UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENERGIA NUCLEAR

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM TECNOLOGIAS ENERGÉTICAS E NUCLEARES

AVALIAÇÃO DAS PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS DO SOLO PARA A ESTIMATIVA DA RECARGA DO AQÜÍFERO

Josilene Iara Vicente de Paula

RECIFE – PERNAMBUCO - BRASIL

JOSILENE IARA VICENTE DE PAULA

AVALIAÇÃO DAS PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS DO SOLO PARA A ESTIMATIVA DA RECARGA DO AQÜÍFERO

Dissertação submetida ao curso de Mestrado do programa de pós-graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares, do Departamento de Energia Nuclear, da Universidade Federal de Pernambuco, para obtenção do título de Mestre em Tecnologias Energéticas e Nucleares, Área de concentração: Aplicação de radioisótopos / Física do Solo.

ORIENTADOR: JAIME JOAQUIM DA SILVA PEREIRA CABRAL
CO-ORIENTADORA: EDVANE BORGES DA SILVA

RECIFE – PERNAMBUCO - BRASIL
JULHO DE 2005

Paula, Josilene Iara Vicente de

Avaliação das propriedades hidrodinâmicas do solo para a estimativa da recarga do aqüífero / Josilene Iara Vicente de Paula. – Recife : O Autor, 2005.

vii, 67 folhas : il., fig., graf., tab.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Tecnologias Energéticas e Nucleares, 2005.

Inclui bibliografia.

1. Solos – Análise física. 2. Solos – Caracterização hidrodinâmica. 3. Drenagem interna. Aqüífero – Recarga I. Título.

631.425 CDU (2.ed.) UFPE
631.43 CDD (22.ed.) BC2005-450

AVALIAÇÃO DAS PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS DO SOLO PARA ESTIMATIVA DA RECARGA DO AQUÍFERO

Josilene Iara Vicente de Paula

APROVADA EM: 15.07.2005

ORIENTADOR : Prof. Dr. Jaime Joaquim da Silva Pereira Cabral
CO-ORIENTADORA : Profa. Dra. Edvane Borges da Silva

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. André Maciel Netto – DEN/UFPE

Prof. Dr. José Romualdo de Sousa Lima – DSER-CCA/UFPB

Prof. Dr. Tarciso Cabral da Silva – DEC/UFPB

Visto e permitida a impressão

Coordenador do PROTEN/DEN/UFPE

À minha família, ofereço

Ao meu esposo, Leonardo,

Dedico.

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Jaime Cabral pela oportunidade oferecida e orientação nesse trabalho.

À pesquisadora Edvane Borges, co-orientadora e amiga, e pela imensa ajuda durante todo o desenvolvimento desse trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de estudo concedida.

Aos funcionários Antônio Marques e Ricardo Paixão pela inestimável ajuda nos trabalhos de campo.

A todos os funcionários e funcionárias do DEN e do Laboratório de Hidráulica que, de uma forma ou de outra, me ajudaram durante esses meses, em especial as Secretárias Magali, Suely e Walquiria pela ajuda e "quebras de galho".

Aos colegas do Laboratório de Hidráulica, em especial Guilherme Peplau, Tereza Dutra e Vaneza Freitas por serem companheiros em essência, graças a vocês, só encontrei amizade e disponibilidade nesse nosso local de trabalho e agradeço de forma particular a Anderson Paiva por sua presteza e imensa ajuda que sempre me brindou.

Aos colegas do DEN: Ioneide Souza, Eduardo Souza, Romualdo pelo ótimo convívio durante todo o trabalho e em especial a minha grande amiga Mônica Milfont pela força e incentivo nas horas mais difíceis. Agradeço também a Willames Soares que sempre esteve disposto a ajudar e trocar idéias na elaboração desse trabalho.

Aos meus sogros e cunhados pela eterna torcida.

Aos meus pais pelo imenso esforço e sacrifício que sempre fizeram para me dar uma boa educação, e pelo exemplo de força de vontade que demonstraram durante toda minha vida. Sem vocês eu não estaria aqui.

A meus irmãos, tesouros de minha vida, agradeço por existirem e serem o que são. Cada um me dá força e exemplo, de maneiras próprias, pra que eu siga sempre em frente.

E de forma muito especial agradeço a meu melhor amigo, companheiro de todas as horas e marido Leo, você que sempre acreditou que eu conseguiria, até mesmo antes de mim. Que sempre me incentivou e deu forças, nunca conseguiria sem sua ajuda e companheirismo. Acho que você, mais do que ninguém, sabe do valor da realização desse trabalho. E da imensa vitória que isso representa na minha vida, essa vitória não é minha, é NOSSA.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS iii

LISTA DE TABELAS v

LISTA DE SÍMBOLOS vi

RESUMO vii

ABSTRACT viii

1. INTRODUÇÃO 1

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO DE LITERATURA 3

2.1. O solo 3

2.2. Equação da Continuidade 4

2.3. Equação de Richards 6

2.4. Propriedades hidrodinâmicas do solo 6

2.4.1. Curva de retenção de água no solo 6

2.4.2. Condutividade Hidráulica 8

2.5. Métodos de determinação das propriedades hidrodinâmicas 9

2.5.1. Métodos de Laboratório 9

2.5.2. Métodos de Campo 12

2.5.3. Outros Métodos 16

2.5.4. Funções hidropedológicas 18

2.6. Movimento da água no solo – Potencial da água no solo 19

2.7. Infiltração da água no solo 19

2.7.1. Escalas características 23

2.8. Recarga 24

3.0. MATERIAIS E MÉTODOS 28

3.1. Caracterização da área e realização dos experimentos 28

3.2. Coleta de amostras de solo 28

3.3. Determinação das propriedades hidrodinâmicas do solo h(θ) e K(θ) 30

3.3.1. Curva de retenção da água no solo h(θ) 30

3.3.2. Curva de condutividade hidráulica K(θ) 31

3.3.3. Condutividade hidráulica saturada – Ensaios de Infiltração 31
3.4. Monitoramento da umidade do solo no campo 33
3.4.1. Calibração da sonda de nêutrons 33
3.4.2. Monitoramento da umidade do solo 34
3.4.3. Armazenamento acumulado de água 35
3.5. Acompanhamento do nível do lençol freático e da pluviometria 35
3.6. Estimativa da recarga 37
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO 39
4.1. Calibração da sonda de nêutrons 40
4.2. Condutividade Hidráulica Saturada 40
4.3. Análise das características hidrodinâmicas, K(θ) e h(θ), do perfil de solo estudado 42
4.4. Armazenamento de Água no Perfil do Solo Estudado 45
4.4.1. Variação de umidade no período monitorado (janeiro a março de 2004) 45
4.5. Armazenamento acumulado de água no tempo 54
4.6. Estimativa da recarga 55
4.7. Monitoramento do lençol freático 58
5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES 61
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 62

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Esquema de um volume elementar representativo VER do solo para representar a conservação de massa. 5
Figura 2 - Histerese na curva de retenção (Kabat & Beekma, 1994). 7
Figura 3 - Curva de retenção de diferentes tipos de solo (Braun & Kruijine, 1994) (pF= log |h|, h em cm). 7
Figura 4– Permeâmetro de carga constante (Libardi, 2000). 10
Figura 5– Esquema de aparato de coluna pequena (Libardi, 2000). 11
Figura 6- Esquema permeâmetro de disco.(Borges, 1995) 16
Figura 7 - Fases do peneiramento. (a) Agitação, (b) frações já separadas, (c) e pesagem de cada fração 29
Figura 8 – Diagrama para a determinação da classe textural proposto pelo USDA e adaptado pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. 30
Figura 9 - Infiltrômetro a simples anel instalado no campo e ensaio de infiltração. 32
Figura 10 – Amostragem de solo para calibração da sonda de nêutrons. 34
Figura 11 - Foto da sonda e o uso do defletor de parafina. 34
Figura 12 - Medidor de nível do lençol freático. 36
Figura 13 - Visualização parcial da parcela experimental, com pluviômetro e central de dados. 36
Figura 14 - Curva de calibração da sonda de nêutrons. 40
Figura 15 - Curvas de retenção de água no solo, ajustadas e experimentais, para o solo estudado. Profundidades de 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140 e 160 cm. 43
Figura 16 - Curvas de retenção da água. Médias das curvas ajustadas segundo os comportamentos de retenção observados em experimentos de laboratório. CH é a abreviação para o comportamento hidrodinâmico. 43
Figura 17 - Curvas de condutividade hidráulica em função das umidades para as profundidades do solo estudado. Profundidades de 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140 e 160 cm. 44
Figura 18 - Curvas de condutividades hidráulicas para os quatro comportamentos hidrodinâmicos observados. 44

Figura 19 - Variação da umidade volumétrica e da precipitação em função do tempo nas camadas estudadas durante o período monitorado de janeiro a março de 2004. 46
Figura 20 – Variação da umidade volumétrica e da precipitação pluvial em função do tempo nas camadas de 20 a 80 cm. 47
Figura 21 – Variação da umidade volumétrica e da precipitação pluvial em função do tempo nas camadas de 100 a 160 cm. 47
Figura 22 - Variação da umidade volumétrica e da precipitação em função do tempo nas camadas de 20 a 80 cm no mês de janeiro. 49
Figura 23 - Variação da umidade volumétrica e da precipitação em função do tempo nas camadas de 100 a 160 cm no mês de janeiro. 49
Figura 24 - Variação da umidade volumétrica e da precipitação em função do tempo nas camadas de 20 a 80 cm no mês de fevereiro. 51
Figura 25 - Variação da umidade volumétrica e da precipitação em função do tempo nas camadas de 100 a 160 cm no mês de fevereiro. 51
Figura 26 – Variação da umidade volumétrica da precipitação em função do tempo nas camadas de 20 a 80 cm no mês de março. 53
Figura 27 – Variação da umidade volumétrica da precipitação em função do tempo nas camadas de 100 a 160 cm no mês de março. 53
Figura 28 – Armazenamento acumulado de água no solo. Cada linha indica o volume de água acumulado no volume de solo que vai da profundidade indicada até a superfície do terreno. 54
Figura 29 - Drenagem nas camadas estudadas durante o período estudado. 57
Figura 30 - Variação do nível freático em função do tempo durante todo o período monitorado, janeiro a março de 2004. 59
Figura 31 - Variação do nível freático e da precipitação em função do tempo durante o mês de janeiro. 60
Figura 32 - Variação do nível freático e da precipitação em função do tempo durante o mês de fevereiro. 60
Figura 33 - Variação do nível freático e da precipitação em função do tempo durante o mês de março. 60

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Profundidades em que foram realizados os ensaios de infiltração, de acordo com a classe textural da camada. 32

Tabela 2 – Valores de massa específica, granulometria e classificação textural do solo estudado. 39

Tabela 3 – Variação de umidade, sorvidade, condutividade hidráulica saturada e tempos característicos para os ensaios de infiltrações nas camadas do solo estudado. Resultados referentes a uma média de três repetições. 41

Tabela 4 – Variação do armazenamento de água nas camadas entre os dias 05/01 e 31/03 e diferença entre os armazenamentos entre as camadas consecutivas. 55

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Dimensão
g	Aceleração da gravidade	$L.T^{-2}$
H	Potencial total	L
h	Potencial matricial do solo	L
h_b	Pressão de borbulhamento	L
h_z	Potencial gravitacional	L
K	Condutividade hidráulica	$L.T^{-1}$
K_0	Condutividade hidráulica inicial	$L.T^{-1}$
K_s	Condutividade hidráulica saturada	$L.T^{-1}$
L	Comprimento	L
m	Parâmetro de forma da curva de retenção	Adimensional
n	Parâmetro de forma da curva de retenção	Adimensional
Q	Densidade de fluxo	$L.T^{-1}$
R	Raio	L
S	Sorvidade	$L.\ T^{-1/2}$
Se	Saturação efetiva	Adimensional
t	Tempo	T
z	Espessura da camada de solo	L
α	Parâmetro de ajuste	Adimensional
β	Constante	Adimensional
γ	Parâmetro	Adimensional
ρ_a	Massa específica do solo	$M.L^{-3}$
ρ_p	Massa específica das partículas	$M.L^{-3}$
θ_i	Umidade volumétrica inicial	$L^3.L^{-3}$
θ_f	Umidade volumétrica final	$L^3.L^{-3}$
θ_r	Umidade volumétrica residual	$L^3.L^{-3}$
θ_s	Umidade volumétrica saturada	$L^3.L^{-3}$
θ	Umidade Volumétrica	$L^3.L^{-3}$

AVALIAÇÃO DAS PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS DO SOLO PARA A ESTIMATIVA DA RECARGA DO AQÜÍFERO

Josilene Iara Vicente de Paula

Prof. Orientador: Jaime Joaquim da Silva Pereira Cabral
Prof. Co-orientador: Edvane Borges da Silva

RESUMO

O aumento da demanda de água associado com o crescimento populacional tem despertado a consciência da população com respeito à importância do manejo desse limitado recurso natural. Além disso, também tem sido observado que os reservatórios de água subterrânea e as fontes de água de superfície estão conectados uns aos outros, e que o uso de um pode afetar o outro. A maior parte das formações aqüíferas é alimentada direta ou indiretamente pela infiltração de águas pluviais e tem sido observado que o sucesso da estimativa da recarga do aqüífero depende, em primeiro lugar, da identificação dos prováveis mecanismos de fluxo e das características hidrodinâmicas do solo que influenciam a recarga em uma dada localidade. No estudo do movimento da água, é de fundamental importância conhecer as propriedades hidrodinâmicas, tais como curva de retenção, $h(\theta)$, e a curva de condutividade hidráulica, $K(\theta)$, que condicionam o movimento de água pelo solo. Estes parâmetros podem ser obtidos a partir de experimentos de campo e laboratório. O presente trabalho teve como objetivo realizar a caracterização hidrodinâmica através de experimentos de campo e de laboratório como subsídio para a avaliação da recarga do aqüífero em uma dada região. Um perfil de solo foi monitorado para a obtenção dos perfis de umidade a 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140 e 160 cm. Também foram monitorados a pluviometria, o nível do lençol freático e foram realizados ensaios de infiltração. No laboratório foram obtidas as curvas de retenção para cada profundidade, as quais foram ajustadas pela equação de van Genuchten. As curvas de $K(\theta)$ foram obtidas a partir da equação de Brooks & Corey. O solo apresentou-se heterogêneo em relação a sua granulometria, variando de franco argiloso a areia franca ao longo do perfil. A camada 100-120 cm apresentou baixos valores de condutividade hidráulica saturada e alta capacidade de retenção, indicando uma provável camada de impedimento. De acordo com a observação do comportamento do nível freático (NF), dos perfis de umidade durante o período monitorado e das características hidrodinâmicas observadas no perfil, pode-se concluir que as variações no NF não são exclusivamente decorrentes da percolação vertical da água através do perfil do solo. As variações observadas nos níveis freáticos durante o período monitorado deve-se a contribuições devido à presença de caminhos preferenciais no solo ou à outras contribuições, como o escoamento da água através do espaço entre o piezômetro e o solo.

EVALUATION OF HYDRODYNAMICS PROPERTIES OF SOIL FOR AQUIFER RECHARGE ESTIMATIVE

ABSTRACT

The increase of the water demand associated with the population growth has awaked to the conscience of the population with respect to the importance of the handling of this limited natural resources. Moreover, also it has been observed that the groundwater reservoirs and the surface water sources are connected ones to the others, and that the use of one can affect the other. Most of the water-bearing formations is fed direct or indirectly by the pluvial water infiltration and has been observed that the success of the estimative of the recharge of the water-bearing one depends, in first place, of the identification of the probable mechanisms of flow and the hydrodynamic characteristics of the ground that influence the recharge in one given locality. In the study of the movement of the water, it is of basic importance to know the hydrodynamic properties, such as arched of retention, $h(\theta)$, and the curve of hydraulic conductivity, $K(\theta)$, that condition the water movement for the ground. These parameters can be gotten from field experiments and laboratory. The present work had as objective to carry through the characterization hydrodynamics through laboratory and field experiments as subsidy for the evaluation of the recharge of the water-bearing one in a given region. A profile of soil was monitored for the attainment of the humidity profiles at depths 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140 and 160 cm. Also the rain precipitation and the water table had been monitored and infiltration tests had been carried out. In the laboratory the retention curves for each depth had been gotten, which had been adjusted by the equation of van Genuchten. The curves of $K(\theta)$ had been gotten from the equation of Brooks & Corey. The soil has a heterogeneous grain size distribution, raging from argillaceous loam to sand through the profile. The layer 100-120 cm presented low values of saturated hydraulic conductivity and high retention capacity, indicating a probable layer of impediment. From the monitoring of water table, humidity profiles and hydrodynamic characteristics, it can be concluded that the changes in water table were not exclusively a consequence of the vertical flow of water through the profile. The changes observed are a consequence of the presence of preferential paths in the soil profile or other contributions, such as water flow between the piezometer and the soil.

1. INTRODUÇÃO

O aumento da demanda de água associado com o crescimento populacional tem despertado a consciência da população com respeito à importância do manejo do limitado recurso natural que é a água. Além disso, também tem sido observado que reservatórios de água subterrânea e as fontes de água de superfície estão conectados uns aos outros, e que o uso de um pode afetar a quantidade e a qualidade do outro. Estes aspectos têm sido observados por diversos autores em vários países e foi enfatizado por Moench & Barlow (2000).

