral A em relação à integral A_r ,

$$\delta = \frac{A}{A_r} - 1, \quad (37)$$

será, portanto, substituindo as equações (34) e (36) na equação (37), igual a

$$\delta = c - 1 + \frac{2d}{x_M + x_m} \quad (38)$$

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Conteúdo e Armazenagem de água em função do tempo de redistribuição

Os dados de conteúdo de água à base de volume para os diversos tempos e profundidades, referentes aos solos Latossolo Vermelho Amarelo (LVA), Areia de Duna (AD), Nitosolo (Ni), Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata (LRam), Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) e Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas) são mostrados nas tabelas 4, 5, 6, 7, 8 e 9, respectivamente.

Tabela 4 - Conteúdo de água para os diversos tempos e profundidades para Latossolo Vermelho Amarelo (LVA)

Tempo (horas)	$\theta \text{ (m}^3 \cdot \text{m}^{-3}\text{)}$			
	Profundidade(m)			
	0,2	0,4	0,6	0,8
1	0,228	0,241	0,264	0,268
2	0,221	0,231	0,246	0,248
3	0,216	0,228	0,242	0,241
4	0,212	0,224	0,238	0,237
5	0,209	0,224	0,232	0,233
6	0,208	0,222	0,231	0,232
7	0,209	0,221	0,229	0,228
23	0,192	0,214	0,216	0,209
47	0,189	0,207	0,209	0,205
71	0,184	0,203	0,202	0,196
119	0,181	0,201	0,201	0,196
167	0,177	0,198	0,198	0,189
215	0,177	0,199	0,199	0,19
287	0,174	0,194	0,194	0,185
359	0,172	0,193	0,193	0,181
431	0,171	0,19	0,19	0,178
510	0,171	0,189	0,189	0,177

Tabela 5 - Conteúdo de água para os diversos tempos e profundidades para Areia de Duna (AD)

Tempo (horas)	$\Theta(\text{m}^3.\text{m}^{-3})$								
	Profundidade(m)								
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
0,0167	0,268	0,302	0,317	0,325	0,322	0,324	0,328	0,325	0,323
0,0333	0,238	0,281	0,309	0,322	0,322	0,324	0,328	0,325	0,323
0,05	0,219	0,27	0,298	0,315	0,321	0,324	0,328	0,325	0,323
0,0667	0,208	0,259	0,285	0,305	0,32	0,323	0,327	0,324	0,322
0,0833	0,199	0,248	0,271	0,295	0,317	0,322	0,326	0,323	0,322
0,116	0,188	0,23	0,244	0,272	0,295	0,318	0,324	0,321	0,321
0,1667	0,175	0,208	0,219	0,24	0,259	0,28	0,308	0,31	0,317
0,25	0,163	0,183	0,197	0,207	0,222	0,233	0,244	0,261	0,298
0,333	0,154	0,169	0,182	0,191	0,203	0,21	0,213	0,228	0,256
0,5	0,144	0,152	0,165	0,172	0,182	0,188	0,188	0,198	0,219
0,667	0,136	0,142	0,156	0,161	0,169	0,175	0,175	0,184	0,203
0,8333	0,131	0,136	0,149	0,154	0,161	0,166	0,165	0,175	0,1991
1	0,127	0,131	0,144	0,148	0,155	0,159	0,159	0,167	0,181
2	0,114	0,118	0,127	0,131	0,136	0,138	0,139	0,145	0,153
3	0,106	0,11	0,118	0,122	0,127	0,127	0,129	0,135	0,143
4	0,102	0,105	0,111	0,116	0,12	0,123	0,123	0,128	0,136
5	0,099	0,102	0,106	0,111	0,114	0,119	0,118	0,123	0,131
6	0,096	0,1	0,101	0,107	0,11	0,114	0,114	0,119	0,127
12	0,086	0,091	0,092	0,095	0,096	0,1	0,102	0,107	0,114
18	0,08	0,086	0,088	0,089	0,092	0,094	0,096	0,101	0,108
24	0,076	0,083	0,085	0,085	0,089	0,091	0,092	0,097	0,104
48	0,071	0,076	0,078	0,077	0,083	0,084	0,086	0,089	0,096
72	0,071	0,074	0,075	0,075	0,079	0,081	0,085	0,085	0,091
96	0,071	0,073	0,074	0,074	0,077	0,08	0,084	0,084	0,089
120	0,071	0,073	0,073	0,073	0,077	0,079	0,083	0,083	0,087
144	0,07	0,072	0,072	0,072	0,076	0,079	0,082	0,082	0,085
168	0,07	0,072	0,072	0,072	0,076	0,079	0,081	0,081	0,084

Tabela 6 - Conteúdo de água para os diversos tempos e profundidades para Nitossolo(Ni)

Tempo (horas)	$\Theta \text{ (m}^3 \cdot \text{m}^{-3}\text{)}$													
	Profundidade (cm)													
	23,5	32	40,5	57,5	66	74,5	90,5	98	105,5	128	143	158	188	203
1	0,332	0,332	0,390	0,435	0,437	0,436	0,435	0,433	0,434	0,409	0,402	0,396	0,394	0,398
4,55	0,331	0,331	0,384	0,428	0,434	0,432	0,431	0,427	0,425	0,397	0,390	0,385	0,388	0,388
7,21	0,331	0,331	0,382	0,425	0,431	0,430	0,428	0,424	0,420	0,393	0,385	0,379	0,382	0,383
16,83	0,331	0,330	0,378	0,418	0,424	0,424	0,422	0,418	0,411	0,380	0,369	0,357	0,362	0,363
30,83	0,331	0,330	0,374	0,412	0,421	0,420	0,419	0,414	0,408	0,377	0,362	0,348	0,350	0,354
46,75	0,330	0,329	0,371	0,419	0,419	0,420	0,413	0,412	0,405	0,370	0,356	0,343	0,343	0,346
49,05	0,330	0,329	0,371	0,418	0,419	0,420	0,412	0,412	0,405	0,369	0,355	0,343	0,342	0,345
57,15	0,330	0,330	0,373	0,415	0,420	0,418	0,415	0,410	0,403	0,367	0,356	0,342	0,341	0,344
75	0,330	0,329	0,370	0,413	0,418	0,417	0,411	0,406	0,399	0,363	0,349	0,336	0,336	0,337
90,97	0,329	0,328	0,368	0,410	0,416	0,417	0,407	0,403	0,395	0,359	0,343	0,332	0,332	0,332
160,8	0,329	0,328	0,366	0,404	0,412	0,411	0,402	0,399	0,390	0,352	0,336	0,321	0,320	0,323
256,8	0,329	0,329	0,368	0,404	0,413	0,412	0,403	0,400	0,390	0,350	0,332	0,317	0,316	0,318
286,35	0,329	0,329	0,368	0,404	0,413	0,412	0,403	0,400	0,390	0,350	0,331	0,316	0,315	0,316
359,9	0,329	0,328	0,366	0,402	0,413	0,412	0,401	0,396	0,388	0,349	0,331	0,316	0,313	0,314
407,38	0,329	0,328	0,365	0,401	0,413	0,411	0,400	0,394	0,387	0,349	0,331	0,315	0,312	0,312
472,85	0,329	0,328	0,364	0,399	0,413	0,411	0,398	0,391	0,385	0,348	0,331	0,315	0,310	0,310
596,15	0,328	0,328	0,363	0,397	0,408	0,408	0,395	0,388	0,380	0,343	0,326	0,313	0,307	0,307
647,48	0,328	0,328	0,362	0,396	0,406	0,407	0,394	0,387	0,378	0,341	0,324	0,312	0,306	0,306

Tabela 7 - Conteúdo de água para os diversos tempos e profundidades para Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata (LRam)

Tempo (horas)	$\Theta \text{ (m}^3 \cdot \text{m}^{-3}\text{)}$				
	Profundidade (m)				
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5
1	0,65	0,6	0,65	0,615	0,62
12	0,36	0,391	0,384	0,388	0,42
24	0,343	0,375	0,366	0,371	0,397
36	0,334	0,369	0,359	0,363	0,385
48	0,328	0,363	0,351	0,356	0,374
60	0,326	0,358	0,347	0,351	0,369
72	0,322	0,355	0,343	0,348	0,364
84	0,321	0,353	0,341	0,346	0,362
96	0,318	0,35	0,336	0,342	0,358
144	0,313	0,344	0,332	0,333	0,35
192	0,309	0,338	0,326	0,327	0,344
240	0,306	0,334	0,322	0,322	0,339
360	0,301	0,326	0,315	0,317	0,332
480	0,298	0,322	0,31	0,312	0,327
720	0,292	0,312	0,301	0,304	0,32

Tabela 8 - Conteúdo de água para os diversos tempos e profundidades para Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai)

Tempo (horas)	$(m^3.m^{-3})$								
	Profundidade (m)								
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
1	0,495	0,53	0,53	0,565	0,59	0,58	0,63	0,63	0,62
12	0,455	0,425	0,457	0,459	0,43	0,424	0,415	0,428	0,439
24	0,446	0,412	0,444	0,443	0,412	0,41	0,397	0,41	0,411
36	0,442	0,406	0,439	0,436	0,408	0,404	0,388	0,404	0,402
48	0,438	0,403	0,434	0,431	0,402	0,398	0,382	0,398	0,396
60	0,436	0,401	0,432	0,428	0,399	0,396	0,379	0,395	0,391
72	0,434	0,397	0,429	0,424	0,395	0,393	0,374	0,391	0,387
84	0,431	0,396	0,427	0,421	0,392	0,39	0,371	0,388	0,384
96	0,43	0,394	0,425	0,419	0,391	0,388	0,369	0,386	0,382
144	0,425	0,39	0,42	0,413	0,384	0,382	0,362	0,379	0,372
192	0,421	0,387	0,416	0,408	0,379	0,378	0,357	0,375	0,366
240	0,418	0,384	0,413	0,405	0,375	0,375	0,353	0,371	0,361
360	0,411	0,379	0,408	0,397	0,368	0,369	0,345	0,364	0,353
480	0,407	0,376	0,405	0,393	0,364	0,366	0,341	0,36	0,348
720	0,402	0,371	0,4	0,386	0,357	0,36	0,335	0,353	0,341

Tabela 9 - Conteúdo de água para os diversos tempos e profundidades para Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas)

Tempo (horas)	$\Theta(m^3.m^{-3})$								
	Profundidade (m)								
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
1	0,65	0,55	0,58	0,61	0,61	0,62	0,62	0,65	0,64
12	0,36	0,405	0,391	0,377	0,377	0,403	0,38	0,415	0,401
24	0,343	0,393	0,38	0,366	0,367	0,387	0,369	0,398	0,383
36	0,334	0,387	0,375	0,36	0,362	0,379	0,364	0,39	0,376
48	0,328	0,381	0,369	0,355	0,357	0,372	0,358	0,382	0,37
60	0,326	0,379	0,366	0,352	0,354	0,368	0,355	0,377	0,366
72	0,322	0,376	0,364	0,35	0,352	0,364	0,353	0,374	0,363
84	0,321	0,374	0,363	0,348	0,35	0,362	0,351	0,372	0,361
96	0,318	0,371	0,361	0,347	0,349	0,36	0,35	0,369	0,358
144	0,313	0,365	0,355	0,34	0,343	0,352	0,343	0,362	0,35
192	0,309	0,36	0,351	0,336	0,34	0,346	0,339	0,356	0,344
240	0,306	0,357	0,349	0,333	0,337	0,341	0,335	0,353	0,34
360	0,301	0,351	0,344	0,327	0,333	0,334	0,33	0,345	0,334
480	0,298	0,348	0,341	0,325	0,33	0,332	0,328	0,343	0,33
720	0,292	0,34	0,336	0,319	0,324	0,323	0,321	0,333	0,322

A partir destes dados, foram elaborados os gráficos de conteúdo de água em função do tempo para cada profundidade, os quais se encontram na Figura 1 para o Latossolo Vermelho Amarelo, Figuras 2 a 4 para Areia de duna, Figuras 5 a 10 para o Nitossolo, Figura 11 Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata, Figuras 12 a 14 para Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado e Figuras 15 a 17 para Latossolo Roxo ácrico com manejo de Sequeiro.

Figura 1 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Vermelho Amarelo(LVA) na profundidade de 0,8 m

Figura 2 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Areia de Duna (AD) na profundidade de 0,2 m

Figura 3 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Areia de Duna (AD) na profundidade de 0,4 m

Figura 4 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Areia de Duna (AD) na profundidade de 0,8 m

Figura 5- Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 0,745 m

Figura 6- Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 0,905 m

Figura 7- Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 1,055 m

Figura 8 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) profundidade de 1,43 m

Figura 9 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 1,88 m

Figura 10 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 2,03 m

Figura 11- Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata (LRam) na profundidade de 0,5 m

Figura 12 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) na profundidade de 0,5 m

Figura 13 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) na profundidade de 0,7 m

Figura 14 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) na profundidade de 0,9 m

Figura 15 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo de Sequeiro. (LRas) na profundidade de 0,5 m

Figura 16 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo de Sequeiro. (LRas) na profundidade de 0,7 m

Figura 17 - Gráfico do conteúdo de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo de Sequeiro. (LRas) na profundidade de 0,9 m

Os gráficos de armazenagem de água até a profundidade de interesse em função do tempo de redistribuição encontram-se na Figura 18 para o Latossolo Vermelho Amarelo, Figuras 19 a 21 para Areia de duna, Figuras 22 a 27 para o Nitossolo, Figura 28 para Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata, Figuras 29 a 31 para Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado e Figuras 32 a 34 para Latossolo Roxo ácrico com manejo de Sequeiro.

Figura 18 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Vermelho amarelo (LVA) na profundidade de 0,8 m

Figura 19- Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Areia de Duna (AD) na profundidade de 0,2 m

Figura 20 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Areia de Duna (AD) na profundidade de 0,4 m

Figura 21 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Areia de Duna (AD) na profundidade de 0,8 m

Figura 22 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 0,745 m

Figura 23 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 0,905 m

Figura 24 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 1,055 m

Figura 25 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 1,43 m

Figura 26 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 1,88 m

Figura 27 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 2,03 m

Figura 28 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata (LRam) na profundidade de 0,5 m

Figura 29 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) na profundidade de 0,5 m

Figura 30 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) na profundidade de 0,7 m

Figura 31 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) na profundidade de 0,9 m

Figura 32 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas) na profundidade de 0,5 m

Figura 33 Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas) na profundidade de 0,7 m

Figura 34 - Gráfico de armazenagem de água em função do tempo de redistribuição para Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas) na profundidade de 0,9 m

Nesses gráficos as linhas que se ajustam aos pontos experimentais foram obtidas por meio de regressão linear do conteúdo de água e da armazenagem de água em função do logaritmo do tempo de redistribuição, cujos coeficientes de determinação (r^2) foram maiores do que 0,94 para todas as regressões, mostrando que de fato descrevem adequadamente o fenômeno, conforme já esclareceram Libardi et al. (1980) que trabalharam com a hipótese de gradiente unitário para o método do perfil instantâneo.

Carvalho (2002) também obteve uma boa correlação entre o conteúdo de água médio do solo e o $\ln t$, mas em uma equação de terceiro grau e afirma se fizesse um ajuste linear também ia encontrar um alto coeficiente de correlação.