Historicamente, os profissionais da área de hidrogeologia têm dedicado pouca atenção às camadas não saturadas do solo, tendo em geral se empenhado no estudo apenas das camadas saturadas para a análise da capacidade de armazenamento e transporte de aqüíferos e cálculo das vazões de explotação. No entanto, nos últimos anos esta tendência vem mudando e atualmente existe uma maior conscientização da importância da zona não saturada do solo, tanto para a recarga dos aqüíferos como para o controle da poluição e preservação da qualidade da água subterrânea.

A maior parte das formações aqüíferas é alimentada direta ou indiretamente pela infiltração de águas pluviais. Hidrogramas de poços de observação monitorados por longos períodos pelo U.S. Geological Survey, dos Estados Unidos, e por outras agências de monitoramento, em outras partes do mundo, mostram que as camadas hidrogelógicas recebem recarga pela zona não saturada, de forma contínua e intermitente (Driscol, 1986).

Lerner et al. (1990) afirmam que o sucesso da estimativa da recarga depende, em primeiro lugar, da identificação dos prováveis mecanismos de fluxo e das características hidrodinâmicas do solo que influenciam a recarga em uma dada localidade. Scanlon et al. (2002) mencionam que a primeira fase de avaliação da recarga aqüífera depende da disponibilidade de informação relativa a diversos parâmetros do sistema, como dados climáticos, hidrológicos, e os parâmetros físicos e hidrodinâmicos relacionados ao solo. De fato, em todo estudo de recarga é necessário o conhecimento da região de

interesse. Os dados necessários podem ser obtidos dentro do atual projeto de estudo ou de estudos anteriores.

No estudo do movimento da água no solo, é de fundamental importância conhecer as propriedades físicas e hidrodinâmicas, tais como curva de retenção, $h(\theta)$, e a curva de condutividade hidráulica, $K(\theta)$, que condicionam a condução e o armazenamento de água pelo solo. Estes parâmetros podem ser obtidos a partir de experimentos de campo, laboratório ou a partir de ajustes de equações, utilizando modelos já consagrados, tais como os de van Genuchten (1980) e Brooks & Corey (1964).

O objetivo do presente trabalho foi realizar a caracterização das propriedades hidrodinâmicas de um solo, através de experimentos de campo e de laboratório de tal forma que se obtenha subsídios para se avaliar de que forma ocorre a recarga do aqüífero no solo estudado.

Como objetivos específicos do trabalho realizado podem ser citados: a elaboração das curvas de retenção, a realização dos ensaios de infiltração, elaboração das curvas de condutividade em função da umidade e o monitoramento da precipitação pluviométrica, da umidade do solo e do nível freático.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO DE LITERATURA

2.1. O solo

O solo é um sistema multicomponente, constituído pelas fases sólida, líquida e gasosa. A fase sólida é composta de partículas sólidas minerais, provenientes da rocha a partir da qual o solo se formou, e pela matéria orgânica, proveniente de resíduos vegetais e animais em diferentes estágios de decomposição. A fase líquida é constituída da solução do solo que se compõe de água, sais minerais e matéria coloidal em suspensão. A fase gasosa refere-se ao ar do solo; sua constituição difere um pouco da atmosférica pois, em geral, a quantidade de O_2 encontrada no solo é menor do que aquela encontrada no ar atmosférico, ao passo que a quantidade de CO_2 é maior, devido às atividades biológicas que ocorrem (Reichardt, 1985).

No estudo do movimento da água, é de fundamental importância conhecer as propriedades físicas e hídricas que estão relacionadas aos processos ou reações que ocorrem no solo, sendo as mesmas específicas para cada tipo de solo. Como propriedades físicas do solo pode-se citar a textura, estrutura, além daquelas obtidas a partir das relações massa-volume do solo, tais como massa específica, porosidade e umidade.

A equação que descreve o fluxo da água no solo saturado recebe o nome de Darcy, e tem a seguinte forma:

$$q = -K_s \frac{\partial H}{\partial z} \tag{1}$$

sendo, q a densidade de fluxo; K_s, a condutividade hidráulica do meio saturado; H o potencial total da água no solo e z a coordenada de posição.

A equação de Darcy foi desenvolvida para meios saturados, no entanto, nos vários processos pertencentes ao ciclo hidrológico e aos problemas relacionados com

irrigação, ecologia de plantas, etc, incluindo-se os processos de infiltração, redistribuição e evaporação da água pelos solos, a dinâmica da água ocorre em solos não saturados (Prevedello, 1996).

A primeira modificação na equação de Darcy sugere que a condutividade em meios não saturados não é constante e sim uma função da umidade do solo. Buckingham considerou este aspecto e apresentou a seguinte equação de densidade de fluxo em solo não saturado:

$$q = -K(\theta)\frac{\partial H}{\partial z} \qquad (2)$$

sendo, $K(\theta)$ a condutividade hidráulica em função da umidade (θ).

2.2. Equação da Continuidade

As equações anteriormente citadas, apenas definem a densidade de fluxo em condições de regime estacionário. No entanto, na maioria das situações da natureza, o movimento da água ocorre em condições transientes. Para descrever situações transientes, utiliza-se a equação da continuidade (Libardi, 2000).

A equação da continuidade expressa o princípio da conservação da massa de água contida em um volume elementar representativo (VER) de solo. O volume de água, por unidade de tempo, que entra em um dado VER do solo, pode ser decomposto nas três direções ortogonais x, y e z (Figura 1).

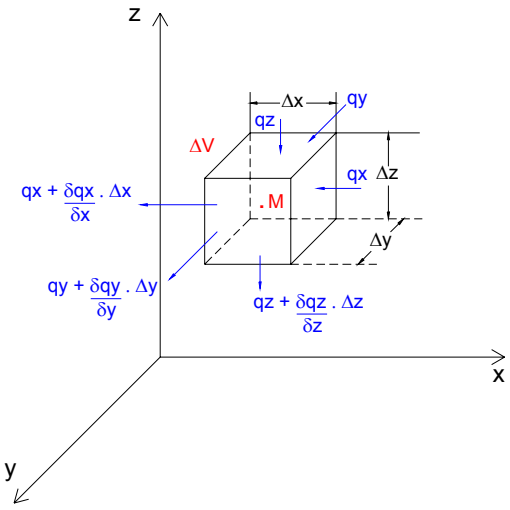


Figura 1 – Esquema de um volume elementar representativo VER do solo para representar a conservação de massa.

Desta forma, a equação da continuidade pode ser expressa como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\left[\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z}\right] \tag{3}$$

Considerando o fluxo apenas na direção vertical, a equação será escrita da seguinte forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\left[\frac{\partial q_z}{\partial z}\right] \tag{4}$$

Esta equação, de maneira prática, quer dizer que a variação no armazenamento, num certo intervalo de tempo, em um determinado comprimento do solo, é determinada pela diferença entre a densidade de fluxo que entra e a densidade de fluxo que sai do sistema considerado.

2.3. Equação de Richards

Richards (1931) combinou a equação de Darcy com a equação da continuidade para descrever o movimento da água no solo em condições de não saturação. Sua equação ficou conhecida como equação de Richards e pode ser escrita como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[K(\theta).\left(\frac{\partial H}{\partial z} \right) \right] \quad (5)$$

sendo $\frac{\partial H}{\partial z}$ o gradiente de potencial total da água na direção vertical.

2.4. Propriedades hidrodinâmicas do solo

As propriedades hidrodinâmicas, curva de retenção, h(θ), e curva de condutividade hidráulica, K(θ), condicionam a condução e o armazenamento de água pelo solo, uma vez que permitem quantificar a disponibilidade de água nos solos.

2.4.1. Curva de retenção de água no solo

A relação entre a umidade e o potencial de água no solo recebe as denominações de curva característica do solo ou curva de retenção de água no solo. Na prática, essa curva representa uma função que correlaciona o volume de água dentro dos poros do solo com a energia necessária para a retirada dessa água. Geralmente, as curvas são obtidas através de medidas sucessivas durante a secagem de uma amostra úmida. Quando as medidas são realizadas durante o umedecimento de uma amostra "seca", a curva

obtida não é igual à curva anterior e constata-se a existência de uma família de curvas distintas. Isto se dá devido à geometria dos poros e tal fenômeno é chamado de *histerese* (Ritzema, 1994). A Figura 2 apresenta o processo de histerese.

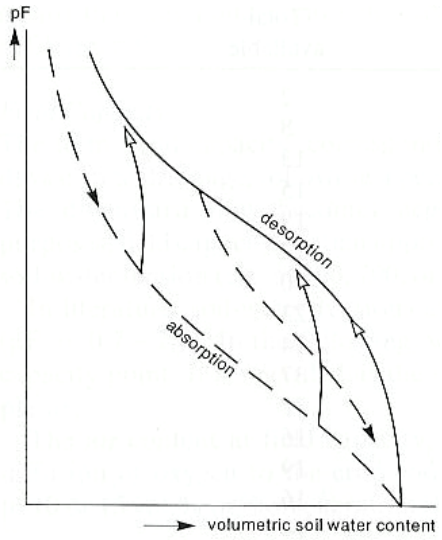


Figura 2 - Histerese na curva de retenção (Kabat & Beekma, 1994).

A curva de retenção é típica de cada solo e fatores como a textura, teor de matéria orgânica, compactação, geometria dos poros, temperatura e porosidade podem influenciar seu comportamento. A Figura 3 apresenta as curvas de retenção típicas para diferentes tipos de solo.

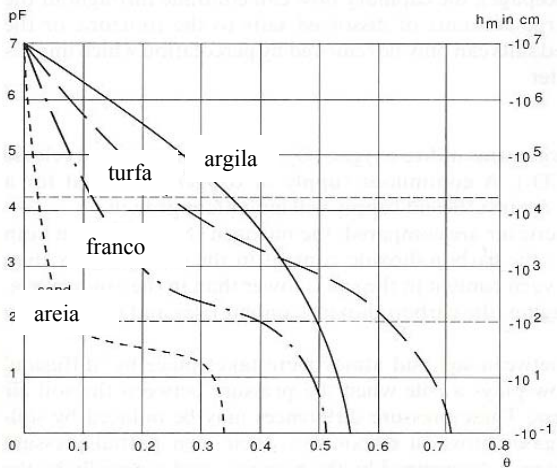


Figura 3 - Curva de retenção de diferentes tipos de solo (Braun & Kruijine, 1994) (pF= log |h|, h em cm).

Os comportamentos distintos das curvas na Figura 3 podem ser explicados da seguinte forma: como a umidade no solo é função do tamanho e da distribuição dos poros, ela está intimamente relacionada com a pressão capilar. Como em solos arenosos predominam os poros de maiores tamanhos e mais homogêneos, quando ocorre o incremento de pressão, o decréscimo de umidade se dá de maneira abrupta. No caso de solos argilosos, o decréscimo é gradual, devido aos poros de menor tamanho e sua distribuição mais heterogênea. Comportamento semelhante se obtém em um solo em condições natural e compactado.

A curva de retenção pode ser obtida a partir de experimentos no campo ou no laboratório. No campo, utilizando tensiômetros para monitoração do potencial matricial e a sonda de nêutrons, o TDR ou sensores para a monitoração da umidade. No laboratório, a curva é construída utilizando-se funil de placa porosa e por meio da câmara de pressão de Richards, onde são aplicadas sucções (no funil) e pressões (na câmara), sucessivas em amostras de solo previamente saturadas. Quando cessa a drenagem de água na amostra, significa que a tensão com que a água encontra-se retida nos espaços porosos corresponde à pressão aplicada ao equipamento. Alguns autores desenvolveram equações empíricas baseadas em dados experimentais para representar a curva de retenção da água no solo (Brooks & Corey, 1964; Rogowski, 1971; Mualem & Morel-Seytoux, 1978; van Genuchten, 1980).

2.4.2. Condutividade Hidráulica

A condutividade hidráulica é uma medida da habilidade do solo em transmitir água através de um meio poroso. É o coeficiente de proporcionalidade (K) que aparece na lei de Darcy, ela depende tanto das propriedades do solo como das propriedades da água. As propriedades de maior importância da água que afetam a condutividade hidráulica são a massa específica da água e a viscosidade. Como propriedades importantes do solo que afetam a condutividade estão: a distribuição de tamanho das partículas do solo, a forma das partículas, a tortuosidade, a superfície específica e a porosidade do solo.

Uma vez que o movimento de água no solo é condicionado pela condutividade hidráulica, é de fundamental importância sua determinação para a resolução de problemas relacionados com irrigação, drenagem, armazenamento, transporte de nutrientes, assim como para o conhecimento da infiltração e escoamento superficial.

A condutividade hidráulica de um solo é função do seu conteúdo de água, alcançando seu máximo valor quando o solo encontra-se saturado, neste caso, denomina-se condutividade hidráulica saturada do solo - K_s. No entanto, em condições de campo, grande parte dos processos que envolvem o movimento de água no solo ocorre em condições não saturadas, sendo condicionado pela condutividade hidráulica não saturada do solo – $K(\theta)$.

No campo existe uma variabilidade espacial no que diz respeito às propriedades do solo. Diz-se que um solo é heterogêneo quando suas propriedades variam de um lugar para outro. Também pode-se definir o solo como isotrópico e anisotrópico. Um solo é hidraulicamente isotrópico quando suas propriedades, principalmente a condutividade hidráulica, não dependem da orientação, ou seja, é igual em qualquer direção que se considere. Se a condutividade hidráulica varia com a orientação, o meio é anisotrópico (Prevedello, 1996).

2.5. Métodos de determinação das propriedades hidrodinâmicas

2.5.1. Métodos de Laboratório

Através de métodos realizados em laboratório, é possível a obtenção das condutividades saturada e não saturada. Tanto com amostras deformadas como com amostras indeformadas.

a) Permeâmetro de carga constante - K_s

Este método permite calcular a condutividade hidráulica saturada diretamente pelo experimento de Darcy. A amostra é colocada no permeâmetro, saturada,

acrescenta-se água no cilindro superior e ativa-se a bureta de Mariotte. Quando se atinge a condição de regime estacionário, a condutividade é estimada através da seguinte relação:

$$K = \frac{V.L}{At(h+L)} \tag{6}$$

sendo: V o volume de água coletado na proveta durante o tempo t; A a área da secção transversal da amostra; L o comprimento da amostra e h o potencial de pressão no topo da amostra.

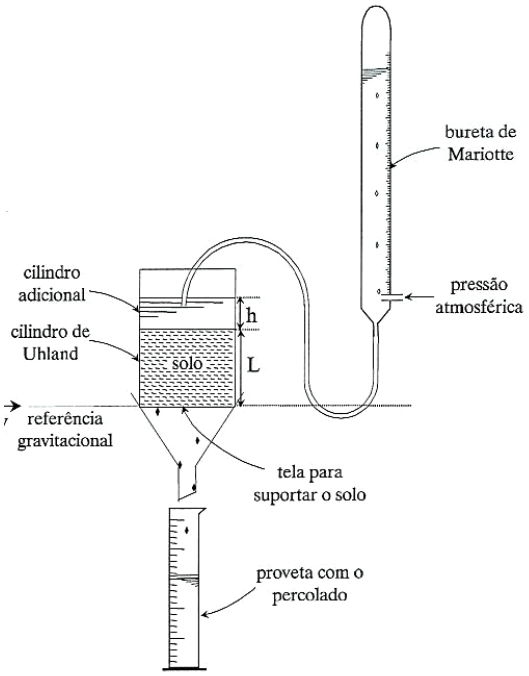


Figura 4– Permeâmetro de carga constante (Libardi, 2000).

b) Colunas grandes e colunas pequenas - K(θ)

O primeiro autor a apresentar um método de determinação da condutividade hidráulica como função da umidade, K(θ), foi Richards (1931), que utilizou uma pequena coluna de solo entre duas placas porosas de cerâmica, mantendo um regime de fluxo

constante entre ambas. Quando essa condição era atingida, a condutividade hidráulica era determinada pela aplicação direta da equação de Darcy - Buckingham.

Atualmente, para se obter a condutividade hidráulica não saturada de uma amostra, deformada ou não, sob regime estacionário, basta desenvolver a experiência de Darcy numa condição de não saturação, isto é, aplicando-se um gradiente de potencial total constante ao longo da amostra e medindo a densidade de fluxo de água resultante. Isto pode ser alcançado através de aparatos denominados de colunas grandes e colunas pequenas que são permeâmetros de carga constante (Libardi, 2000). A diferença entre os dois aparatos é a forma como as amostras são mantidas no regime estacionário. Em colunas grandes, a coluna de solo é colocada verticalmente, depois de saturada, adiciona-se água pela sua extremidade superior, a uma taxa constante, até alcançar o regime estacionário, verificado pelos tensiômetros instalados ao longo da coluna. Em colunas pequenas, deve-se manusear convenientemente o arranjo experimental esquematizado na figura 5.

Os métodos de laboratório possuem grandes limitações, já que seus resultados são pouco confiáveis, uma vez que as amostras são consideradas pequenas além de, muitas vezes, serem amostras indeformadas, perdendo sua estrutura, tornando-se não representativas do local de estudo

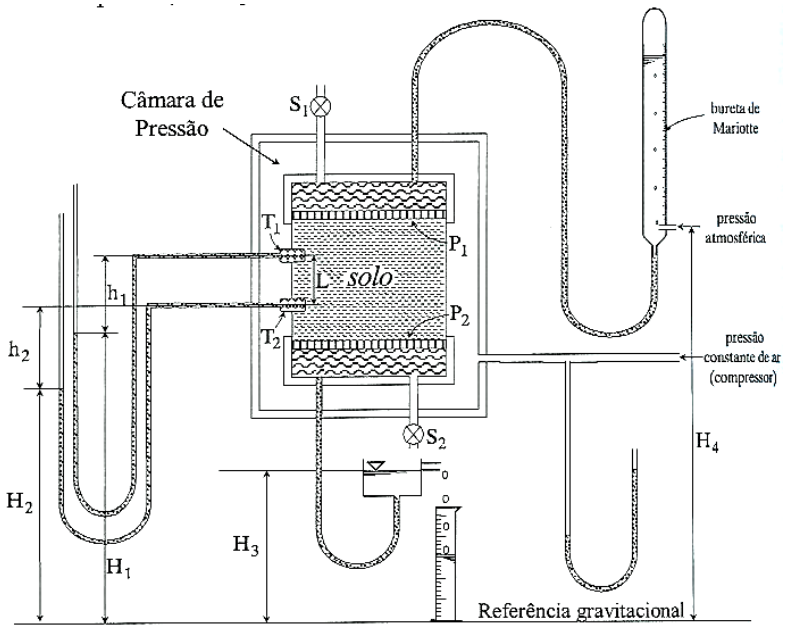


Figura 5– Esquema de aparato de coluna pequena (Libardi, 2000).