Por este resultados de h em função de $\ln t$, pode-se verificar também que o método da armazenagem, com ou sem a consideração de gradiente unitário, é uma alternativa muito mais simplificada de avaliar a função $K(\theta)$ em comparação com procedimento de Hillel et al. (1972) que ainda hoje é utilizado por muitos pesquisadores.

4.2 Gradiente de potencial total em função do tempo de redistribuição

Conforme o desenvolvimento teórico do modelo proposto (item 3.3.3), além da relação linear entre θ e $\ln t$ e entre h e $\ln t$ (equações 27 e 28), é necessário também que o logaritmo neperiano de $\bar{A}_p$, parâmetro ligado ao gradiente de potencial total (equação 17), também varie linearmente com $\ln t$ (equação 26). Estas relações ($\ln \bar{A}_p$ em função de $\ln t$) estão mostradas nas figuras 35 a 51 para os solos estudados. Como se pode notar por estas figuras, os coeficientes de determinação variam de 0,81 a 0,98 e pode-se dizer que os resultados permitem utilizar o modelo proposto.

Os valores do gradiente de potencial total da água as diversas profundidades dos solos em estudo, durante a redistribuição da água no método do perfil instantâneo, encontram-se nas tabelas 10 a 15 e serão discutidos no próximo item.

Figura 35 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o solo Latossolo Vermelho Amarelo (LVA) na profundidade de 0,80 m

Figura 36 - Gráfico de Ln(A) em função do tempo de redistribuição, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata (LRam)

Figura 37 - Gráfico de Ln(A) em função do tempo de redistribuição, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas) na profundidade de 0,50 m

Figura 38 - Gráfico de Ln(A) em função do tempo de redistribuição, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas) na profundidade de 0,70 m

Figura 39 - Gráfico de Ln(A) em função do tempo de redistribuição, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas) na profundidade de 0,90 m

Figura 40 - Gráfico de Ln(A) em função do tempo de redistribuição, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) na profundidade de 0,50 m

Figura 41 - Gráfico de Ln(A) em função do tempo de redistribuição, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) na profundidade de 0,70 m

Figura 42 - Gráfico de Ln(A) em função do tempo de redistribuição, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai) na profundidade de 0,90 m

Figura 43 - Gráfico de Ln(A) em função do tempo de redistribuição, para Areia de Duna (AD), na profundidade de 0,20 m

Figura 44 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo, de redistribuição para Areia de Duna (AD), na profundidade de 0,40 m

Figura 45 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para Areia de Duna (AD), na profundidade de 0,80 m

Figura 46 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o Nitossolo (Ni) na profundidade de 0,745 m

Figura 47 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o Nitossolo (Ni), na profundidade de 0,905 m

Figura 48 - Gráfico de Ln(A) em função do tempo de redistribuição, para o Nitossolo (Ni), na profundidade de 1,055 m

Figura 49 - Gráfico de Ln(A) em função do tempo de redistribuição, para o Nitossolo (Ni), na profundidade de 1,43 m

Figura 50 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o Nitossolo (Ni), na profundidade de 1,88 m

Figura 51 - Gráfico de $\ln(A)$ em função do tempo de redistribuição, para o Nitossolo (Ni), na profundidade de 2,03 m

Tabela 10 - Gradiente de potencial total em função do tempo de redistribuição para o Latossolo Vermelho Amarelo (LVA)

Gradiente	
Tempo (horas)	Profundidade (0,8)
1	0,89
2	0,88
3	0,88
4	0,88
5	1,13
6	0,78
7	1,52
23	2,14
47	2,14
71	2,14
119	2,4
167	2,39
215	2,4
287	2,39
359	2,52
431	2,65
510	2,14
Média	1,78
Desvio Padrão	0,709

Tabela 11 - Gradiente de potencial total em função do tempo de redistribuição para o Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata (LRam)

Gradiente	
Tempo (horas)	Profundidade (m) 0,50
12	1,127
24	1,298
36	1,366
48	1,543
60	1,534
72	1,631
84	1,629
96	1,622
144	1,586
192	1,627
240	1,576
360	1,753
480	1,367
720	1,646
Média	1,522
Desvio Padrão	0,170

Tabela 12 - Gradiente de potencial total em função do tempo de redistribuição para o Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas)

Tempo (h)	Gradiente		
	Profundidade (m)		
	0,50	0,70	0,90
12	0,793	0,779	1,080
24	0,817	0,768	1,019
36	0,802	0,752	0,978
48	0,801	0,789	0,928
60	0,790	0,843	0,836
72	0,861	0,787	0,864
84	0,814	0,787	0,908
96	0,853	0,854	0,818
144	0,724	0,793	0,819
192	0,751	0,801	0,665
240	0,831	0,604	0,720
360	0,672	0,695	0,618
480	0,558	0,690	0,866
720	0,624	0,827	0,645
Média	0,764	0,769	0,84
Desvio Padrão	0,089	0,066	0,14

Tabela 13 - Gradiente de potencial total em função do tempo de redistribuição para o Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai)

Tempo (horas)	Gradiente		
	Profundidade (m)		
	0,50	0,70	0,90
12	0,975	0,828	0,732
24	0,898	0,844	0,698
36	0,856	0,786	0,766
48	0,928	0,718	0,788
60	0,876	0,744	0,783
72	0,824	0,762	0,722
84	0,837	0,724	0,714
96	0,847	0,696	0,772
144	0,891	0,675	0,641
192	0,841	0,607	0,796
240	0,873	0,639	0,714
360	0,730	0,627	0,707
480	0,641	0,687	0,800
720	0,578	0,710	0,613
Média	0,828	0,718	0,732
Desvio Padrão	0,10	0,07	0,05

Tabela 14 - Gradiente de potencial total em função do tempo de redistribuição para Areia de Duna (AD)

Tempo (horas)	Gradiente		
	Profundidade (m)		
	0,20	0,40	0,80
0,0167	1,36		
0,0333	1,32		
0,05	1,255	1,155	
0,0667	1,22	1,14	
0,0833	1,175	1,115	
0,116	1,075	1,11	
0,1667	1,025	1,07	0,815
0,25	0,99	1,01	0,84
0,333	0,985	0,98	0,85
0,5	0,98	0,965	0,86
0,667	0,99	0,945	0,865
0,8333	0,995	0,94	0,87
1	0,99	0,945	0,87
2	0,97	0,92	0,875
3	0,98	0,915	0,88
4	0,95	0,9	0,88
5	0,945	0,895	0,885
6	0,94	0,905	0,885
12	0,915	0,92	0,885
18	0,915	0,92	0,89
24	0,92	0,935	0,89
48	0,95	0,97	0,895
72	0,97	0,99	0,9
96	0,995	0,99	0,905
120	1,01	0,995	0,91
144	1,02	0,995	0,915
168	0,97	1,02	0,915
Média	1,03	0,98	0,88
Desvio Padrão	0,123	0,07	0,02

Tabela 15 - Gradiente de potencial total em função do tempo de redistribuição para o Nitossolo (Ni)

Tempo (horas)	Gradiente					
	Profundidade (m)					
	0,74	0,905	1,055	1,43	1,88	2,03
1	1,008	1,172	1,001	1,762	0,976	0,812
4,55	1,078	1,352	1,020	2,102	0,963	0,841
7,21	1,016	1,182	1,295	2,102	0,963	0,799
16,83	1,078	1,408	1,217	2,354	0,905	0,547
30,83	1,078	1,464	1,379	2,517	0,934	0,715
46,75	1,225	1,464	1,295	2,732	0,963	0,737
49,05	1,225	1,437	1,471	2,648	0,992	0,715
57,15	1,176	1,520	1,413	2,816	0,934	0,715
75	1,127	1,577	1,491	2,901	0,934	0,672
90,97	1,274	1,520	1,491	2,943	0,934	0,715
160,8	1,127	1,577	1,727	3,195	0,905	0,630
256,8	1,225	1,633	1,962	3,279	0,934	0,757
286,35	1,274	1,690	2,001	3,321	0,905	0,631
359,9	1,274	1,802	2,080	3,363	0,963	0,715
407,38	1,372	1,802	2,159	3,363	0,905	0,715
472,85	1,274	1,858	2,276	3,447	0,905	0,757
596,15	1,470	1,915	2,433	3,405	1,022	0,799
647,48	1,422	2,027	2,348	3,538	0,934	0,757
Média	1,20	1,578	1,67	2,877	0,943	0,724
Desvio Padrão	0,133	0,238	0,462	0,537	0,03	0,072

4.3 Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água

Os dados de condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água no solo à base de volume para as diversas profundidades dos solos estudados, de acordo com a metodologia da armazenagem sem a consideração do gradiente unitário (item 3.3.2), são mostrados nas tabelas 16 a 21.

Tabela 16 - Condutividade Hidráulica K (mm.dia⁻¹) para os diversos conteúdos de água à base de volume θ (m³.m⁻³), profundidade 0,8m do Latossolo Vermelho Amarelo (LVA)

θ (m ³ . m ⁻³)	K(mm.dia ⁻¹)
0.268	218.426966
0.248	110.454545
0.241	73.6363636
0.237	55.2272727
0.233	34.4070796
0.232	41.5384615
0.228	18.2706767
0.209	3.94961398
0.205	1.93278982
0.196	1.27945242
0.196	0.68067227
0.189	0.48705935
0.19	0.37674419
0.185	0.28341084
0.181	0.21488261
0.178	0.17020531
0.177	0.17811985

Tabela 17 - Condutividade Hidráulica K (mm.dia⁻¹) para os diversos conteúdos de água à base de volume θ (m³.m⁻³) para profundidade 0,5 m do Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata (LRam)

θ (m ³ . m ⁻³)	K(mm.dia ⁻¹)
0,42	17,21896
0,397	7,47031
0,385	4,735074
0,374	3,143493
0,369	2,528677
0,364	1,982211
0,362	1,701074
0,358	1,494808
0,35	1,019561
0,344	0,745173
0,339	0,615673
0,332	0,368833
0,327	0,354803
0,32	0,196418

Tabela 18 - Condutividade Hidráulica K (mm.dia⁻¹) para os diversos conteúdos de água à base de volume θ (m³.m⁻³) e profundidades do Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas)

Profundidade (m)					
0,5		0,7		0,9	
θ	K	θ	K	θ	K
0,377	17,8956	0,38	26,70699	0,401	26,29632
0,367	8,687694	0,369	13,53976	0,383	13,93171
0,362	5,904889	0,364	9,225757	0,376	9,675207
0,357	4,429742	0,358	6,588706	0,37	7,654615
0,354	3,594271	0,355	4,934335	0,366	6,796332
0,352	2,749685	0,353	4,406689	0,363	5,475372
0,35	2,492924	0,351	3,77636	0,361	4,469269
0,349	2,080589	0,35	3,04515	0,358	4,340841
0,343	1,634831	0,343	2,186095	0,35	2,890095
0,34	1,181294	0,339	1,623758	0,344	2,668712
0,337	0,854372	0,335	1,722498	0,34	1,971744
0,333	0,704248	0,33	0,997975	0,334	1,532343
0,33	0,636245	0,328	0,75351	0,33	0,819835
0,324	0,379465	0,321	0,419358	0,322	0,73422

Tabela 19 - Condutividade Hidráulica K (mm.dia⁻¹) para os diversos conteúdos de água à base de volume θ (m³.m⁻³) e profundidades do Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado Amarelo (LRai)

Profundidade (m)					
0,5		0,7		0,9	
θ	K	θ	K	θ	K
0.43	15.17869	0.415	26.07817	0.439	40.45456
0.412	8.23872	0.397	12.80349	0.411	21.18986
0.408	5.763277	0.388	9.158253	0.402	12.87583
0.402	3.988922	0.382	7.52296	0.396	9.395002
0.399	3.377467	0.379	5.806799	0.391	7.56124
0.395	2.992336	0.374	4.723541	0.387	6.831819
0.392	2.526347	0.371	4.263124	0.384	5.918357
0.391	2.183326	0.369	3.878914	0.382	4.793556
0.384	1.384923	0.362	2.667186	0.372	3.849048
0.379	1.100072	0.357	2.225212	0.366	2.324558
0.375	0.847437	0.353	1.689088	0.361	2.072795
0.368	0.675934	0.345	1.148698	0.353	1.394622
0.364	0.577076	0.341	0.786445	0.348	0.925059
0.357	0.426484	0.335	0.506702	0.341	0.805001

Tabela 20 - Condutividade Hidráulica K (mm.dia⁻¹) para os diversos conteúdos de água à base de volume θ (m³.m⁻³) e profundidades da Areia de Duna (AD)

Profundidade (m)					
0,2		0,4		0,8	
θ	K	θ	K	θ	K
0,302	6475,05	0,315	7546,157	0,321	10641,58
0,281	4397,109	0,305	6491,401	0,31	9227,391
0,27	3590,274	0,295	5584,073	0,261	4889,008
0,259	2931,486	0,272	3949,664	0,228	3187,415
0,248	2393,581	0,24	2439,61	0,198	2160,458
0,23	1717,841	0,207	1484,37	0,184	1801,894
0,208	1145,259	0,191	1166,601	0,175	1603,472
0,183	722,459	0,172	876,3676	0,167	1445,518
0,169	558,165	0,161	742,609	0,145	1086,848
0,152	408,0386	0,154	668,3271	0,135	255,1174
0,142	339,3635	0,148	610,5998	0,128	142,9149
0,136	303,8389	0,131	92,28879	0,123	94,47542
0,131	277,0929	0,122	47,03216	0,119	67,84405
0,118	25,9137	0,116	30,00721	0,107	25,1241
0,11	13,96793	0,111	20,63405	0,101	15,28903
0,105	9,492563	0,107	15,29226	0,097	10,97926
0,102	7,528951	0,095	6,224908	0,089	5,661856
0,1	6,451119	0,089	3,971583	0,085	4,065853
0,091	3,218755	0,085	2,94341	0,084	3,742829
0,086	2,187457	0,077	1,616683	0,083	3,445468
0,083	1,734964	0,075	1,391773	0,082	3,171732
0,076	1,010282	0,074	1,291339	0,081	2,919743
0,074	0,865652	0,073	1,198152		
0,073	0,801297	0,072	1,11169		
0,073	0,801297	0,072	1,11169		
0,072	0,741727				
0,072	0,741727				

Tabela 21 - Condutividade Hidráulica K (mm.dia⁻¹) para os diversos conteúdos de água à base de volume θ (m³.m⁻³) e profundidades do Nitossolo (Ni) (continua)