2.5.2. Métodos de Campo

Os métodos realizados no campo podem ser divididos em dois grupos: aqueles nos quais a medida da condutividade hidráulica é feita abaixo do lençol freático, ou seja, sob condições de saturação, e aqueles nos quais a medida é feita acima do lençol freático, ou sob condições de não saturação.

a) Método do furo do trado

É um método simples que consiste basicamente em se fazer um orifício com trado até uma profundidade abaixo do lençol freático onde se queira medir a condutividade, deixar que se encha, voltar a secar e em seguida medir a taxa de elevação do nível de água. A condutividade é calculada a partir da taxa de elevação do nível de água no orifício (Libardi, 2000).

Este método possui as seguintes vantagens: seus resultados são bastante precisos e pode ser realizado em camadas profundas. Como limitações, podem-se citar que seus resultados podem ser mascarados se na camada testada houver um horizonte de material arenoso incrustado. Além disso, em camadas formadas de material rochoso ou de cascalho, o teste é impraticável, uma vez que torna-se muito difícil a construção de um furo de diâmetro uniforme (Codevasf, 2002).

b) Drenagem Interna

Este método consiste em, dentro de uma parcela instrumentada de solo, proceder-se ao umedecimento desta até que o perfil se torne tão úmido quanto possível. Atingido este estado, impedir a evaporação e a entrada de água através da superfície do solo, cobrindo o solo com lona plástica. A água contida no perfil redistribui-se pelo processo de drenagem interna e, à medida que este processo ocorre, medidas periódicas de umidade e potencial matricial são realizadas. Procura-se com este método uma solução para a equação de Richards na direção vertical, assim, com os procedimentos realizados

descritos, as seguintes condições inicial e de contorno podem ser utilizadas durante o processo de redistribuição (Libardi, 2000):

$$t = 0 \quad , \quad Z > 0 \quad , \quad \theta = \theta_0(Z)$$
$$t > 0 \quad , \quad Z = \infty \quad , \quad \theta = \theta_i$$
$$t > 0 \quad , \quad Z = 0 \quad , \quad q = 0$$

sendo θ a umidade volumétrica do solo; θ_0 a umidade do solo no tempo zero de redistribuição; θ_i a umidade inicial do solo; t o tempo de redistribuição; Z a profundidade do solo e q a densidade de fluxo de água.

Pelo cálculo da integral da equação de Richards com relação à profundidade Z, chega-se a equação:

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \left[K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right]_z - \left[K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right]_0 \tag{7}$$

Aplicando-se as condições de contorno e iniciais e rearranjando a equação (7), tem-se:

$$K(\theta)\big|_Z = \frac{\int_0^Z \frac{\partial \theta}{\partial t} dZ}{\left. \frac{\partial H}{\partial z} \right|_Z} \tag{8}$$

Desta forma, com as medidas simultâneas de umidade e de potencial ao longo do perfil de solo durante o tempo de redistribuição da água, determinam-se, respectivamente, a variação de armazenamento da água na profundidade considerada e o gradiente de potencial, H, que aparecem na equação 8 e , então, a função K(θ).

Este método possui a vantagem da obtenção dos parâmetros hídricos em uma área representativa do solo no campo e pode ser aplicado em solos heterogêneos. Como desvantagens pode-se citar que é um método demorado, dispendioso e exige monitoração diária para a obtenção das variações de umidade e potencial, o que implica em disponibilidade de pessoal.

c) Infiltrometria

A infiltrometria permite a estimativa da condutividade hidráulica próximo a saturação, a partir de medidas de fluxos estacionários ou transitórios. Os tipos mais comuns são o infiltrômetro de anel e o infiltrômetro a disco.

i) Infiltrômetro de anel

O infiltrômetro a simples anel consiste simplesmente de um cilindro de metal sem as bases, e de raio conhecido. Sua utilização no campo é bastante simples, ele é cravado no solo a aproximadamente 1 cm de profundidade e em seu interior são adicionados volumes de água conhecidos. Este volume de água é novamente adicionado sempre que o solo dentro do infiltrômetro começa a ficar descoberto, os tempos decorridos entre as adições são cronometrados. Este procedimento se repete até que a relação entre o volume de água infiltrado e o tempo se torne constante, atingindo assim a condição de regime estacionário (Lima & Silans, 1999).

Com os dados de volume de água infiltrada e de seus respectivos tempos, é possível calcular a condutividade hidráulica e a sorvidade do solo. O método se baseia em uma solução quase-analítica da equação de fluxos em perfil de solo homogêneo ou na solução numérica da mesma equação.

Infiltrômetro de duplo anel - este infiltrômetro tem as seguintes características: dois cilindros metálicos de 3mm de espessura e 30cm de altura, com diâmetros de 30 e 50cm, com uma das bordas biseladas para facilitar a penetração no solo. O anel externo tem o objetivo de evitar perdas laterais na infiltração do anel interno. Os cilindros são cravados a percussão. Para a realização do ensaio, coloca-se água no cilindro

interno até que se forme uma lâmina de 7,5cm de altura e entre os cilindros interno e externo de 5cm. Com auxílio de uma régua graduada, lê-se o posicionamento do nível d'água em intervalos pré determinados até que a velocidade determinada de entrada de água no solo seja praticamente constante (Lima & Silans, 1999).

ii) Infiltrômetro a disco

A necessidade de técnicas e aparelhos de medidas que não levassem à alterações nas propriedades hidráulicas do solo, levou vários pesquisadores (Dixon, 1975; Dirksen, 1979; Clothier & White, 1981; White & Perroux, 1989) a desenvolverem aparelhos de pressão controlada, chamados permeâmetros ou infiltrômetros.

O permeâmetro, representado esquematicamente na Figura 6, é composto basicamente por uma base (B_a), onde é esticada uma membrana (M) - constituída por uma tela de náilon permeável de 25μm de malha. Sobre a base está montado um reservatório de alimentação (R_A). O arranjo é complementado por um reservatório lateral (reservatório de despressurização-(R_D)) - parcialmente preenchido com água e constituído de um tubo graduado, no qual pode deslizar verticalmente um fino tubo de entrada de ar (C_1). R_D ainda contém um segundo tubo (C_2) que realiza a comunicação entre o reservatório de despressurização e a base. A altura z_1 da coluna de água sobre a extremidade ***1*** do tubo C_1 é usada para selecionar e controlar a pressão de fornecimento de água, h. Este método utiliza quantidade reduzida de água e demanda pouco tempo em suas medidas (Borges, 1995).

Como vantagens desse método podemos citar: medidas rápidas dos parâmetros hidrodinâmicos, fácil manuseio no campo, baixo custo (quase zero) de manutenção. E como desvantagens: suas medidas são pontuais não representativas de uma área muito grande, e podem ocorrer erros de leituras durante dos experimentos.

Vários métodos têm sido desenvolvidos para estimar as propriedades hidráulicas a partir de medidas de fluxos transitórios ou estacionários de infiltração, que emana de um disco ajustado a uma pressão h (Perroux & White, 1988; Smettem & Clothier, 1989).

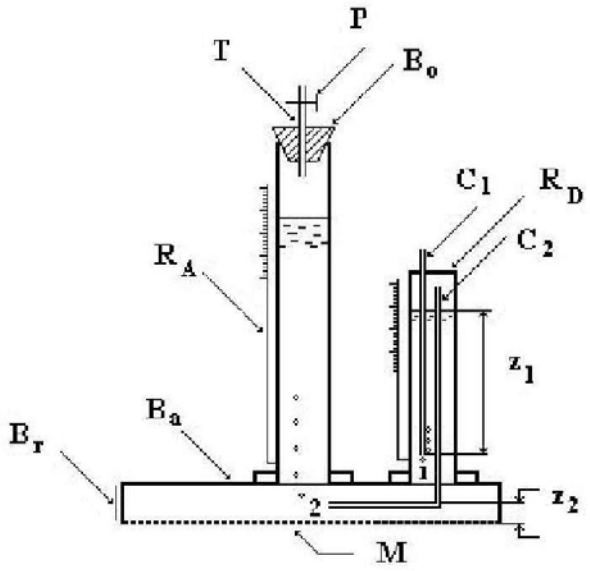


Figura 6- Esquema permeâmetro de disco.(Borges, 1995)

2.5.3. Outros Métodos

Devido a grande variabilidade espacial dos solos no campo, e a demanda de tempo e custo, muitos autores (Burdine, 1953; Books & Corey, 1964; Mualem, 1976; van Genuchten, 1980) desenvolveram equações para o cálculo teórico da condutividade a partir de dados da curva de retenção da água no solo, mais facilmente medidos no campo ou no laboratório. No entanto, estes métodos necessitam de equações que ajustem da melhor maneira possível a curva de retenção da água no solo.

Books & Corey (1964) desenvolveram uma expressão relativamente simples para a condutividade não saturada do solo, através de um grande número de dados experimentais em que a relação entre a umidade volumétrica e o potencial matricial pode ser fornecido pela expressão:

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\frac{h}{h_b} \right)^{\lambda} \tag{9}$$

E a curva de condutividade hidráulica pode ser obtida pela equação:

$$K = K_s \, S_e^{\eta} \tag{10}$$

sendo

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \tag{11}$$

e

$$\eta = 3 + \frac{2}{\lambda} \tag{12}$$

sendo K_s a condutividade saturada, S_e a saturação efetiva, h_b a pressão de borbulhamento, e λ um parâmetro característico do solo, que indica a distribuição do tamanho dos poros (Chen et al., 1999).

Outra equação bastante utilizada é a de van Genuchten (1980) que, utilizando a hipótese de Mualem (1976) ou a de Burdine (1953), relaciona a umidade volumétrica ao valor absoluto do potencial matricial. O modelo proposto considera um valor mínimo para a umidade residual (θ_r), geralmente não nulo e um valor máximo (umidade de saturação), atingida com potencial matricial nulo. Estes dois parâmetros podem ser mensurados ou estimados e o parâmetro m é estimado por regressão (Libardi, 2000):

$$K(S_e) = K_s \, S_e^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \tag{13}$$

e considerando a hipótese de Burdine (1953):

$$K(S_e) = K_s S_e^2 \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right] \qquad (14)$$

2.5.4. Funções hidropedológicas

A determinação das curvas de retenção de água no solo e de condutividade hidráulica no campo ou em laboratório podem representar problemas com custos e demanda de tempo. Em razão disso, diversas pesquisas recentes têm sido realizadas em busca de metodologias alternativas para a avaliação dessas características do solo. Uma das metodologias alternativas que tem recebido destaque é o uso de Funções HidroPedológicas (FHP). Esta metodologia pode ser muito interessante, pois pode ser usada em pequenas áreas ou em larga escala onde existem informações sobre a textura da área através de mapas.

As FHP se baseiam em dados que são de fácil obtenção, tais como a textura, a porosidade, o teor de matéria orgânica, etc. (Rawls & Brakensiek, 1989; Verrencken et al., 1989; Wosten et al., 1999; Wagner et al. 2001).

Equações de regressão como as propostas por Raws e Brakensiek (1989), associadas com o modelo de van Genuchten (1980) são utilizadas para se estimar a condutividade hidráulica não-saturada. Já modelos como os de Cosby et al. (1984), de Brakensiek et al. (1984) e de Saxton et al. (1986), são utilizados para a avaliação da condutividade hidráulica saturada. Normalmente, a escolha das FHP se baseia na disponibilidade de dados obtidos no campo e, no caso dos modelos citados, apenas os dados das frações granulométricas, massa específica e porosidade são necessários para a obtenção dos valores de condutividade hidráulica a partir das equações de regressão utilizadas.

2.6. Movimento da água no solo – Potencial da água no solo

O estudo do movimento da água ou solução do solo em meios porosos é de grande importância em diversos processos tais como: transferências de água e sais, recarga de aqüíferos, transporte de plumas de poluentes. O movimento da água no solo está relacionado com seu estado de energia, chamado de potencial da água no solo. Este potencial é governado por todas as forças que atuam na relação solo-água, tais como: a força produzida pela pressão osmótica, força gravitacional, forças de adesão e coesão, etc.

A tendência geral de todo corpo na natureza é a de ocupar um estado mínimo de energia. Quanto menor a energia do corpo, maior sua estabilidade. Daí a procura espontânea por estados mais estáveis, de menor energia. (Reichardt, 1985).

Para definir o estado de energia da água dentro do solo, é preciso considerar todas as forças ou campos de força que atuam na água. A energia potencial total da água no solo é dada pela soma das energias gravitacional, de pressão, matricial, osmótica, etc., sendo representada por:

$$H = h_g + h_p + h_m + h_{os} + \ldots \qquad (15)$$

sendo, H, a energia potencial total; h_g, a componente gravitacional, devido à presença do campo gravitacional terrestre; h_p, a componente de pressão, pressão positiva que atua sobre a água do solo; h_m, a componente matricial, que ocorre devido à interação entre a água e a matriz do solo; h_{os}, a componente osmótica, devido a presença de solutos. As reticências indicam que podem existir outras formas de energia, mas que em geral são desprezíveis.

2.7. Infiltração da água no solo

Quando uma certa quantidade de água é fornecida ao solo, por meios naturais ou não, uma parte é absorvida, enquanto a outra pode permanecer na superfície ou

escoar sobre ela. A fração de água absorvida pode ser subdividida entre aquela que retorna para a atmosfera pela evapotranspiração e a que drena mais profundamente até o lençol freático.

Para se designar o processo de entrada da água através da superfície do solo é utilizado o termo *infiltração*. De forma geral, este processo inicia-se com velocidade relativamente alta, que vai diminuindo gradativamente até se estabilizar com o tempo, atingindo um valor constante. *Capacidade de infiltração* é definida como a quantidade máxima de água que pode ser absorvida pelo solo. Como o próprio processo de infiltração altera o estado de umidade do solo, a capacidade de infiltração é variável com o tempo (Cabral et al. 2001). Por *taxa de infiltração* - também chamada *velocidade de infiltração* - entende-se o volume de água que entra através da superfície do solo por unidade de área e de tempo. Ela depende da taxa de fornecimento de água na superfície e das características hídricas do solo, tais como: umidade, potencial matricial e também da textura, estrutura e uniformidade do perfil. Ela tende a decrescer com o tempo, O volume total de água infiltrada, por unidade de área, ao longo do tempo é denominado de *infiltração acumulada*.

Existem muitas equações que propõem expressar a infiltração da água em solos. Tais equações foram desenvolvidas de forma empírica ou a partir de considerações físicas. Entre estas equações, tem-se a equação de Philip (1957), para infiltração vertical descendente, a qual tem a seguinte forma:

$$I(t) = S\sqrt{t} + At \tag{16}$$

sendo S um parâmetro chamado *sorvidade*, que indica a capacidade de um solo homogêneo absorver água em relação à sua umidade inicial, enquanto que a constante A está relacionada com a contribuição da gravidade para o movimento da água.

Várias pesquisas têm sido descritas onde são utilizados instrumentos ou aparelhos que permitem uma infiltração axial e simétrica na superfície do solo (Thony et al. 1991; Haverkamp et al. 1994; Angulo-Jaramillo et al. 1996; Borges et al. 1999). Zhang et

al. (1997) propuseram uma solução numérica com dois termos para descrever o processo de infiltração a partir de uma fonte circular:

$$I = C_1 t^{1/2} + C_2 t \tag{17}$$

sendo C_1 e C_2 parâmetros que relacionam a sorvidade e a condutividade hidráulica do solo pelas expressões:

$$C_1(h) = A_1 S(h) \tag{18}$$

e

$$C_2(h) = A_2 K(h) \tag{19}$$

sendoi A_1 e A_2 coeficientes admensionais e h é o valor da pressão usada no experimento durante o processo de infiltração. Desta forma, a sorvidade e a condutividade hidráulica do solo podem ser determinados por:

$$S(h) = C_1 / A_1 \tag{20}$$

e

$$K(h) = C_2 / A_2 \tag{21}$$

Souza (2000) determinou a condutividade K(h) e a sorvidade S(h) através de ensaios de infiltração, com infiltrômetro a disco, aplicando 4 potenciais diferentes de fornecimento de água, em diversas profundidades num solo de vazante, onde foram usados os métodos de Zhang et al.(1997) (que necessita do conhecimento prévio da curva de retenção) e de Haverkamp et al. (1994). Os valores encontrados de condutividade hidráulica e de sorvidade obtidos pelos dois métodos foram semelhantes.

Antonino et al. (2001) determinaram a condutividade e a sorvidade de um solo a partir de dados de infiltração acumulada, utilizando um infiltrômetro a disco. Foram utilizados três métodos baseados no conhecimento prévio da curva de retenção, obtida pelo

ajuste das funcionais propostas por van Genuchten (1980), Russo (1988) e Zhang & van Genuchten (1994) aos valores experimentais de campo e laboratório. A equação da infiltração acumulada em função do tempo descreveu com precisão os ensaios de infiltração realizados, quando comparados os métodos, os autores concluiram que o método de van Genuchten parece ser o mais recomendado nas determinações da condutividade hidráulica e da sorvidade, pois o seu modelo teórico prediz com razoável precisão a condutividade hidráulica normalizada.

Smettem et al. (1994) apresentaram uma equação para a infiltração tridimensional, axial e simétrica, a qual é apresentada abaixo:

$$I_{3D} = I_{1D} + \frac{\gamma}{r_d}\frac{S^2}{\left(\theta_f - \theta_i\right)}t \tag{22}$$

onde os subscritos 1D e 3D referem-se às infiltrações acumuladas unidimensionais e tridimensionais respectivamente; θ_f a umidade volumétrica a pressão h_o; θ_i a umidade volumétrica inicial; r_d o raio da fonte de fornecimento de água; I a infiltração acumulada; S a sorvidade e γ é uma constante de proporcionalidade.

Com base nos estudos de Smettem et al. (1994), Haverkamp et al. (1994) desenvolveram uma equação analítica baseada no uso de parâmetros com forte significado físico e ajustável para várias condições iniciais e de fronteira. A expressão simplificada da equação da infiltração para tempos curtos é dada por:

$$I_{3D} = S\,t^{1/2} + \left[K_n + \frac{\gamma\, S_0^2}{r_d\left(\theta_f - \theta_i\right)} + \frac{2-\beta}{3}\left(K_0 - K_n\right)\right]t \tag{23}$$

sendo β uma constante que pode variar de 0 a 1; K_n a condutividade hidráulica correspondente a pressão aplicada; K_0 a condutividade hidráulica correspondente a umidade volumétrica incial; r_d o raio da fonte de fornecimento de água; γ uma constante

teórica que Haverkamp et al. (1994), através da comparação entre resultados experimentais e analíticos, determinaram como sendo igual a 0,75.

A expressão da equação da infiltração acumulada para tempos longos é dada por:

$$I_{3D} = \left[K_0 + \frac{\gamma S^2}{r_d(\theta_f - \theta_i)} \right] t + \frac{S^2}{2(K_0 - K_n)(1-\beta)} ln\frac{1}{\beta} \qquad (24)$$

2.7.1. Escalas características

Durante o processo de infiltração tridimensional, os fatores que podem afetar o fluxo de entrada de água no solo são: a geometria da fonte de fornecimento de água, a capilaridade e a gravidade. Estes fatores podem ser caracterizados a partir de algumas escalas de tempos característicos representativas do processo de infiltração. O tempo gravitacional, t_{grav}, é definido como o tempo após o qual a força gravitacional domina as forças capilares à pressão imposta. No caso da infiltração monodimensional, é dado por:

$$t_{grav} = \left(\frac{S}{K} \right)^2 \qquad (25)$$

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

$$t_{estab} = \left(\frac{S}{K + \frac{\gamma S^2}{r_d \left(\theta_f - \theta_i\right)}} \right)^2 \tag{26}$$

Depois de um certo tempo de infiltração, a geometria do sistema torna-se dominante devido aos efeitos capilares. Para representar este fenômeno, Philip (1969) introduziu um terceiro tempo característico da infiltração, chamado de tempo geométrico, que depende da dimensão característica da fonte de água, para o caso da fonte com raio r_d , considerando o efeito da sorvidade sobre o caráter tridimensional do escoamento, Roulier (1999) exprime este tempo como tempo geométrico modificado:

$$t_{geom\,mod} = \left(\frac{r_d \left(\theta_f - \theta_i\right)}{\gamma S} \right)^2 \tag{27}$$

Com a comparação entre os tempos característicos definidos acima, é possível determinar quais os fatores predominantes que atuam durante o processo de infiltração tridimensional a partir de uma fonte circular.

2.8. Recarga

A recarga é definida como um fluxo de água vertical e descendente que abastece o aqüífero. De acordo com esta definição, assume-se que toda a água excedente (precipitação subtraída da evapotranspiração) recarrega o aqüífero.

De acordo com Lerner et al. (1990), há dois tipos principais de recarga, que são *direta* e *indireta*, e uma categoria de recarga intermediária, denominada de *localizada*.

A recarga direta é definida como sendo aquela que abastece de água o aqüífero por meio da percolação da água da chuva através da zona não saturada. A recarga indireta é aquela que abastece o aqüífero por meio da percolação de lagos, rios, etc. A recarga localizada implica num movimento horizontal da água, antes desta se infiltrar e percolar até a zona saturada.

A recarga, tal como é definida, pode apresentar alguns problemas conceituais, já que se considera que toda a água excedente vai, ao final, abastecer o aqüífero, entretanto, isto pode não ocorrer. Ou seja, a água pode tomar outros caminhos, sendo escoada superficialmente, armazenada no solo ou mesmo ser descarregada em outro sistema aqüífero (Lerner et al., 1990).

Para uma melhor distinção conceitual e para fins de modelagem, foi introduzido os termos recarga *potencial*, que se refere à água que está disponível mas não chega a alcançar o aqüífero. E recarga *real*, que se refere à água que, de fato, abastece o aqüífero. (de Vries & Simmers, 2002).

Existem várias técnicas disponíveis para a estimativa da recarga, e vários fatores precisam ser considerados na escolha do método. Entre os fatores a se considerar, pode-se citar, o clima, a geomorfologia (topografia, solo, vegetação), a geologia, a cobertura e o uso do solo (Scanlon et al., 2002). Além desses fatores, deve-se levar em consideração o objetivo do estudo para se determinar a precisão e as escalas temporal e espacial solicitada no trabalho (de Vries & Simmers, 2002).

Em climas úmidos, os aqüíferos são geralmente pouco profundos e os rios são efluentes (o rio é alimentado pelo aqüífero), o tipo de recarga dominante é a direta. E as taxas de recarga nestas regiões são freqüentemente limitadas pela habilidade dos aqüíferos em estocar e transmitir água, processos que são muito afetados pela geologia da subsuperfície (Scanlon et al., 2002).

Em regiões áridas e semi-áridas como, por exemplo, na Califórnia, os aqüíferos são profundos e os rios são influentes (o rio alimenta o aqüífero). No caso do semi-árido do nordeste brasileiro, grande parte da região é formada pelo embasamento cristalino e a água se armazena nas fissuras das rochas. O tipo de recarga que predomina é a localizada e as taxas de recargas são limitadas, em grande parte, pela disponibilidade de

água, e a habilidade da chuva de escapar à evapotranspiração através de uma rápida percolação por meio de fissuras.

A geomorfologia e a geologia determinam a capacidade de infiltração, a capacidade de armazenamento, a presença de fraturas, presença de vales, etc. O que influencia, de forma direta, a recarga da área.

A cobertura do solo é muito importante na avaliação da recarga, geralmente a recarga é maior em áreas não vegetadas do que em vegetadas e maior em áreas de vegetação de baixo porte e gramíneas do que em áreas com árvores. Ladekarl et al. (2004) estudaram a recarga e evapotranspiração em dois ecossistemas diferentes na Dinamarca, um com vegetação de alto porte (carvalho) e outra com vegetação arbustiva. Eles compararam os resultados de recarga obtidos nos dois ecossistemas, na área vegetada com a vegetação de alto porte o valor da recarga foi de 478mm e na área com a vegetação arbustiva, foi de 733mm, eles concluíram que esta diferença nas recargas foi devido à maior precipitação na área arbustiva mas também a menor perda por transpiração e interceptação.

Lerner et al. (1990) sugerem que há duas maneiras de procedimento para a estimativa da recarga. A primeira é analisar os dados da região de interesse, e a segunda é a comparação com outras áreas de hidrogeologia e clima semelhantes. Bazuhair & Wood (1996) realizaram um estudo de recarga, utilizando o método de balanço de massa do cloreto no oeste da Arábia Saudita. Como a área estudada dispunha de muitos poucos dados, os autores compararam os dados com outras áreas semelhantes, e verificaram que os resultados foram razoáveis com os obtidos em tais áreas.

Scanlon et al. (2002) propuseram que o primeiro passo para o estudo da recarga seja a coleta de dados da área como clima, hidrologia, geomorfologia e geologia. Que posteriormente devem ser utilizados para o desenvolvimento do modelo conceitual da recarga no sistema. Lerner et al. (1990) acrescentam que, uma vez que o modelo conceitual esteja definido, é possível identificar suas características chave, como: tipo dos eventos chuvosos, mecanismos de fluxo, tipos de recarga (direta ou potencial), nível de explotação do aqüífero, etc. Zhu et al. (2004) fizeram um estudo no interior ocidental da China, onde os objetivos do estudo foram descrever as características da água dentro do ciclo hidrológico, de avaliar o estado dos recursos subterrâneos, de analisar os problemas ecológicos e ambientais causados pela explotação da água subterrânea, e com as

informações e conhecimentos adquiridos com a pesquisa, sugerir o uso racional dos recursos hídricos

Na escolha do método de estimativa é muito importante ter clareza do objetivo do projeto, pois este determinará se o método será pontual ou de maior escala. As escalas de tempo e espaço também são definidas de acordo com o objetivo do projeto, se o estudo visa a avaliação dos recursos hídricos, por exemplo, a variabilidade espacial em escalas locais e intermediárias pode não ser crítica, no entanto, em estudos de contaminação de aqüífero é diferente uma vez que o fluxo preferencial permite o rápido transporte de contaminantes através da zona não saturada para o aqüífero.

Existem vários métodos disponíveis para a estimativa da recarga, e vários fatores precisam ser considerados na escolha do método adequado ao objetivo a ser alcançado. Entre os fatores a se considerar, pode-se citar, o clima, a geomorfologia (topografia, solo, vegetação), a geologia, a cobertura e o uso do solo (Scanlon et al. 2002). Além desses fatores, deve-se levar em consideração o objetivo do estudo para se determinar a precisão e as escalas temporal e espacial solicitada no trabalho (de Vries & Simmers, 2002). Scanlon et al. (2002) dividiram os métodos de estimativa de recarga em 3 tipos, considerando os locais onde são obtidos os dados, ou seja, nas três zonas hidrológicas: águas de superfície, zona não saturada e zona saturada. Dentro de cada uma dessas zonas, pode-se usar os métodos classificados em físicos, de traçadores ou modelagem numérica.

Segundo Scanlon et al. (2002), dos métodos físicos para a estimativa da recarga na zona não saturada, os mais utilizados são os lisímetros e os baseados na equação de Darcy. Para a realização de qualquer um desses métodos, é necessário o conhecimento prévio das características e propriedades hidrodinâmicas do solo.

3.0. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Caracterização da área e realização dos experimentos

Os monitoramentos da umidade do solo, da pluviometria, do nível do lençol freático e os experimentos para a determinação das características hidrodinâmicas do solo, foram realizados no período de janeiro a março de 2004 na parcela experimental do Grupo de Física dos Solos do Departamento de Energia Nuclear da Universidade Federal de Pernambuco, em Recife, Pernambuco, com o solo em condição de "solo nu", sem maiores cuidados para prevenir a evaporação ou a entrada da água através da precipitação. O perfil de umidade foi monitorado, considerando as profundidades de 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140 e 160 cm.

3.2. Coleta de amostras de solo

Foram coletadas amostras de solo para as determinações das massas específica, granulometria e obtenção das curvas de retenção da água do solo para cada profundidade estudada**.** Para as determinações de massa específica e curva de retenção, as amostras foram coletadas utilizando um amostrador cilíndrico de UHLAND, com anéis volumétricos de 86,75 cm^3, de 20 em 20 cm, até a profundidade de 160 cm, com três repetições por profundidade para cada determinação, totalizando 24 amostras. Após as coletas, as amostras foram levadas para o laboratório e pesadas. Para a determinação das massas específicas, as amostras foram colocadas em estufa a 105°C, por 24 horas, para a determinação da massa seca e posterior cálculo da massa específica.

Para a obtenção das curvas de retenção, as amostras foram primeiramente saturadas, depois pesadas e levadas ao funil de placa porosa onde foram aplicadas as sucções de 1,99; 3,3; 5,3; 7,99; 10,66; 15,99; 21,33 kPa . Para as aplicações de pressões maiores, foi utilizada a câmara de pressão de Richard, onde foram aplicadas as pressões de 0,2; 0,4; 0,6; 0,8; 1,0; 4,0; 8,0 e 13,0 bar. Sempre que o equilíbrio era atingido em cada sucção, as amostras eram pesadas e a umidade volumétrica, referente a cada pressão,

calculada. A massa seca foi obtida no final, após as amostras terem sido levadas para a estufa a 105°C por 48 horas.

Para a determinação das frações granulométricas, foram coletadas amostras indeformadas de solo nas mesmas profundidades anteriormente especificadas. De cada amostra, foram utilizadas alíquotas de 70 g de solo seco ao ar (TFSA), passadas por peneira de 2 mm de malha. As alíquotas foram colocadas em frascos com uma solução dispersante composta de hidróxido de sódio e hexametafosfato de sódio. Os frascos ficaram em repouso durante toda noite, aproximadamente 12 horas, e pela manhã foram agitados durante 15 minutos. Em seguida, seus conteúdos foram transferidos para provetas com capacidade de 1 litro e seu volume foi completado para a determinação dos teores de silte e argila pelo método do densímetro (ABNT, 1984). Para as determinações das frações de areia, partículas de diâmetros maiores que 0,053 mm, utilizou-se o método do peneiramento (Figura 7) adotando-se o seguinte procedimento: após as determinações de silte e argila, os conteúdos das provetas foram lavados com água e transferidos para cápsulas de porcelana e levados para secar em estufa a 105°C por 24 horas. Após este período, as amostras foram peneiradas para as determinações de areia muito grossa (fração entre 2,00 e 1,0 mm); areia grossa (fração entre 1,0 e 0,5 mm); areia média (fração entre 0,5 e 0,25 mm); areia fina (fração entre 0,25 e 0,106 mm) e areia muito fina (fração entre 0,106 e 0,053 mm). A partir dos resultados da granulometria, foi utilizado o triângulo textural (Figura 8) para a determinação da classe textural do solo.

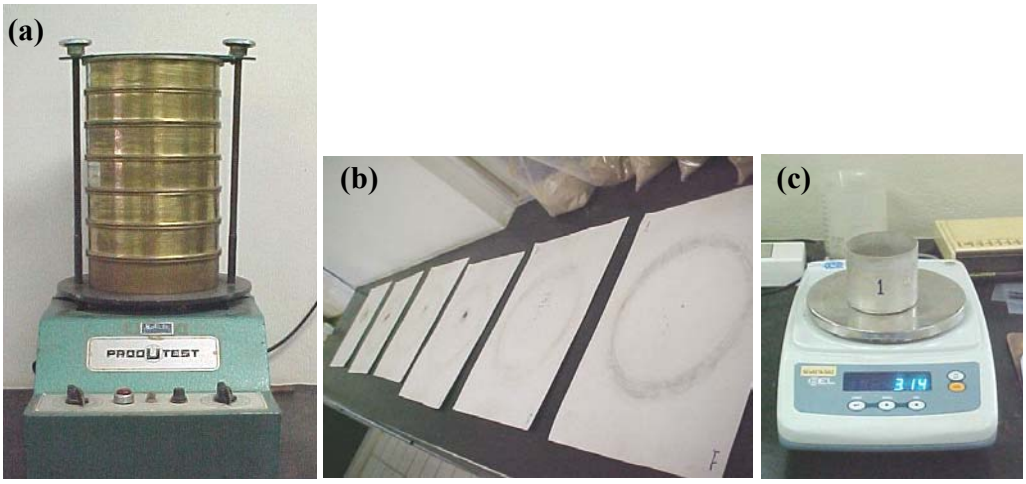


Figura 7 - Fases do peneiramento. (a) Agitação, (b) frações já separadas, (c) e pesagem de cada fração

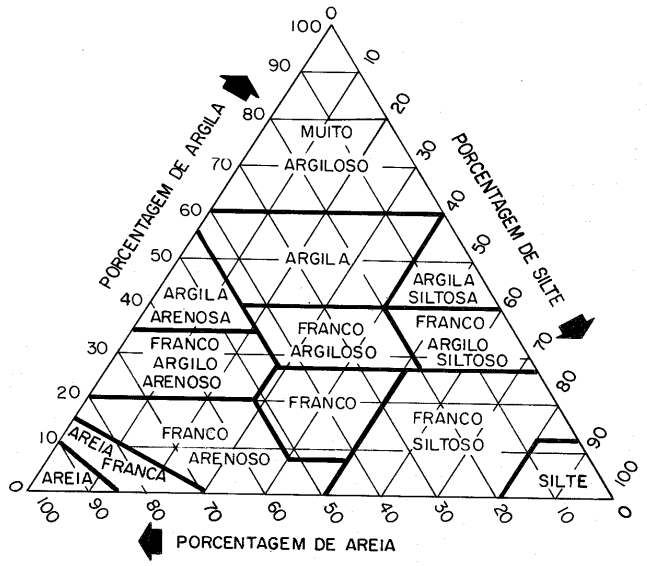


Figura 8 – Diagrama para a determinação da classe textural proposto pelo USDA e adaptado pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo.