Profundidade (m)					
0,745		0,905		1,055	
θ	K	θ	K	θ	K
0,4355	59,52172	0,4348	71,69582	0,4336	119,8609
0,4317	12,23285	0,4306	13,65947	0,4253	25,84495
0,4303	8,189143	0,4284	9,853816	0,4202	12,85273
0,4244	3,307157	0,4225	3,545272	0,4108	5,861094
0,4202	1,805367	0,4192	1,861552	0,4081	2,822625
0,4200	1,047466	0,4125	1,227255	0,4053	1,982208
0,4197	0,998349	0,4124	1,19151	0,4048	1,663396
0,4180	0,892518	0,4147	0,966773	0,4028	1,486129
0,4175	0,709637	0,4108	0,710393	0,3988	1,072878
0,4170	0,517614	0,4073	0,607355	0,3953	0,884532
0,4111	0,331102	0,4021	0,33134	0,3901	0,432143
0,4118	0,19075	0,4028	0,200271	0,3900	0,238149
0,4120	0,16444	0,4030	0,173624	0,3900	0,209388
0,4116	0,130834	0,4011	0,129548	0,3881	0,160291
0,4114	0,107337	0,3998	0,11445	0,3868	0,136465
0,4110	0,099582	0,3980	0,095617	0,3850	0,111478
0,4082	0,068463	0,3952	0,073595	0,3801	0,082722
0,4070	0,065189	0,3940	0,063999	0,3780	0,07893

Tabela 21 - Condutividade Hidráulica K (mm.dia^{-1}) para os diversos conteúdos de água à base de volume θ ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) e profundidades do Nitossolo (Ni) (conclusão)

Profundidade (m)					
1,43		1,88		2,03	
θ	K	θ	K	θ	K
0,4016	117,1618	0,3942	339,2467	0,3981	478,6213
0,3905	21,58413	0,3876	75,56292	0,3878	101,6059
0,3854	13,61889	0,3817	47,6968	0,3834	67,51891
0,3687	5,209039	0,3623	21,75066	0,3626	42,25903
0,3624	2,660177	0,3499	11,50284	0,3536	17,64612
0,3557	1,615825	0,3428	7,354252	0,3460	11,28947
0,3551	1,589105	0,3419	6,803438	0,3450	11,09133
0,3558	1,282358	0,3409	6,205295	0,3439	9,519332
0,3489	0,948747	0,3365	4,728435	0,3375	7,710461
0,3427	0,771028	0,3325	3,898347	0,3317	5,980322
0,3361	0,401789	0,3203	2,275933	0,3232	3,835924
0,3322	0,245117	0,3162	1,380968	0,3177	2,000906
0,3311	0,217042	0,3151	1,278378	0,3161	2,152926
0,3310	0,170547	0,3131	0,955297	0,3137	1,511614
0,3310	0,150655	0,3118	0,89858	0,3122	1,335436
0,3310	0,126632	0,3100	0,774164	0,3101	1,086671
0,3261	0,10169	0,3072	0,543794	0,3072	0,816592
0,3241	0,090092	0,3060	0,547712	0,3060	0,793588

A partir dos dados das Tabelas 16 a 21 foram elaborados os gráficos da condutividade hidráulica K em função do conteúdo de água à base de volume θ os quais podem ser vistos nas Figuras 52 a 68.

Figura 52 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o solo Latossolo Vermelho Amarelo (LVA), na profundidade de 0,8 m

Figura 53 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para Areia de Duna (AD), na profundidade de 0,20 m

Figura 54 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para Areia de Duna (AD), na profundidade de 0,40 m

Figura 55 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para Areia de Duna (AD), na profundidade de 0,80 m

Figura 56 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem #1, considerando grad $\phi_t \neq 1$ para o Nitossolo(Ni) , na profundidade de 0,745 m

Figura 57 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o Nitossolo(Ni) , na profundidade de 0,905 m

Figura 58 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o Nitossolo (Ni) , na profundidade de 1,055 m

Figura 59 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o Nitossolo (Ni), na profundidade de 1,43 m

Figura 60 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o Nitossolo(Ni) , na profundidade de 1,88 m

Figura 61 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o Nitossolo (Ni), na profundidade de 2,03 m

Figura 62 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai), na profundidade de 0,5 m

Figura 63 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai), na profundidade de 0,7 m

Figura 64 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado (LRai), na profundidade de 0,9 m

Figura 65 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas), na profundidade de 0,5 m

Figura 66 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas), na profundidade de 0,7 m

Figura 67 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro (LRas), na profundidade de 0,9 m

Figura 68 - Gráfico da condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água pela metodologia da armazenagem considerando grad $\phi_t \neq 1$, para o solo Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata (LRam), na profundidade de 0,5 m

Esses gráficos da condutividade hidráulica em função do conteúdo de água no solo representam, portanto, as funções $K(\theta)$ considerando em seu cálculo os gradientes de potencial total medidos.

Como se pode ver, as curvas possuem um comportamento exponencial, isto é, a relação entre $\ln K$ e θ é uma equação linear para todas as profundidades e solos com R^2 todos acima 0,9731. Esse fato parece ser universal para essa função determinada sob condições de campo pelo método do perfil instantâneo (HILLEL et al., 1972; LIBARDI et al., 1980). Expressando, então, as equações de ajuste das Figuras 52 a 68 na forma

$$K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)} \quad (29)$$

na qual K_0 representa o valor de condutividade hidráulica do solo e θ_0 o conteúdo de água no solo, no tempo zero de redistribuição e γ o coeficiente angular da reta $\ln K$ em função de θ , obtém-se as equações da função $K(\theta)$ para cada profundidade e solo, cujos parâmetros são apresentados na Tabela 22 para os três modelos utilizados neste trabalho. Exceção a esta linearidade ocorreu na Areia de Duna (Figuras 53, 54 e 55) para qual obtiveram-se duas equações lineares de $\ln K$ em função de θ , uma para os

Tabela 22 - Parâmetros da equação $K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)}$ para expressar a condutividade hidráulica em cada método, solo e profundidade estudadas

Solo	Prof. (m)	$\Theta_0(\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3})$	γ			$K_0(\text{mm} \cdot \text{dia}^{-1})$		
			P&P	grad=1	grad#1	P&P	grad =1	grad#1
LVA	0,80	0,2567	86,213	76,33	90,147	220,295	194,402	223,5296
Ni	0,745	0,437	228,422	222,22	229,22	60,019	59,9941	56,54
Ni	0,905	0,4393	149,925	149,253	157	70,643	84	66,481
Ni	1,055	0,4361	127,3	117,647	133,42	119,733	120	130,356
Ni	1,43	0,4053	84,937	78,74	85,895	111,57	206,4	108,641
Ni	1,88	0,4033	64,986	65,3595	63,552	344,505	331,2	314,923
Ni	2,03	0,4064	62,191	63,6943	61,952	486,302	388,8	483,0412
LRam	0,5	0,4107	45,5	42,3729	44,559	15,7645	19,4001	14,3637
LRas	0,50	0,3753	75,968	78,7402	72,99	16,387	14,199	15,8627
LRas	0,70	0,3787	67,44	69,9301	68,294	24,606	20,799	25,4634
LRas	0,90	0,3971	49,919	53,4759	46,514	30,607	28,4	25,9203
LRai	0,50	0,4265	56,06	58,1395	52,124	15,621	14,799	14,3935
LRai	0,70	0,4099	49,58	52,356	48,608	25,418	21,6	25,69
LRai	0,90	0,4294	42,38	44,247	42,817	35,906	29,61	37,8713
AD	0,20	0,3152	20,085	21,321	18,429	9196,34	11928,145	8259,262
AD	0,20	0,1286	80,729	81,967	77,251	59,068	64,345	58,77004
AD	0,40	0,3170	16,049	16,611	15,056	8171,02	9263,993	7784,286
AD	0,40	0,1315	76,23	76,923	74,899	94,608	96,4849	95,81049
AD	0,80	0,3223	13,26	12,987	12,963	11594,9	10377,305	11399,32
AD	0,80	0,144	72,84	72,463	82,782	220,464	192,8506	255,117

tempos iniciais de redistribuição (parte mais úmida) e outra para os tempos finais (parte mais seca) do processo. Evidentemente este fato foi reflexo de semelhante comportamento das relações entre θ e $\ln t$ (Figuras 2, 3 e 4) e de h e $\ln t$ (Figuras 21, 22 e 23) neste “solo”. Isto já fora observado por Libardi e Reichardt (2001) para solos de textura média a arenosos.