3.3. Determinação das propriedades hidrodinâmicas do solo h(θ) e K(θ)

3.3.1. Curva de retenção da água no solo h(θ)

Os dados experimentais das curvas de retenção da água no solo, obtidos em laboratório, foram ajustados, considerando a função de van Genuchten (1980) com a hipótese de Burdine (1953). Os ajustes foram realizados utilizando-se o programa Statistica (Statistica 6.0. Statsoft, Inc. 1984-2001), considerando a função:

$$h(\theta) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r).\left[1 + (\alpha.h)^n\right]^{-m} \tag{28}$$

Com a hipótese de Burdine:

$$m = 1 - \frac{2}{n} \tag{29}$$

sendo: θ_s a umidade volumétrica na saturação; θ_r a umidade residual; h o potencial matricial; α o inverso da pressão de borbulhamento, a partir da qual a água começa a ser drenada do solo previamente saturado; n um parâmetro de distribuição do tamanho dos poros que afeta a forma da curva de retenção e m um parâmetro de ajuste obtido pelo método dos mínimos quadrados dos desvios.

3.3.2. Curva de condutividade hidráulica K(θ)

As curvas de condutividade hidráulica K(θ) foram estimadas utilizando a função descrita por Brooks & Corey (1964) (Eq. 30) e o valor do parâmetros n obtido nos ajustes das curvas de retenção de van Genuchten (Eq. 28):

$$K(Se) = Ks.(Se)^{\eta} \tag{30}$$

onde

$$\eta = 3 + \frac{2}{\lambda} \tag{31}$$

Sendo que, utilizando a hipótese de Burdine, λ = n – 2 (Soares, 2004).
Nestas equações, K_s representa a condutividade hidráulica na saturação; η é um parâmetro de forma da curva e Se o grau efetivo de saturação (0≤ Se ≤ 1).

3.3.3. Condutividade hidráulica saturada – Ensaios de Infiltração

Para a determinação da condutividade hidráulica saturada foram realizados ensaios de infiltração com infiltrômetro a simples anel de diâmetro de 15 cm, e altura de aproximadamente 8 cm (Figura 9).

Em cada ensaio de infiltração foram retiradas amostras do solo para os cálculos das umidades iniciais e finais do solo. Os ensaios foram realizados nas camadas consideradas como representativas das classes texturais determinadas para o perfil de solo

estudado (ver Tabela 1). Deste modo, foram realizados ensaios a 20, 45, 75, 105, 130 e 160 cm. Desta forma, tem-se que, o valor de K_s determinado a 45 cm representa a condutividade hidráulica saturada a 40 cm; a 75 cm, as condutividades hidráulicas saturadas a 60 e 80 cm; a 105 cm, a condutividade hidráulica saturada a 100 cm; a 130 cm, as condutividades hidráulicas saturadas a 120 e 140 cm.

Figura 9 - Infiltrômetro a simples anel instalado no campo e ensaio de infiltração.

Foi utilizada a equação analítica para tempos longos de Haverkamp (Equação 24), a fim de obter a condutividade hidráulica e a sorvidade. O tempo gravitacional para a infiltração unidimensional foi determinado pela equação 25, a duração do regime transitório, denominada de tempo de estabilização, pela equação 26, e o tempo geométrico modificado, pela equação 27**.**

Tabela 1 – Profundidades em que foram realizados os ensaios de infiltração, de acordo com a classe textural da camada.

Prof. (cm)	Prof. Ensaios (cm)	Classificação textural
20	20	Franco siltoso
40	45	Franco
60	75	Franco argiloso
80		Franco argiloso
100	105	Franco siltoso
120	13o	Franco
140		Franco
160	160	Areia franca

3.4. Monitoramento da umidade do solo no campo

3.4.1. Calibração da sonda de nêutrons

Para que seja possível a utilização da sonda de nêutrons no monitoramento da umidade, faz-se necessária uma calibração prévia para cada tipo de solo estudado. A calibração da sonda de nêutrons consiste em relacionar as taxas de contagens às umidades obtidas em amostras representativas do volume do solo explorado pela sonda, para um determinado intervalo de variação de umidade (Greacen, 1981).

Para o procedimento de calibração (Figura 10), foi escolhido um local dentro da própria parcela experimental. As determinações (leituras) com a sonda de nêutrons foram realizadas em triplicata e, após cada determinação, foram coletadas três amostras indeformadas de solo para a determinação da umidade gravimétrica em laboratório. Após coletada, as amostras foram seladas para não haver perda de umidade, levadas ao laboratório, onde foram pesadas e em seguida levadas a estufa a 105°C para perda de umidade até peso constante. Utilizando os dados de massa específica, obteve-se as umidades volumétricas de cada amostra. A calibração é obtida a partir da regressão com os dados de umidade volumétrica e as contagens normalizadas (relação entre a contagem absoluta no solo e a contagem em um meio de referência, no caso a água).

Figura 10A – Amostragem de solo para calibração da sonda de nêutrons.

Figura 10B – Amostragem de solo para calibração da sonda de nêutrons.

3.4.2. Monitoramento da umidade do solo

O monitoramento das evoluções do perfil de umidade do solo foi possível a partir da utilização da sonda de nêutrons, modelo TROXLER, série 3300, com fonte radioativa de Am-Be de atividade de 10 mCi (0,37 GBq). Para o monitoramento da umidade no perfil considerado, foi instalado um tubo de acesso até a profundidade de 200 cm no local escolhido e foram realizadas leituras diárias, entre 7:30 e 8:30h, de segunda a sexta-feira. A primeira leitura era tomada a 20 cm, em seguida eram feitas leituras a cada 20 cm até 160 cm de profundidade. Para as medidas mais próximas da superfície, foi utilizado um disco defletor de nêutrons, constituído de parafina (ver detalhe na Figura 7), de 20 cm de diâmetro, o qual serviu para minimizar a fuga de nêutrons pela superfície do solo.

Figura 11 - Foto da sonda e o uso do defletor de parafina.

3.4.3. Armazenamento acumulado de água

O armazenamento acumulado de água compreendido entre a superfície do solo e a profundidade de interesse, z, foi calculado a partir dos dados de umidade através da seguinte expressão:

$$A = \frac{\Delta z}{2}(\theta_p + \theta_{p+1}) + \Delta z \sum_{x=2}^{x-1} \theta_p \qquad (32)$$

sendo A o armazenamento acumulado de água; Δz a variação da coordenada de posição; θ_{p+1} a umidade na profundidade de interesse, onde x varia de 1 a 8.

3.5. Acompanhamento do nível do lençol freático e da pluviometria

O nível freático foi monitorado através de um piezômetro instalado na parcela. O nível d'agua foi medido utilizando-se um medidor de nível elétrico, da marca Plastitronic (Figura 12) com dispositivo de contato elétrico para detectar a posição da água. O dispositivo é cuidadosamente introduzido no piezômetro até atingir o nível d'água, emitindo um sinal sonoro. A altura do lençol foi determinada a partir das marcas de graduação existentes no fio.

As leituras eram realizadas juntamente com as medições de umidade com a sonda de nêutrons, e com a mesma freqüência, ou seja, de segunda a sexta-feira entre 7:30 e 8:30h.

Figura 12 - Medidor de nível do lençol freático.

A precipitação pluvial foi monitorada a partir de um pluviômetro automatizado, instalado na estação meteorológica. As leituras foram armazenadas em um datalogger (compilador de dados) que foi programado para armazenar os dados a cada trinta minutos (Figura 13).

Figura 13 - Visualização parcial da parcela experimental, com pluviômetro e central de dados.

3.6. Estimativa da recarga

A drenagem da água no solo foi estimada a várias profundidades pela equação de Darcy-Buckingham (Equação 2).

Tomando como exemplo o cálculo da drenagem numa determinada camada entre as profundidades 40 cm e 60 cm pode-se escrever a equação de Darcy-Buckingham da seguinte maneira:

$$Q_{40/60} = -K_{40/60} \frac{H_{40} - H_{60}}{20} \tag{32}$$

sendo $Q_{40/60}$ e $K_{40/60}$, respectivamente, a densidade de fluxo da drenagem vertical e a condutividade hidráulica da camada entre as profundidades de 40 e 60 cm. H_{40} é o potencial total da água a 40 cm de profundidade e H_{60} é o potencial total da água na profundidade de 60 cm.

Utilizando as curvas de retenção obtidas em laboratório para os solos, em cada profundidade, foi possível obter o potencial matricial do solo a partir da umidade volumétrica medida em cada profundidade, ou seja:

$$h_{40}^{m}(\theta_{40}) \text{ e } h_{60}^{m}(\theta_{60}) \tag{33}$$

Somando-se ao potencial matricial calculado acima o potencial gravitacional, obtém-se o potencial total da água para cada profundidade:

$$H_{40} = h_{40}^{g} + h_{40}^{m} \text{ e } H_{60} = h_{60}^{g} + h_{60}^{m} \tag{34}$$

onde h_{40}^{g} e h_{60}^{g} são os potenciais gravitacionais da água no solos nas profundidades de 40 cm e 60 cm, respectivamente.

Finalmente, para obter a drenagem da camada $Q_{40/60}$ entre as profundidades 40 cm e 60 cm (equação 32) é necessário calcular a condutividade hidráulica desta camada ($K_{40/60}$). Para isto, estimou-se a condutividade hidráulica para cada uma das profundidades através da equação 10.

De posse dessas condutividades hidráulicas, calcula-se a condutividade hidráulica entre 40 cm e 60 cm através da equação de condutividade equivalente vertical num sistema de duas camadas horizontais:

$$K_{40/60} = \frac{z_{40} + z_{60}}{\frac{z_{40}}{K_{40}} + \frac{z_{60}}{K_{60}}} \tag{35}$$

onde z_{40} e z_{60} são as espessuras representativas das camadas (Cabral, 1997). Considerando $z_{40} = z_{60}$, chega-se a:

$$K_{40/60} = \frac{2}{\frac{1}{K_{40}} + \frac{1}{K_{60}}} = \frac{2K_{40}K_{60}}{K_{40} + K_{60}} \tag{36}$$

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Tabela 2 são apresentados os valores de massa específica, granulometria e classificação textural para o perfil de solo estudado. Como se pode observar, existe uma tendência ao aumento da massa específica com a profundidade até 140 cm e, quando se chega a 160 cm, a massa específica diminui. O solo é bastante heterogêneo com relação a sua textura, apresentando variações em camadas relativamente pequenas. Por exemplo, a 20 cm o solo é franco siltoso e a 40 cm passa a ser franco. A 160 cm o solo apresenta uma característica diferenciada, com a menor massa específica do perfil e uma textura areia franca, o que pode indicar uma melhor capacidade de condução de água. Esta heterogeneidade pode ser devido ao fato da área onde foram realizados os ensaios ser uma região de aterro.

Para a classificação textural do solo, foi utilizado o diagrama para a determinação da classe textural proposto pelo USDA e adaptado pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (Figura 8).

Tabela 2. Valores de massa específica, granulometria e classificação textural do solo estudado.

Profundidade (cm)	$\rho^{¥}$ (g/cm^3)	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	Classificação Textural
20	1,54 ± 0,03	16,4	58,6	25,0	Franca siltosa
40	1,55 ± 0,02	24,6	43,4	32,0	Franca
60	1,56 ± 0,01	28,1	46,9	25,0	Franca argilosa
80	1,59 ± 0,01	29,3	48,2	22,6	Franca argilosa
100	1,60 ± 0,01	25,8	51,6	22,6	Franca siltosa
120	1,59 ± 0,02	19,9	48,1	32,0	Franca
140	1,61 ± 0,02	16,4	37,5	46,1	Franca
160	1,51 ± 0,01	3,5	19,9	76,6	Areia franca

¥ média e desvio padrão de três repetições

4.1. Calibração da sonda de nêutrons

Na Figura 14 é apresentada a calibração obtida para o solo estudado.

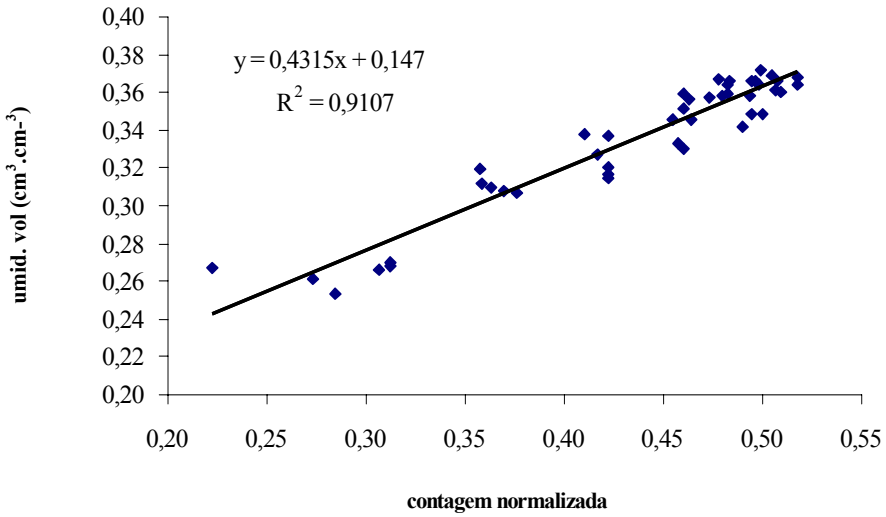


Figura 14 - Curva de calibração da sonda de nêutrons.

Observa-se que a curva de calibração apresentou um coeficiente de determinação superior a 90%, o que indica uma boa correlação entre os dados de umidade obtidos com a sonda e os obtidos gravimetricamente.

4.2. Condutividade Hidráulica Saturada

Foram realizados ensaios de infiltração de água para a obtenção dos valores de condutividade hidráulica saturada para as camadas do perfil de solo estudado. A condutividade hidráulica, assim como a sorvidade e os tempos característicos do processo de infiltração foram obtidos a partir do ajuste da equação de infiltração para tempos longos (Haverkamp et al. 1994), considerando os dados de infiltração acumulada obtidos no campo. Os resultados dos ajustes são apresentados na Tabela 3. As camadas consideradas foram aquelas representativas das classes texturais determinadas para o perfil de solo estudado (ver Tabela 2).

Tabela 3 - Variação de umidade, sorvidade, condutividade hidráulica saturada e tempos característicos para os ensaios de infiltrações nas camadas do solo estudado. Resultados referentes a uma média de três repetições.

Profundidade (cm)	$\Delta\theta$ ($mm^3.mm^{-3}$)	K_S ($mm.dia^{-1}$)	S ($mm.dia^{-1/2}$)	t_{grav} (dia)	t_{geomod} (dia)	t_{estab} (dia)
20	0,126	11,14	18,59	0,29	3,89	0,12
45	0,214	20,56	24,37	0,15	8,51	0,12
75	0,057	10,11	16,13	0,28	0,95	0,11
105	0,036	24,80	6,84	0,01	2,45	0,01
130	0,148	6,74	13,46	0,39	24,56	0,30
160	0,139	126,23	63,50	0,04	0,99	0,03

A partir dos dados apresentados na tabela acima, observa-se que a profundidade de 160 cm, com textura areia franca, apresenta os mais altos valores de condutividade hidráulica saturada e de sorvidade. Já a profundidade de 130 cm, representativa das profundidades de 120 e 140 cm, apresenta o mais baixo valor de condutividade hidráulica saturada. Nos experimentos realizados em todas as profundidades, observa-se que a estabilização do processo de infiltração foi alcançada antes que o efeito da gravidade passasse a ser predominante. Também se observa, pelos valores de T_{geomod} maiores que os T_{grav}, sugerem que a geometria do infiltrômetro de anel não influenciou o processo de infiltração.

Os valores de condutividade hidráulica saturada e de sorvidade são da mesma ordem de magnitude dos valores determinados por Borges (1995) na superfície do solo da mesma região experimental, utilizando o permeâmetro a disco, em potenciais de fornecimento de água próximos à saturação. No referido trabalho, foram encontrados valores de condutividade hidráulica saturada da ordem de 43 $mm.dia^{-1}$, e valores de sorvidade da ordem de 33 $mm.dia^{-1}$. Soares (2004) determinou, na mesma estação experimental, a 5 cm de profundidade, um valor médio de K_s de 7,65 $mm.dia^{-1}$, enquanto a sorvidade apresentou um valor médio de 22,4 $mm.dia^{-1/2}$.

4.3. Análise das características hidrodinâmicas, K(θ) e h(θ), do perfil de solo estudado

Na Figura 15 são apresentados os resultados das curvas características, experimentais e ajustadas do solo, obtidas para as profundidades estudadas. Como se pode observar, os solos a algumas profundidades se comportam de maneira bastante semelhante entre si e, com base nisto, foi possível classificar o perfil de solo analisado em 4 comportamentos distintos de retenção de água. Para melhor observação dos comportamentos, procederam-se na obtenção dos valores médios de retenção, representativos de cada comportamento. Esses comportamentos são identificados na Figura 16, onde os CH 1, CH 2, CH 3 e CH 4 referem-se aos comportamentos hidrodinâmicos 1, 2, 3 e 4, respectivamente, descritos abaixo:

Comportamento hidrodinâmico 1 (**CH 1**), representada pela profundidade de 160 cm e é a que apresenta maior condução de água em todo perfil e, por conseqüência, a que menos retém água. Esta característica mais condutora pode ser explicada pela textura do solo a esta profundidade, uma areia franca, e pela sua massa específica, de 1,51 $g.cm^{-3}$, a qual é a menor em todo o perfil analisado (ver Tabela 02).

Comportamento hidrodinâmico 2 (CH 2), a segunda mais condutora do perfil, é representada pelas profundidades de 20 e 40 cm. Como apresentado na Tabela 02, as massas específicas nestas profundidades são de 1,52 a 1,57 $g.cm^{-3}$, respectivamente, sendo a massa específica média igual a 1,55 $g.cm^{-3}$. A estas profundidades, foram encontradas a textura franca e franco siltosa.

Comportamento hidrodinâmico 3 (CH 3) representada pelas profundidades de 60 e 80 e 140 cm, com massas específicas de 1,56; 1,59 e 1,61 $g.cm^{-3}$, respectivamente, e massa específica média de 1,586 $g.cm^{-3}$. Nas profundidades de 60 e 80 cm, o solo apresenta uma textura franco argilosa. Apesar de estar inserida na característica hidrodinâmica 3, a profundidade de 140 cm difere em textura das demais, sendo um solo de textura franca. Porém a sua alta massa específica, em torno de 1,61 $g.cm^{-3}$, pode explicar o fato do solo a esta profundidade apresentar as características de um solo franco argiloso.

O **comportamento hidrodinâmico 4 (CH 4)**, representado pelas profundidades de 100 e 120 cm, é o menos condutor de todo o perfil de solo analisado. A

estas profundidades, os solos apresentam duas classes texturais, a saber, franco siltoso (100 cm) e franco (120 cm). A característica menos condutora desta camada pode estar associada ao seu alto valor da massa específica.

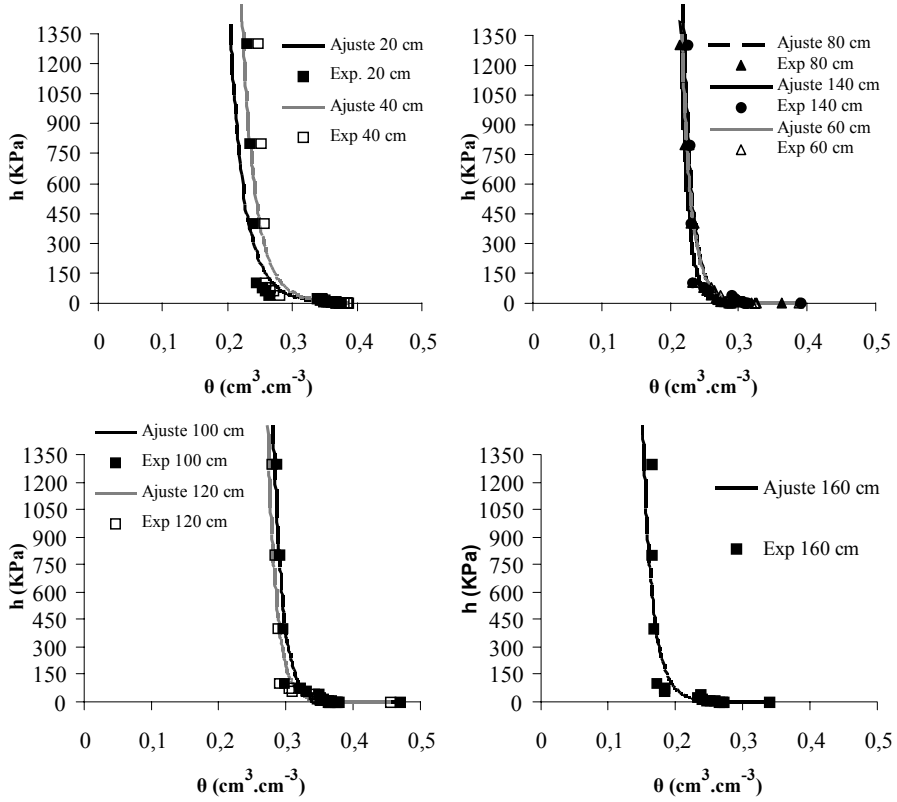


Figura 15 - Curvas de retenção de água no solo, ajustadas e experimentais, para o solo estudado. Profundidades de 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140 e 160 cm.

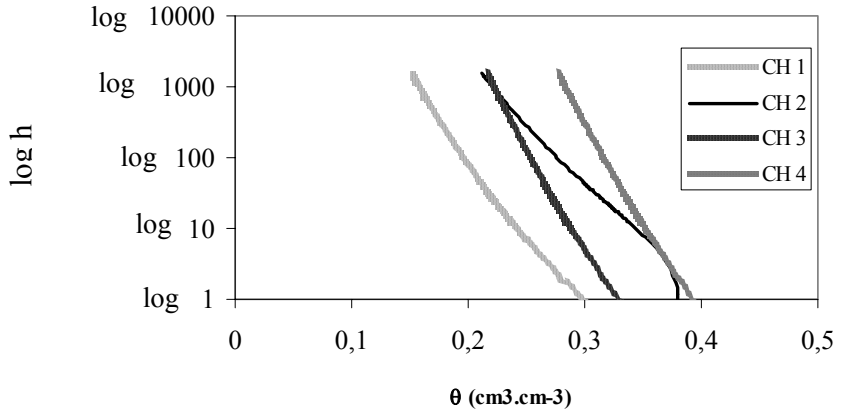


Figura 16 - Curvas de retenção da água. Médias das curvas ajustadas segundo os comportamentos de retenção observados em experimentos de laboratório. CH é a abreviação para o comportamento hidrodinâmico.

Os quatro comportamentos hidrodinâmicos também são observadas nos gráficos de condutividade hidráulica apresentados na Figura 17. Da mesma forma que foi feito para as curvas de retenção, são apresentadas na Figura 18 as curvas médias representativas de cada comportamento observado.

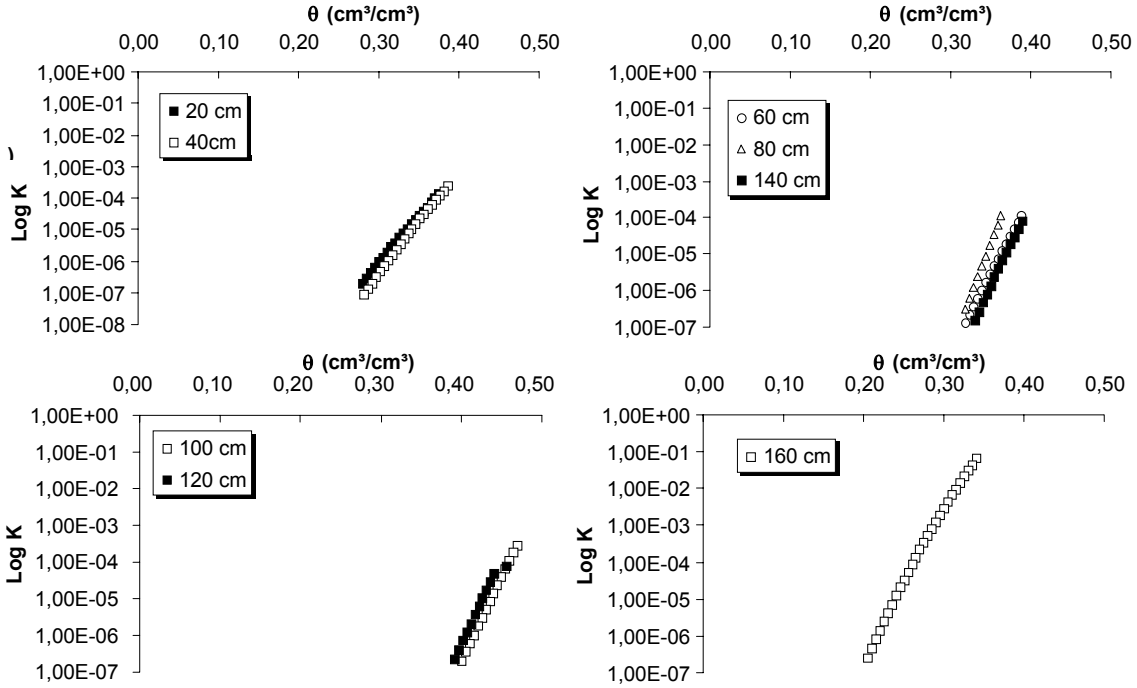


Figura 17 - Curvas de condutividade hidráulica em função das umidades para as profundidades do solo estudado. Profundidades de 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140 e 160 cm.

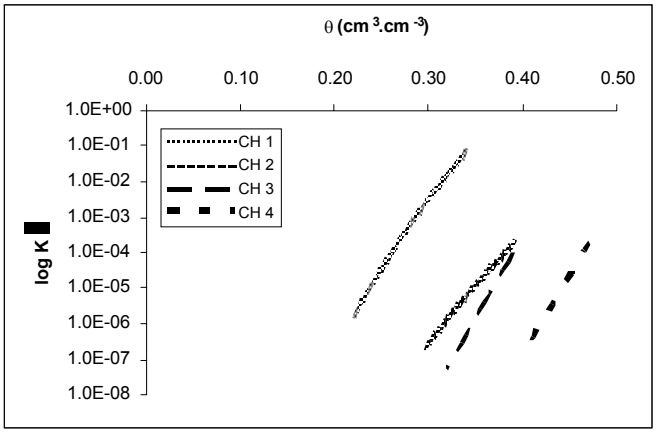


Figura 18 - Curvas de condutividades hidráulicas para os quatro comportamentos hidrodinâmicos observados.

4.4. Armazenamento de Água no Perfil do Solo Estudado

4.4.1. Variação de umidade no período monitorado (janeiro a março de 2004)

A Figura 19, 20 e 21 apresentam os dados da precipitação pluvial e das umidades volumétricas do solo, nas profundidades de 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140 e 160 cm, no período de 01 de janeiro a 31 de março de 2004. É importante mencionar que os 3 meses anteriores ao início da monitoração das umidades (outubro, novembro e dezembro de 2003) as precipitações foram pequenas, acumulando 57, 22 e 37 mm, em cada mês, respectivamente.

Observa-se que, em conseqüência das chuvas, ocorre o umedecimento do perfil primeiramente nas camadas mais superficiais, 20 e 40 cm, seguidas das camadas 60 e 80 cm. Também se observa variação de umidade nas camadas de 100 a 160 cm, no entanto, pela observação dos dados de drenagem e de acordo com as características hidrodinâmicas das camadas 100 e 120 cm, percebe-se que este umedecimento não é devido ao avanço da frente de molhamento, e sim devido a outros fatores, tais como caminhos preferenciais.

Após o umedecimento inicial, ocorre pouca variação de umidade ao longo do perfil nos dias posteriores até o final do período monitorado. A camada que sofre maiores variações é a de 20 cm, provavelmente devido ao erro associado às determinações de umidade, uma vez que a esta profundidade, mesmo com a utilização do defletor, pode ter ocorrido fuga de nêutrons durante as medidas, além das perdas devido à evaporação. A precipitação acumulada no período monitorado foi de 684 mm.

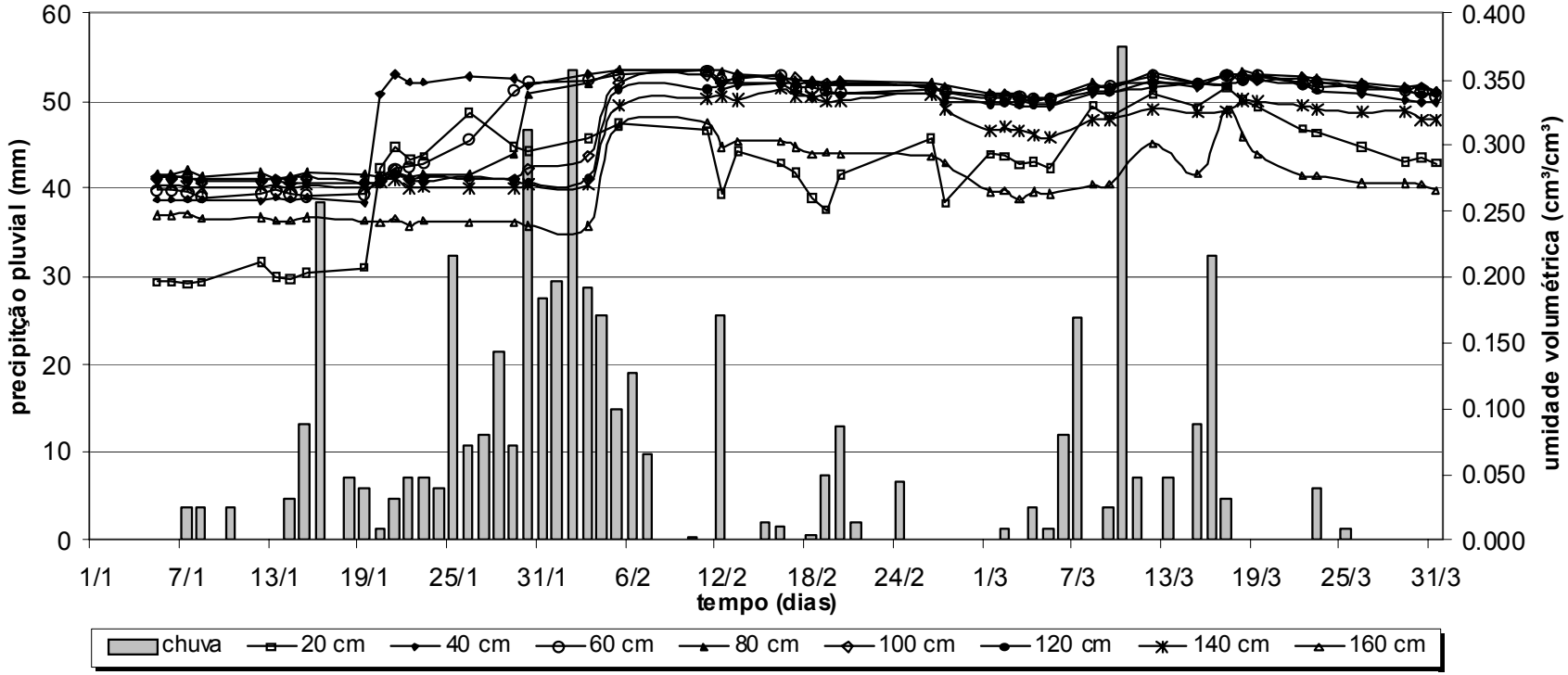


Figura 19 - Variação da umidade volumétrica e da precipitação em função do tempo nas camadas estudadas durante o período monitorado de janeiro a março de 2004.

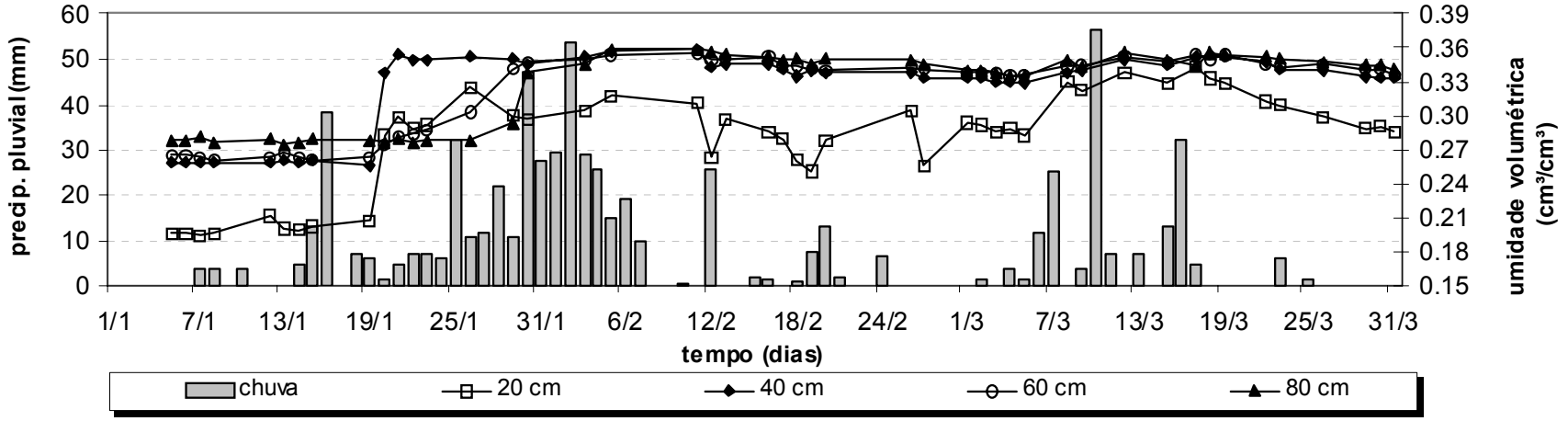


Figura 20 – Variação da umidade volumétrica e da precipitação pluvial em função do tempo nas camadas de 20 a 80 cm.

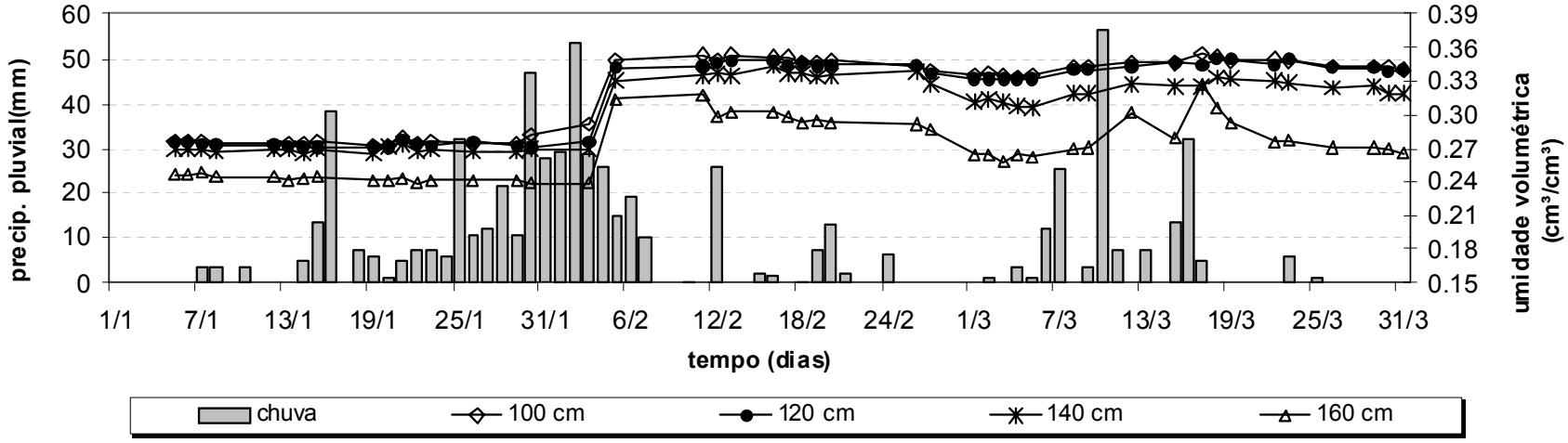


Figura 21 – Variação da umidade volumétrica e da precipitação pluvial em função do tempo nas camadas de 100 a 160 cm.