Pode-se observar tabela 22, que há uma tendência de a condutividade hidráulica do solo aumentar em profundidade, nos solos estudados. Resultado semelhante foi obtido por Carvalho et al. (1996) num Latossolo Roxo Distrófico e por Aragão Júnior et al. (1983) num Podzólico Vermelho-Amarelo. Já Cadima et al. (1980) em seu estudo num Latossolo Vermelho-Amarelo textura média, concluíram que a variabilidade do parâmetro condutividade hidráulica no sentido vertical foi muito pronunciada e salientam que o uso de valores médios pode trazer erros consideráveis na estimativa de fluxo de água nesse solo. Porém os mesmos autores acreditam que a variabilidade em profundidades maiores deve ser menor em função da maior homogeneidade das camadas mais profundas.

Dando ênfase ainda no problema da variabilidade espacial da condutividade hidráulica determinada sob condições de campo, Jong van Lier e Libardi (1999), constataram que as grandes diferenças ocorridas entre as repetições de determinações de $K(\theta)$, pelo método do perfil instantâneo devem-se, em menor grau às diferenças entre γ encontrados e em maior grau aos valores de K_0 e θ_0 estimados pelos seus respectivos ajustes.

Em função do procedimento descrito no item 3.4 para a comparação dos modelos, foram elaborados os gráficos de $\ln K$ (método proposto) em função de $\ln K'$ (método da armazenagem sem a consideração de gradiente unitário ou de referência) para todos os solos estudados, conforme as equações (30) e (31), os quais podem ser vistos nas Figuras 69 a 85.

Numa primeira análise, visual, destas figuras percebe-se que o método proposto se ajustou bem ao método de referência face à proximidade entre as retas (equações 30 e 31) e que o ajuste foi melhor para os valores mais elevados de condutividade que são os mais relevantes para a avaliação da drenagem interna em estudos de balanço de água no solo.

Calculando os desvios relativos entre os dois métodos (proposto e de referência) pela equação (38), obtiveram-se os valores mostrados na terceira coluna da Tabela 23 para os solos estudados. Nesta tabela, observa-se pelos valores de δ que em algumas profundidades o método proposto superestima os valores de condutividade (valores positivos de δ) e em outras subestima (valores negativos de δ). Mas nota-se que os desvios são baixos, com exceção das profundidades 0,745 m, 0,905 m e 1,05 m do Nitossolo para as quais os valores de δ foram 12%, 34,4% e 9,3% respectivamente. Provavelmente, estes maiores valores de δ notadamente na profundidade de 0,905 m deve ter relação com o horizonte textural deste solo (ver item 2.1), cuja expressão máxima ocorre nesta profundidade, o que pode ter influenciado a condução do ensaio do método no campo.

A quarta coluna da Tabela 23 mostra os valores do desvio δ do método da armazenagem considerando o gradiente de potencial total igual à unidade em relação ao método de referência (sem consideração de gradiente unitário). Observa-se que os valores de δ desta coluna são altos, a não ser nos casos nos quais o gradiente de potencial total é próximo da unidade ao longo do tempo de redistribuição com na Areia de Duna e na profundidade de 1,88 m do Nitossolo (ver Tabela 15). A comparação da segunda e terceira colunas da Tabela 23 comprova a validade do método proposto.

Voltando ao Nitossolo, se for considerado $x_m = 0$ na equação (38), que equivale a um $K' = 1$ mm/dia, um valor relativamente baixo, o δ à profundidade de 0,905 m cai de 34,4 a 7,4%.

Tabela 23 – Desvio relativo médio da condutividade dos métodos proposto, gradiente unitário e gradiente médio em relação ao método de referência

Solo	Prof. (m)	Delta		
		Px#1	=1x#1	Mx#1
LVA	0,80	7,825	22,617	-9,114
Ni	0,745	11,975	27,436	-3,021
Ni	0,905	34,390	63,716	-7,294
Ni	1,055	9,290	37,611	-13,811
Ni	1,43	5,466	77,791	-10,372
Ni	1,88	0,753	-1,409	0,796
Ni	2,03	-0,171	-9,914	0,602
LRam	0,5	7,835	62,203	-3,150
LRas	0,50	-4,930	-29,022	1,215
LRas	0,70	-0,757	-19,732	1,036
LRas	0,90	2,540	-11,286	0,278
LRai	0,50	-6,443	-21,243	0,860
LRai	0,70	-3,301	-22,026	1,225
LRai	0,90	-1,950	-17,788	0,134
AD	0,20	-2,511	-1,443	-1,926
AD	0,20	-7,749	-4,753	-6,784
AD	0,40	-0,461	0,554	0,817
AD	0,40	-2,270	-2,319	-1,447
AD	0,80	-0,073	-1,149	0,384
AD	0,80	4,095	-0,036	3,830

Figura 69 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Latossolo Vermelho Amarelo

Figura 70 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Nitossolo na profundidade de 0,74 m

Figura 71 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Nitossolo na profundidade de 0,905 m

Figura 72 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Nitossolo na profundidade de 1,055 m

Figura 73 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Nitossolo na profundidade de 1,43 m

Figura 74 - Comparao do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Nitossolo na profundidade de 1,88 m

Figura 75 - Comparao do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Nitossolo na profundidade de 2,03 m

Figura 76 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro na profundidade de 0,5 m

Figura 77 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro na profundidade de 0,7 m

Figura 78 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Latossolo Roxo ácrico com manejo de sequeiro na profundidade de 0,9 m

Figura 79 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado na profundidade de 0,5 m

Figura 80 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado na profundidade de 0,7 m

Figura 81 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Latossolo Roxo ácrico com manejo irrigado na profundidade de 0,9 m

Figura 82 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Areia de Duna na profundidade de 0,2 m

Figura 83 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Areia de Duna na profundidade de 0,4 m

Figura 84 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Areia de Duna na profundidade de 0,8 m

Figura 85 - Comparação do modelo proposto com a metodologia da armazenagem para gradiente diferente de 1 para o Latossolo Roxo ácrico com manejo de mata na profundidade de 0,5 m

Observando os dados de gradiente de potencial total (Tabelas 10 a 15), percebe-se que não são unitários, mas sua variação ao longo do tempo de redistribuição também não é alta para a maioria das profundidades. Assumindo, assim, por hipótese, que o gradiente de potencial total é o mesmo em todos os tempos (valor médio no tempo), verifica-se, facilmente, que basta dividir o valor de K_0 do modelo em que se assume gradiente unitário para obter a nova função $K(\theta)$ na forma da equação (19). Fazendo esta divisão e calculando o desvio δ da nova função (gradiente médio) em relação ao modelo de referência, obtiveram-se os valores também mostrados na Tabela 23 (quinta coluna) os quais como se pode notar foram baixos à semelhança dos desvios do modelo alternativo aqui apresentado com um pequeno aumento para profundidades do horizonte textural do Nitossolo. Esse fato mostra que o gradiente de potencial total parece não ter influência no valor do γ da equação (19). Entretanto, é importante observar que pela equação (27) esta influência também existe teoricamente no parâmetro γ . Por estes resultados nestes solos, portanto, a função $K(\theta)$ pode ser obtida simplesmente dividindo o valor de K_0 da equação 19, obtida com o modelo que assume gradiente de potencial total unitário pelo gradiente de potencial total médio ao longo do tempo de redistribuição da água.