Variação da umidade volumétrica do solo no mês de janeiro

A partir das Figuras 22, 23 e 24, observa-se que até a metade do mês de janeiro (19/01) todo o perfil apresenta baixas umidades. No começo do mês, a camada a 20 cm está com sua umidade em torno de 0,19 $cm^3.cm^{-3}$; as camadas a 40 e 60 cm, em torno de 0,26 $cm^3.cm^{-3}$; as camadas a 80, 100 e 120 cm em torno de 0,27 $cm^3.cm^{-3}$, e a de 160 cm uma umidade de 0,24 $cm^3.cm^{-3}$. Em conseqüência das precipitações que ocorreram a partir do dia 07/01, aproximadamente 80 mm até dia 19/01, as camadas de 20 a 80 cm sofreram acréscimos em suas umidades embora estas variações não tenham ocorrido simultaneamente. Em todas as profundidades, pode-se observar o avanço da frente de molhamento: primeiramente são as camadas a 20 e 40 cm, que ganham umidade, em seguida a camada a 60 cm vai de forma mais gradual aumentando sua umidade, e a camada a 80 cm só sofre aumento em sua umidade no fim do mês, 9 dias após as primeiras camadas.

A partir do dia 20/01 as camadas a 20 e 40 cm apresentam, respectivamente, umidades em torno de 0,28 $cm^3.cm^{-3}$ e 0,33 $cm^3.cm^{-3}$, com aumentos de 67% e 28%, respectivamente. Estas duas camadas são representadas pelo CH 2, que se caracteriza por apresentar a segunda maior condutividade hidráulica do perfil, esta boa condução de água está bem representada nas variações de umidade dessas camadas ao longo do tempo.

As camadas a 60 e 80 cm aumentam suas umidades de forma mais gradativa e no dia 30/01 apresentam aumento de 32 e 22%, respectivamente. A forma mais gradual com que estas camadas variam suas umidades pode ser devido a dois fatores: primeiro ao avanço da frente de molhamento que ocorre de forma gradual e segundo a menor condutividade hidráulica dessas camadas, quando comparadas com as superiores. Elas são representadas pelo CH 3, que se caracteriza por uma condutividade baixa.

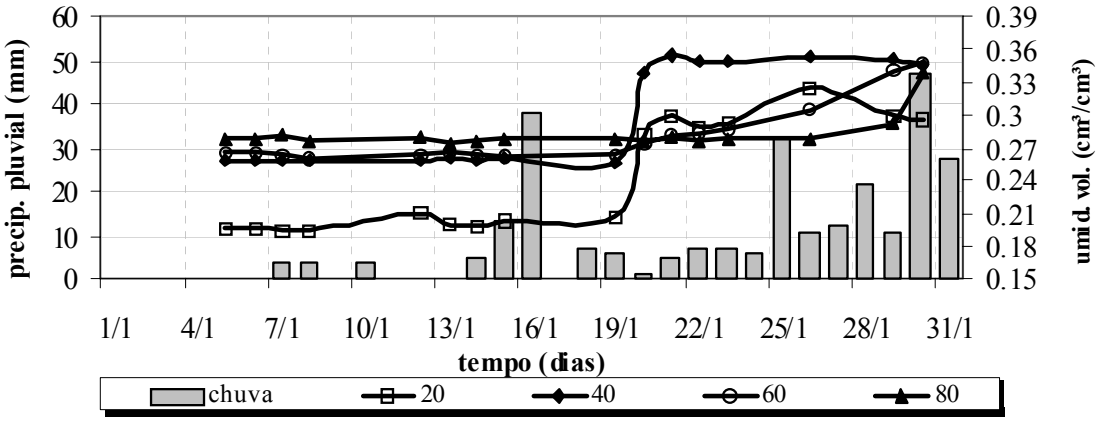


Figura 22 - Variação da umidade volumétrica e da precipitação em função do tempo nas camadas de 20 a 80 cm no mês de janeiro.

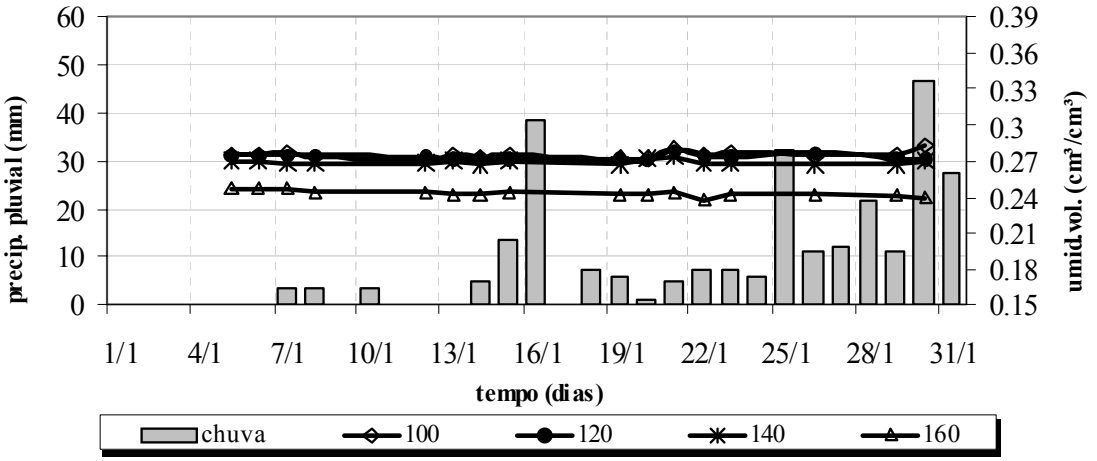


Figura 23 - Variação da umidade volumétrica e da precipitação em função do tempo nas camadas de 100 a 160 cm no mês de janeiro.

Variação da umidade volumétrica do solo no mês de fevereiro de 2004

Observando as Figuras 25, 26 e 27 pode-se analisar mais detalhadamente o mês de fevereiro. Nas figuras 25 e 26, pode-se observar que no mês de fevereiro choveu um pouco menos do que em janeiro, tendo as precipitações se concentrado na primeira semana, com um total de precipitação de 240 mm.

Também se pode observar nestas figuras que houve variação nas umidades das camadas a partir de 100 cm, no entanto, quando observamos suas características hidrodinâmicas (Figura 18), e os dados de drenagem (Figura 32) observa-se que este aumento nas umidades não é devido a percolação da água no perfil. As camadas 100 e 120 cm são representadas pelo CH 4 que se caracteriza por uma condutividade muito baixa, podendo estar atuando como camada de impedimento ao fluxo.

Nas demais camadas, 20, 40, 60 e 80 cm, não houve variações de umidades, com exceção da camada mais superficial, a 20 cm. A pouca variação de umidade nessas profundidades pode ser devido ao fato dessas camadas já se encontrarem bastantes úmidas, e nessa situação, havendo gradiente, a condução de água se dá de forma mais rápida. Resultado semelhante obteve Ladekarl et al. (2004) que durante o monitoramento do movimento de água no solo, observaram que durante os anos mais chuvosos, a frente de molhamento foi mais veloz que nos anos mais secos, alcançando velocidade de 47 cm por dia.

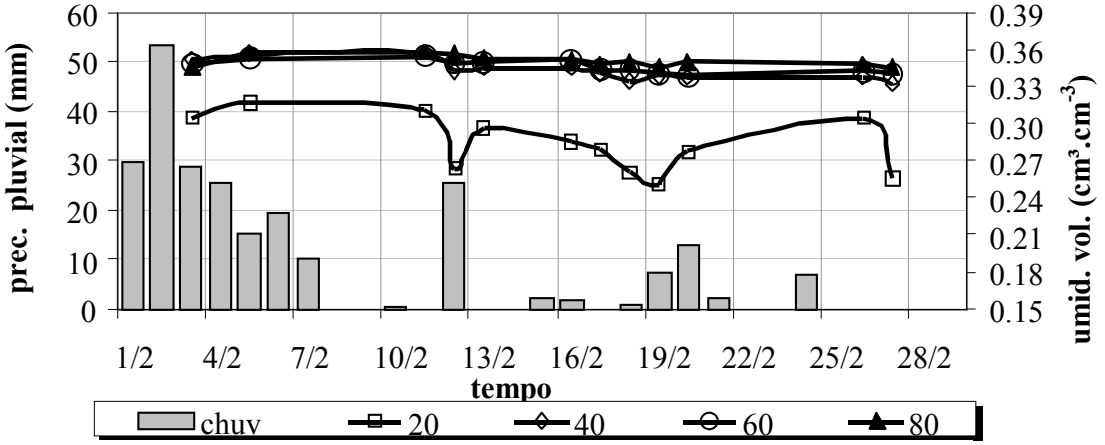


Figura 24 - Variação da umidade volumétrica e da precipitação em função do tempo nas camadas de 20 a 80 cm no mês de fevereiro.

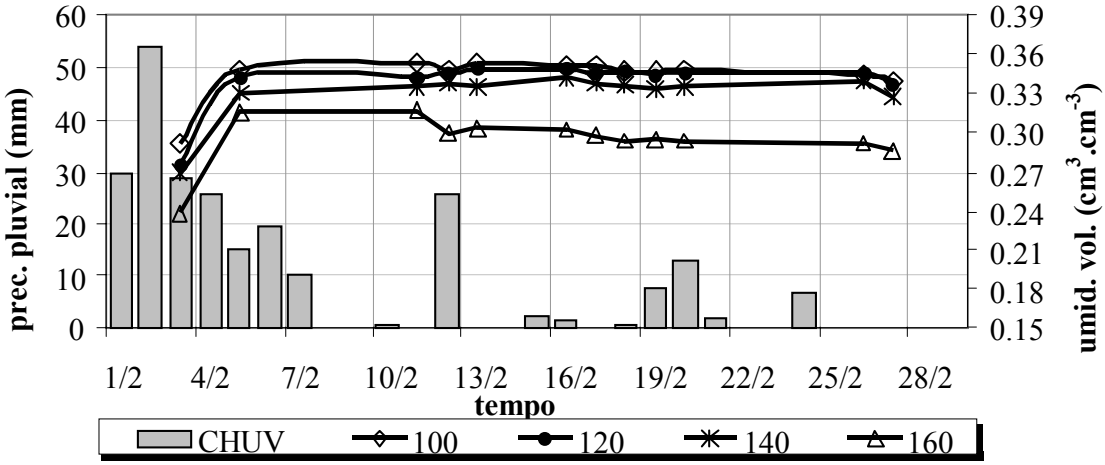


Figura 25 - Variação da umidade volumétrica e da precipitação em função do tempo nas camadas de 100 a 160 cm no mês de fevereiro.

Variação da umidade volumétrica do solo no mês de março de 2004

Nas figuras 28 e 29 pode-se observar que nos 5 primeiros dias do mês, praticamente não choveu e não ocorrem alterações nas umidades ao longo de todo o perfil. Com as primeiras precipitações, há uma variação de 17 % (entre os dias 05 e 08/03) na umidade da camada a 20 cm, nas demais profundidades não se percebe variação em suas umidades.

Nos dias subseqüentes, ocorre pouca variação ao longo de todo o perfil, com exceção da camada a 20 cm que perde umidade na ordem de 15% ao longo do período monitorado e a camada a 160 cm que sofre acréscimos de 12% entre os dias 09 e 12/03 e de 18% entre os dias 15 e 17/03, voltando a perder água a partir do dia 18/03 quando as precipitações cessam.

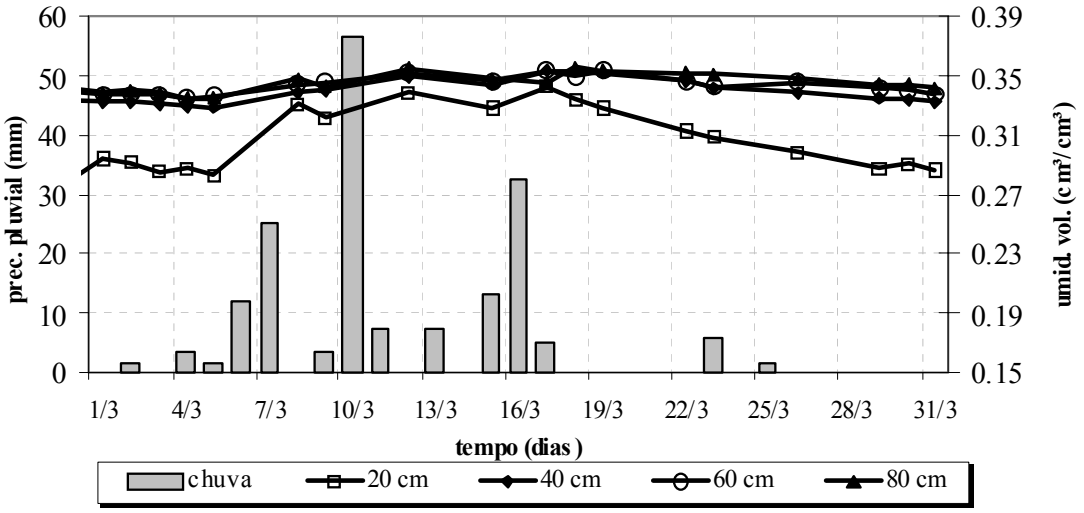


Figura 26 – Variação da umidade volumétrica da precipitação em função do tempo nas camadas de 20 a 80 cm no mês de março.

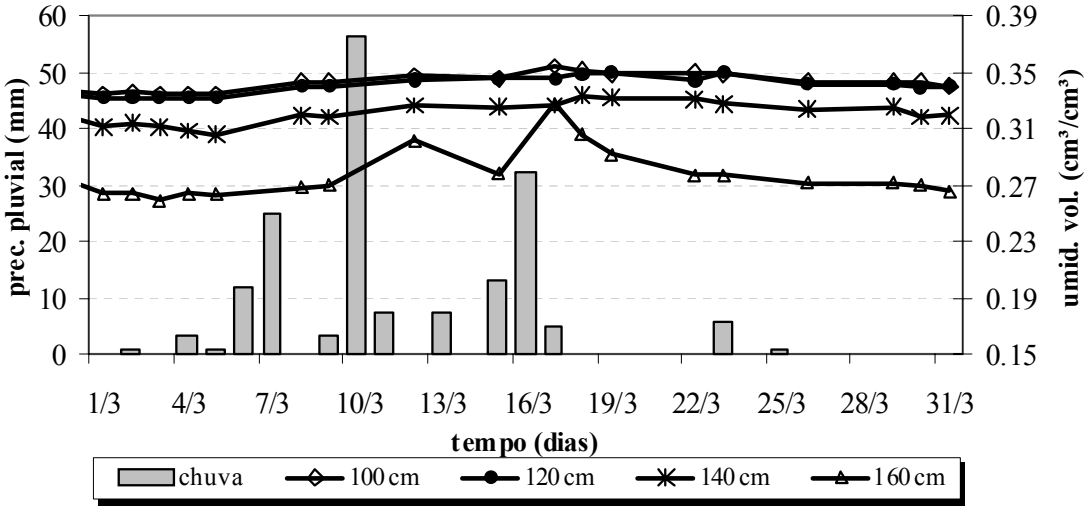
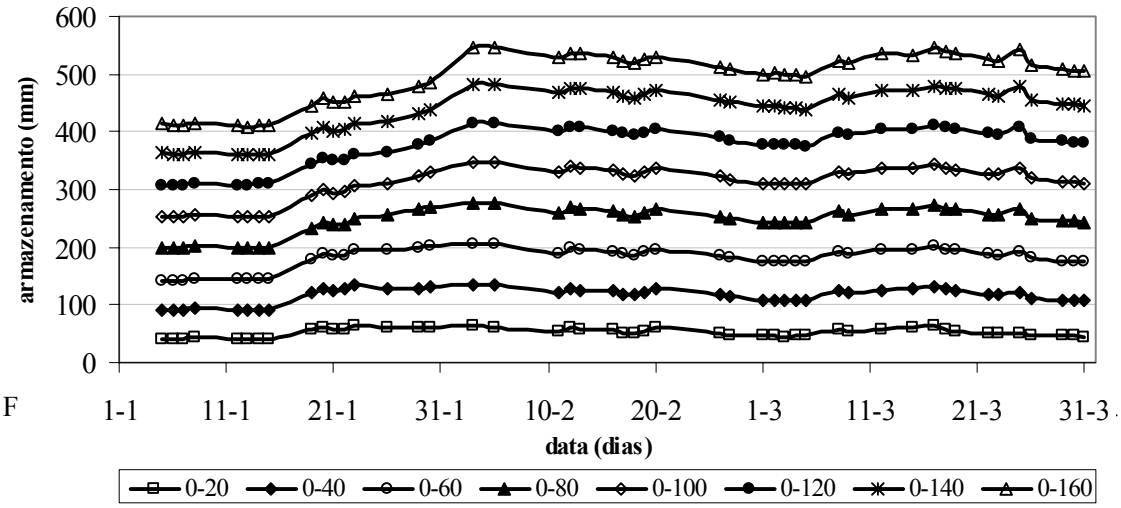


Figura 27 – Variação da umidade volumétrica da precipitação em função do tempo nas camadas de 100 a 160 cm no mês de março.