Um ponto importante que precisa ser comentado diz respeito aos procedimentos experimentais do método do perfil instantâneo como tamanho da parcela e isolamento da parcela em profundidade, para se ter certeza de que não haja movimento de água lateral durante os processos de saturação do perfil e redistribuição da água. Nesse sentido, sugere-se como recomendação à parte experimental do método do perfil instantâneo, que a coluna de solo no campo seja delimitada em profundidade em função de uma análise prévia do perfil no que respeita a possíveis horizontes ou camadas que possam desviar o movimento da água de seu trajeto vertical.

5 CONCLUSÕES

A equação teórica proposta entre o conteúdo de água e o tempo de redistribuição no método do perfil instantâneo sem a consideração de gradiente de potencial total unitário mostrou-se válida. Por esta equação, o gradiente de potencial total pode influir tanto o valor do parâmetro γ como o do parâmetro K_0 da equação $K = K_0 \exp [\gamma(\theta - \theta_0)]$ da condutividade hidráulica do solo K em função do conteúdo de água θ , mas para os solos estudados a influência do gradiente no valor do γ foi irrelevante comparativamente à influência do gradiente no valor do K_0 .

O procedimento para o cálculo da densidade de fluxo a partir da curva da armazenagem em função do tempo de redistribuição da água é muito mais simples que o procedimento proposto por Hillel et al. (1972) para esse fim, no método do perfil instantâneo.

A utilização de um gradiente de potencial total médio ao longo do tempo de redistribuição parece ser uma opção bem simples de cálculo para a obtenção da função $K(\theta)$ a partir da função $K(\theta)$ obtida considerando gradiente de potencial total unitário.

REFERÊNCIAS

- ANGULO-JARAMILLO, R.; GAUDET, J.P.; THONY, J.L.; VAUCLIN, M. Measurement of hydraulic properties and mobile water content of a field soil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 60, p. 710–715, 1996.
- ARAGÃO JÚNIOR, T.C.A.; MAGALHÃES, C.A.; CASTRO, P.T. Determinação da condutividade hidráulica em um solo podzólico- Vermelho- Amarelo em condições de campo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 18, n. 7, p. 805-810, jul. 1983.
- BACCHI, O.O.S.; CORRENTE, J.E.; REICHARDT, K. Análise comparativa de dois métodos simplificados de determinação da condutividade hidráulica de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 15, p. 249-252, 1991.
- BELTRAN, J.M. **Drenaje agrícola**. Madrid: Iryda, 1986. v. 1, 239p.
- BEVEN, K.; GERMANN, P. Macropores and water flow in soils. **Water Resources Research**, Washington, v. 18, n. 5, p. 1311-1325, 1982.
- BOUMA, J. Measuring the conductivity of soil horizons with continuous macropores. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 46, p. 438-441, 1982.
- BRITO, A.S. **Variabilidade espacial da condutividade hidráulica e da permeabilidade ao ar em função dos conteúdos de água e ar no solo**. 2010. 143 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2010.
- BRUCKLER, L.; BERTUZZI, P. ; ANGULO-JARAMILLO, R.; RUY, S. Testing an infiltration method for estimating soil hydraulic properties in the laboratory. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 66, p. 384-395, 2002.
- BUCKINGHAM, E. **Studies on the movement of soil moisture**. Washington: USDA, 1907. 61 p. (Soils Bulletin, 38).
- BURDINE, N.T. Relative permeability calculation from size distribution data. **Transactions of the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers**, Littleton, v. 198, p. 71-78, 1953.
- 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.
- CARVALHO, L.A. **Condutividade hidráulica do solo no campo: simplificações do método do perfil instantâneo**. 2002. 89 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2002.

CARVALHO, L.G. de; SAMPAIO, S.C; SILVA, A.M. da. Determinação da condutividade hidráulica “in situ” de um Latossolo Roxo Distrófico. **Engenharia Rural**, Piracicaba, v. 7, p. 1-97, dez. 1996.

CHILDS, E.C.; COLLIS-GEORGE, N. The permeability of porous materials. **Proceedings Royal Society**, London, v. 201, p. 392-405, 1950.

CHO, T.; NOMURA, Y.; YANO, T.; SKIKASSHO, S.; INOUE, M. **The use of nêutron moisture meter in studies of soil water regimes – water management in a sand dune area**. Tottory: Tottori University, Faculty of Agriculture, 1977. 48 p.

CINTRA, F.L.D. **Disponibilidade de água no solo para porta-enxertos de citros em ecossistema de tabuleiro costeiro**. 1997. 90p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1997.

CRUCIANI, D.E. **A drenagem na agricultura**. 2. ed. São Paulo: Nobel, 1983. 337 p.

DANE, J.H.; PUCKETT, W.E. Field soil hydraulic properties based on physical and mineralogical information. In: VAN GENUCHTEN, M.T.; LEJI, F.J.; LUND, L.J. (Ed.). **Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils**. Riverside: University of California, 1992. p. 389-403.

DANIEL, D.E. **In situ hydraulic tests for compacted clays**. Hydraulic Conductivity and Waste Contaminant Transport in Soil, ASTM STP 1142. Philadelphia, 1994. p. 30-78.

DARCY, H. **Les fontaines publiques de la Ville de Dijon**. Paris: Victor Dalmont, 1856. 647p.

DAVIDSON, J.M.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. The measurement and description of water flow through Columbus Silt Loam and Hesperia Sandy Loam. **Hilgardia**, Berkeley, v. 34, n. 15, p. 601-617, 1963.

ELLIES, A.; GREZ, R.; RAMIREZ, C. La conductividad hidráulica en fase saturada como herramienta par el diagnostico de la estructura del suelo. **Agro Sur**, Valdivia, v. 5, p. 51-56, 1997.

FALLEIROS, M.C.; PORTEZAN, O.; OLIVEIRA, J.C.M.; BACCHI, O.O.S.; REICHARDT, K. Spatial and temporal variability of soil hydraulic conductivity in relation to soil water redistribution, using an exponential model. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 45, p. 279- 285, 1998.

FERREIRA, P.A. **Drenagem**. Brasília: ABEAS, 1987. 86 p. (Curso de Engenharia de Irrigação. Módulo 11).

FREDLUND, D.G.; XING, A.; HUANG, S. Predicting the permeability functions for unsaturated soil using the soil-water characteristic curve. **Canadian Geotechnical Journal**, Ottawa, v. 31, n. 4, p. 533 - 546, 1994.

FUENTES C. **Approche fractale des transferts hydriques dans les sols non-saturés**. 1992. 267 p. Thèse (Doctorat) - Université Joseph Fourier de Grenoble, Grenoble, 1992.

FUENTES, C.; BRAMBILA, F.; VAUCLIN, M.; PARLANGE, J.Y.; HAVERKAMP, R. Modelación fractal de la conductividad hidráulica de los suelos no saturados. **Ingeniería. Hidráulica**, México, v. 16, p. 119-137, 2001.

GARDNER, W.R. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. **Soil Science**, Baltimore, v. 85, p. 228-232, 1958.

GLOBUS, A.M.; GEE, G. W. Method to estimate water diffusivity and hydraulic conductivity of moderately dry soil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 59, p. 684-689, 1995.

GONÇALVES, R.A.B.; FOLEGATTI, M.V.; GLOAGUEN, T. V.; MONTES, C. R.; LIBARDI, P.L.; LUCAS, Y. Método alternativo para determinar da condutividade hidráulica em solo irrigado com águas residuárias. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 9, p. 1-5, 2005. Suplemento.

GREEN, R.E.; COREY, J.C. Calculation of hydraulic conductivity: a further evaluation of some predictive methods. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 35, p. 3-8, 1971.

GREEN, R.E.; AHUJA, L.R.; CHONG, S.K. Hydraulic conductivity, diffusivity and sorptivity of unsaturated soils: field methods. In: KLUTE, A. (Ed.) **Methods of soil analysis**. Madison: Soil Science Society of America, 1986. pt. 1 : Physical and mineralogical methods. chap. 30, p. 771-798.

HILLEL, D. **Soil water**: physical principles and processes. New York: Academic Press, 1971.

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.

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.

JACKSON, R.D. Water vapor diffusion in relatively dry soil. I. Theoretical considerations and sorption experiments. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 28, p. 172-175, 1964.

JAYNES, D.B.; TYLER, E.J. Using soil physical properties to estimate hydraulic conductivity. **Soil Science**, Baltimore, v. 138, n. 4, p. 298-305, 1984.

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.

KAMRA, S.K.; RAO, K.V.G.K. Selection of representative hydraulic conductivity value for drainage system design. **Irrigation and Power**, New Delhi, v. 42, n. 4, p. 355-359, 1985.

KLEIN, V. A. **Propriedades físico-hídrico-mecânicas de um latossolo roxo, sob diferentes sistemas de uso**. 1998. 150 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1998.

KLUTE, A. The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. **Soil Science**, Baltimore, v. 113, p. 264-276, 1972.

LIBARDI, P.L. **Determinação da condutância hidráulica e da pressão de borbulhamento de cápsulas porosas para tensiômetros**. Piracicaba: ESALQ, 1999. 1 v. (Nota de aula).

_____. **Dinâmica da água no solo**. Piracicaba: O autor, 2000. 509 p.

LIBARDI, P.L.; MELO FILHO, J.F. Análise exploratória e variabilidade dos parâmetros da equação da condutividade hidráulica, em um experimento de perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 30, p. 197-206, 2006.

LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Simple field methods for estimating hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, p. 3-7, 1980.

MARINHO, F.A.M. **Os solos não saturados: aspectos teóricos, experimentais e aplicados**. São Paulo: USP, 2005. 200 p.

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. 26, p. 567-577, 2002.

MARSHALL, T.J. A relation between permeability and size distribution of pores. **Journal Soil Science**, Philadelphia, v. 9, n. 1, p. 1-8, 1958.

MARTINS, M.V. **Influência da distância de instalação de tensiômetros no campo para o cálculo do gradiente de potencial total no método do perfil instantâneo**. 2009. 77 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Planta) – Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2009.

MELO, F.B.; COELHO, M.A.H.; FERREIRA, F.F. Efeitos do gesso e da concentração salina da água na condutividade hidráulica do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 12, p. 89-92, 1988.

MILLAR, A.A. **Drenagem de terras agrícolas: bases agronômicas**. São Paulo: Editerra, 1988. 306 p.

MILLER, E.E.; MILLER, R.D. Physical theory for capillary flow phenomena. **Journal Applied Physics**, Boston, v. 27, n. 4, p. 324-332, 1956.

MILLINGTON, R.J.; QUIRK, J.P. Permeability of porous solids. **Transactions Faraday Society**, London, v. 37, p. 1200-1206, 1961.

MITCHELL, J.K. **Fundamentals of soil behavior**. 2nd ed. New York: John Wiley, 1993. 435 p.

MOHRATH, D.; BRUCKLER, L.; BERTUZZI, P.; GAUDU, J.C.; BOURLET, M. Error analysis of an evaporation method for determining hydrodynamic properties in unsaturated soil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 61, p. 725-735, 1997.

MONIZ, A.C.; JACKSON, M.L. **Quantitative mineralogical analysis of Brazilian soils derived from basic rocks and slate**. Madison: University of Wisconsin, Soil Science Dept., 1967. (Report, 212).

MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Research Resources**, Washington, v. 12, p. 513-522, 1976.

NDIAYE, B.; ESTEVES, M.; LAPETITE, J.M.; VANDERVAERE, J.P.; VAUCLIN, M. Evaporation method to estimate hydrodynamic properties in cultivated soils. **Journal des Sciences Pour l'Ingénieur**, Dakar, v. 4, p. 23-29, 2004.

OGATA, G.; RICHARDS, L.A. Water content changes following irrigation of bare-field soil that is protected from evaporation. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 21, p. 355-356, 1957.

PAULETTO, E.A. **Determinação da condutividade hidráulica de solos a partir da curva de retenção de água**. 1986. 133 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba.

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.

PIMENTA, H.S. **Efeito do sódio trocável, da concentração salina e da relação de adsorção de sódio na condutividade hidráulica de um solo aluvial**. 1991. 95 p. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba.

PINTO, J.S. **Estudo da condutividade Hidráulica de solos para disposição de resíduos sólidos na região de Santa Maria**. 2005. 154 p. Dissertação (Mestrado em Construção Civil e Preservação Ambiental) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2005.

PREVEDELLO, C.L. **Teoria do fluxo da água em solos não saturados: novos conceitos e aplicações**. 1987. 264 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1987.

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.

QUEIROZ, J.E. **Parâmetros hidrodinâmicos de um solo de várzea para fins de drenagem subterrânea**. 1995. 167 p. Tese (Doutorado em Irrigação e Drenagem) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1995.

RANZANI, G.; FREIRE, O.; KINJO, T. **Carta de solos do município de Piracicaba**. Piracicaba: ESALQ, Centro de Estudos de Solos, 1966. 85 p.

RAWLS, W.J.; AHUJA, L.R.; BRAKENSIEK, D.L. Estimating soil hydraulic properties from soil data. In: VAN GENUCHTEN, M.T.; LEJI, F.J.; LUND, L.J. (Ed.). **Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils**. Riverside: University of California, 1992. p. 329 - 340.

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

REICHARDT, K.; LIBARDI, P.L.; NIELSEN, D.R. Unsaturated hydraulic conductivity determination by a scaling technique. **Soil Science**, Baltimore, v. 160, n. 3, p. 165-168, 1975.

RICHARDS, L.A. Capillary conduction of liquids in porous medium. **Physics**, London, v. 1, p. 381 – 333, 1931.

RICHARDS, L.A.; GARDNER, M.W.R.; OGATA, G. Physical processes determining water loss from soil. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 20, p. 310-314, 1956.

RICHARDS, S.J.; WEEKS, L.V. Capillary conductivity values from moisture yield and tension measurements on soil columns. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 17, p. 206-208, 1953.

SÃO MATEUS, M.S.C. **Determinação em laboratório da condutividade hidráulica de solos não saturados**. 1994. 186 p. Dissertação (Mestrado em Geotecnia) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 1994.

SILVA, E.B.; LIBARDI, P.L. Propriedades hidráulicas de um solo não saturado utilizando-se o permeametro a disco. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 57, n. 3, p. 525-529, 2000.

SISSON, J.B.; FERGUSON, A.H.; VAN GENUCHTEN, M.T. Simple method for predicting drainage from field plots. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, p. 1147-1152, 1980.

STOLTE, J.; FREIJER, J.L.; BOUTEN, W.; DIRKSEN, C.; HALBERTSMA, J.M.; VAN DAM, J.C.; VAN DEN BERG, J.A.; VEERMAN, G.J.; WOSTEN, J.H.M. Comparison of six methods to determine unsaturated soil hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 58, p. 1596–1603, 1994.

TAMARI, S.; BRUCKLER, L.; HALBERTSMA, J.; CHADOEUF, J. A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 57, p. 642–651, 1993.

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

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

VAN GENUCHTEN, M.T.; NIELSEN, D.R. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. **Annales Geophysicae**, Paris, v. 3, n. 5, p. 615-628, 1985.

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

WENDROTH, O.; EHLERS, W.; HOPMANS, J.W.; KAGE, H.; HALBERTSMA, J.; WÖSTEN, J.H. Reevaluation of the evaporation method for determining hydraulic functions in unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 57, p. 1436–1443, 1993.