4.5. Armazenamento acumulado de água no tempo

Na figura 31 é apresentada a evolução do armazenamento acumulado, no tempo, de água no perfil estudado durante o período de janeiro a março de 2004. Como se pode observar, ocorre um acréscimo no armazenamento de água nas camadas compreendidas entre 0 e 160 cm (160 cm é a camada monitorada mais profunda). Considerando os valores do dia 05/01 e 31/03, o acréscimo entre essas camadas foi de aproximadamente 22%. No entanto, no dia 03/02, este acréscimo chega a ser de aproximadamente 32%, quando comparado com o dado do dia 05/01.



F

Figura 28 – Armazenamento acumulado de água no solo. Cada linha indica o volume de água acumulado no volume de solo que vai da profundidade indicada até a superfície do terreno.

Também se observa que o aumento no armazenamento se dá até o começo de fevereiro, que coincide com o período mais chuvoso. Como pode ser observado na Tabela 4, a água armazenada se concentrou nas camadas entre 0 e 60 cm. Na Tabela 4 são calculadas as perdas/ganhos de armazenamento acumulado entre os dias 05/01 e 31/03 para as camadas 0-20, 0-40, 0-60, 0-100, 0-120, 0-140 e 0-160. Como se pode perceber na tabela, considerando todo o período monitorado, o maior armazenamento é nas camadas menos profundas.

Tabela 4 - Variação do armazenamento de água nas camadas entre os dias 05/01 e 31/03 e diferença entre os armazenamentos entre as camadas consecutivas.

0-20	0-40	0-60	1-80	0-100	0-120	0-140	0-160
Variação (mm) nas camadas entre os dias 05/01 e 31/03							
15,07	20,04	22,05	22,53	22,85	23,11	22,98	22,12
Diferença (mm) entre os armazenamentos entre as camadas							
4,97	2,00	0,49	0,31	0,26	-0,12	-0,87	

Comparando-se os dados de armazenamento com os dados de drenagem (Figura 32), observa-se que a drenagem só começa a ocorrer entre os dias 19/01 e 20/01, posterior ao armazenamento de água verificado entre os dias 15/01 e 19/01, indicando um comportamento coerente, onde o solo é primeiramente umedecido para depois iniciar o processo de drenagem.

4.6. Estimativa da recarga

Na Figura 32 são apresentadas as drenagens estimadas entre as camadas estudadas. Como se pode observar, a drenagem mais acentuada ocorreu entre 20 e 40 cm e entre 40 e 60 cm. Já entre 60 e 80 cm, observa-se uma diminuição da drenagem, a qual passa a ser praticamente nula entre 80-100 cm e nas camadas subseqüentes. Isto esta em acordo com as propriedades hidrodinâmicas das camadas 100 e 120cm, que apresentam condutividades muito baixas, e alta retenção de água, o que indica um impedimento ao fluxo para as camadas mais profundas.

O comportamento da drenagem entre as camadas 20 e 40 cm coincide com as variações das umidades observadas nestas camadas. Isto está condizente com a observação de suas propriedades hidrodinâmicas, representadas pelo CH 2, que é caracterizado como sendo o segundo mais condutor do perfil. Percebe-se que a drenagem a 40-60 cm só ocorre 9 dias após a camada a 40 cm alcançar a umidade de 0,34 $cm^3.cm^{-3}$, indicando que a camada a 40 cm se umedece para só depois começar a drenar. O mesmo

ocorre entre as camadas 60-80 cm, que só começam a drenar após a camada 60 cm alcançar 0,34 $cm^3.cm^{-3}$ de umidade. Esse menor tempo pode ser devido ao fato destas profundidades já se encontrarem mais úmidas do que as camadas superiores. Ladekarl et. al (2004) num experimento de campo onde a dinâmica da água foi monitorada com TDR em diferentes profundidades no perfil, durante 7 anos, concluíram que a velocidade da frente de molhamento é sensível ao conteúdo de água inicial e variou de ano pra ano em função das umidades iniciais.

Como já dito, as drenagens entre as camadas 80-100 cm, 100-120 cm, 120-140 cm e 140-160 cm são praticamente nulas. Este resultado está coerente com as propriedades hidrodinâmicas observadas para as camadas de 100 e 120 cm, as quais correspondem ao CH 4, caracterizado pela baixa condutividade hidráulica, o que estaria impedindo o fluxo vertical descendente de água. No entanto, observando os dados dos perfis de umidade nessas camadas (Figura 26), verifica-se que há variação em suas umidades, indicando que essas camadas receberam água por outros caminhos, não sendo através da percolação de água pelo perfil, possivelmente a água escoou pelo espaço entre o piezômetro e o solo.

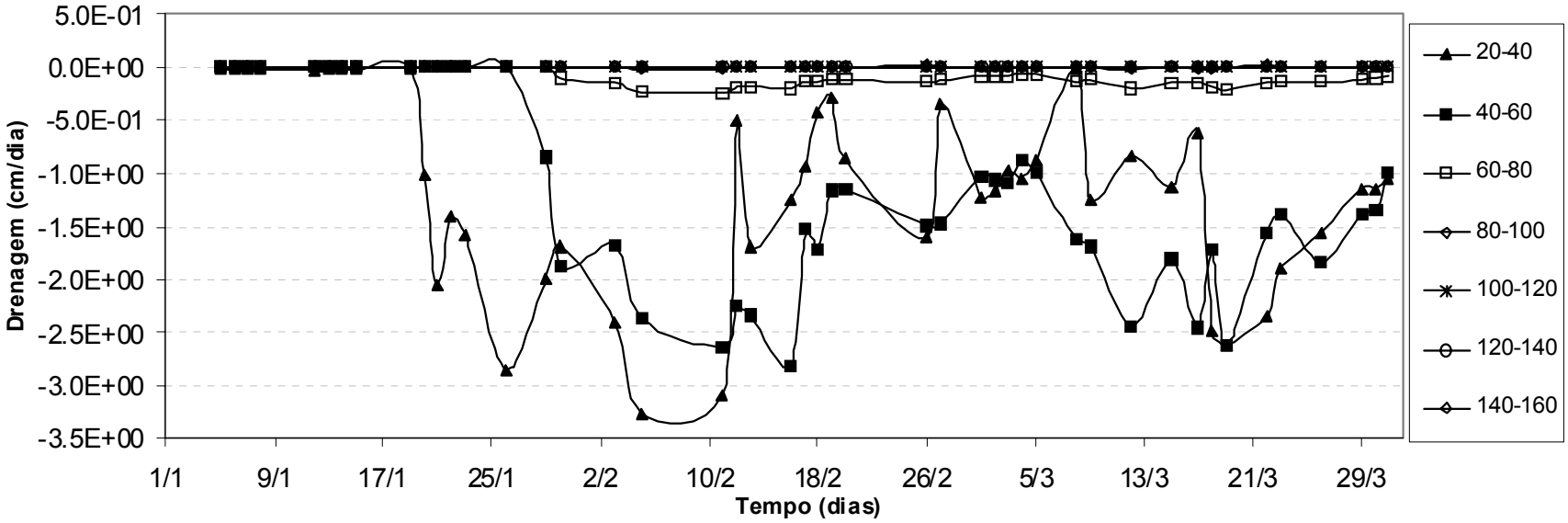


Figura 29 - Drenagem nas camadas estudadas durante o período estudado.

4.7. Monitoramento do lençol freático

A Figura 33 mostra a relação entre o nível freático (cm) e a precipitação pluvial (mm) nos meses de janeiro a março de 2004. O "zero", no eixo secundário das ordenadas, representa o nível da superfície.

Verifica-se que, no início do período monitorado (Figura 34), o nível freático encontra-se aproximadamente a 450 cm abaixo da superfície do solo. Com as primeiras precipitações, dias 15 e 16/01 (13 e 38 mm, respectivamente), as medições demonstraram uma ligeira subida no nível freático. No entanto, quando se analisa o perfil de umidade (Figura 23), observa-se que as camadas mais profundas ainda não foram umedecidas pela drenagem da água proveniente destas precipitações, o que indica que esta variação não é devida à percolação da água através do perfil.

No período que vai dos últimos dias de janeiro ao começo de fevereiro (até dia 03/02) ocorreu uma precipitação acumulada de 380 mm. Observando-se o perfil de umidade (Figura 26) durante este período, percebe-se que no dia 03/02 todo o perfil ganhou umidade, inclusive as camadas mais profundas. No entanto, quando são observados os dados de drenagem (Figura 32) durante todo o período monitorado, verifica-se que não ocorre drenagem de água, através do perfil, a partir da camada a 100 cm, o que reforça a hipótese de que a água se movimenta através de caminhos preferenciais. A rápida resposta do aqüífero também indica que uma das formas pela qual a água alcançou o lençol freático, pode ter sido por entre os espaços criados fora das paredes do piezômetro (espaço anelar).

Quando as precipitações se tornam escassas, o nível freático baixa lentamente (fim de fevereiro, começo de março), apresentando aumento sempre após algum evento chuvoso, provavelmente devido à propagação da água através de caminhos preferenciais.

Atualmente está sendo pesquisada em diversas universidades a questão de caminhos preferenciais da água no solo devido a diversas causas, tais como raízes de vegetação, ações de roedores e pequenos animais, perfurações antigas abandonadas, espaço anelar em torno da tubulação de poços. Talvez possam existir algumas dessas causas no entorno da parcela em estudo.

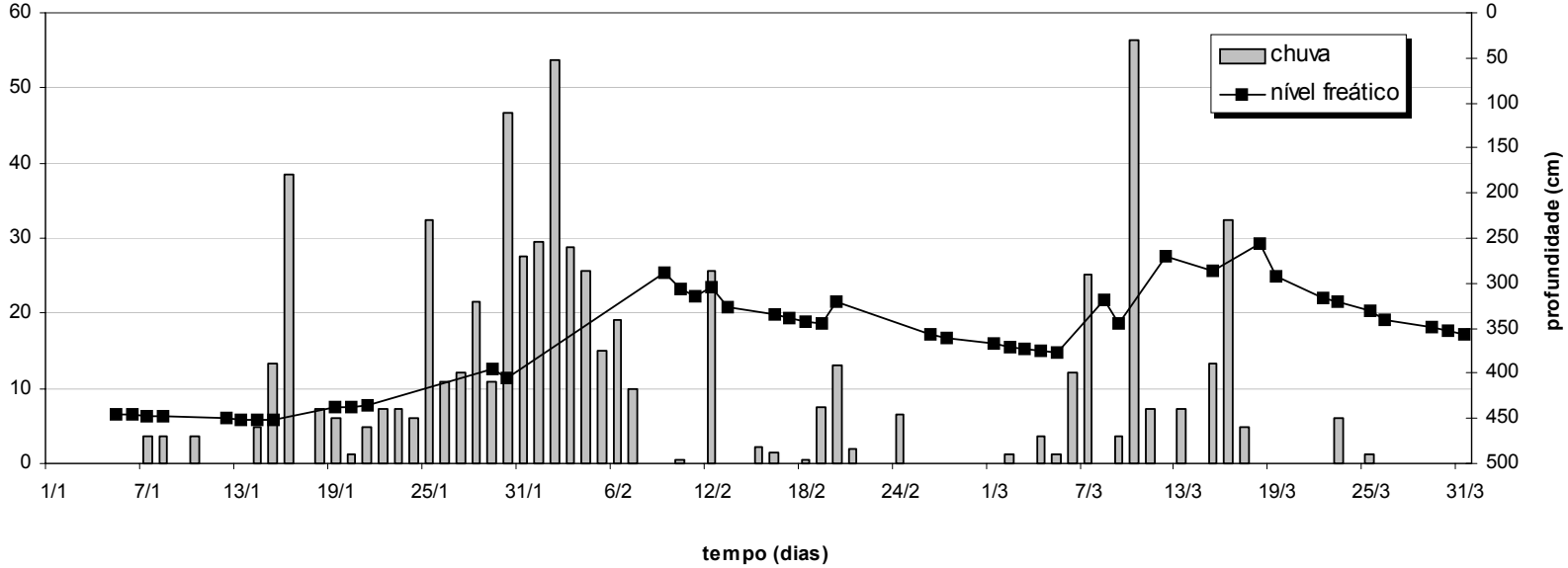


Figura 30 - Variação do nível freático em função do tempo durante todo o período monitorado, janeiro a março de 2004.

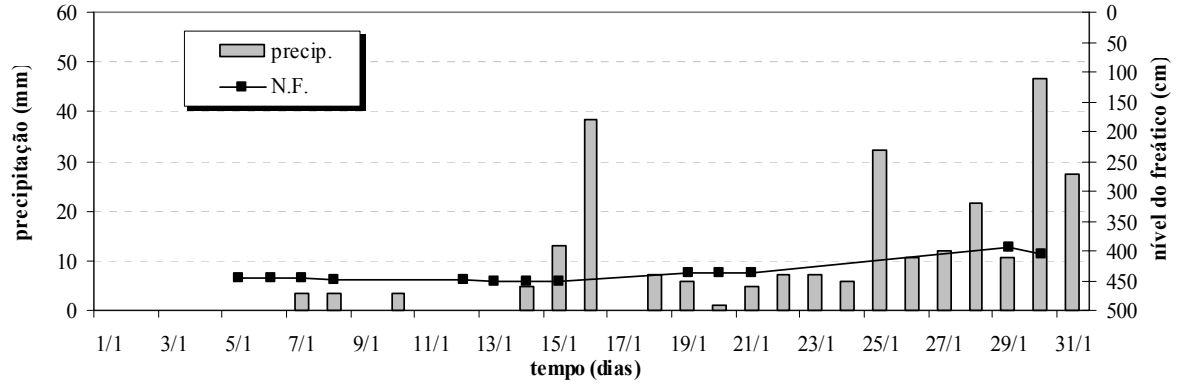


Figura 31 - Variação do nível freático e da precipitação em função do tempo durante o mês de janeiro.

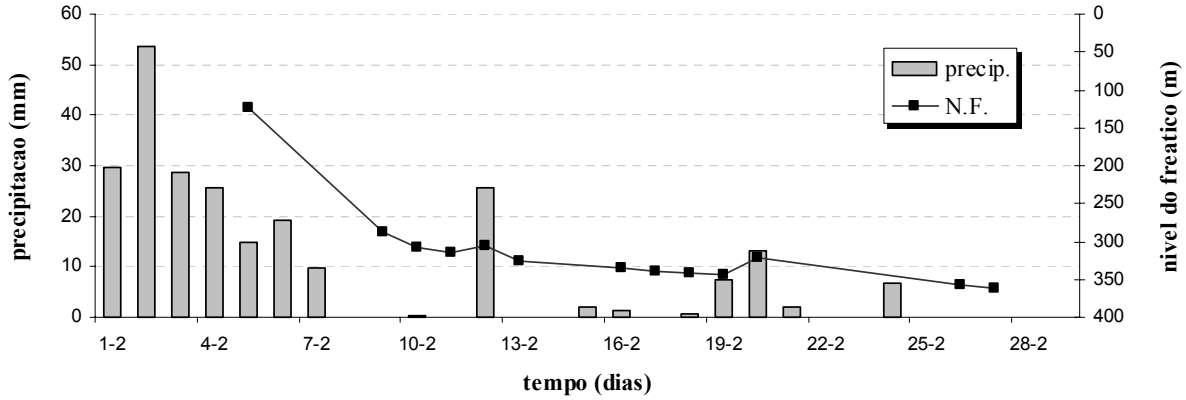


Figura 32 - Variação do nível freático e da precipitação em função do tempo durante o mês de fevereiro.

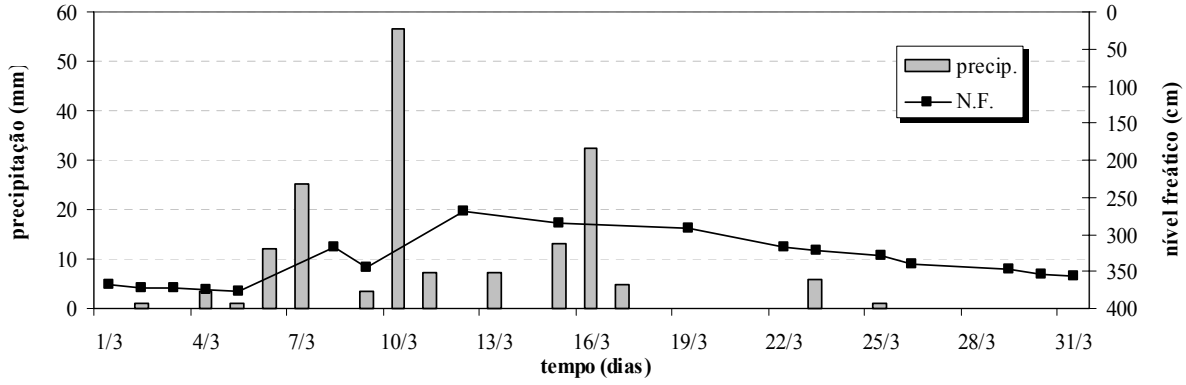


Figura 33 - Variação do nível freático e da precipitação em função do tempo durante o mês de março.

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Com base nos resultados encontrados, pode-se destacar as seguintes conclusões:

● O solo apresentou-se heterogêneo em relação a sua granulometria, variando de franco argiloso a areia franca ao longo do perfil.

● O perfil apresentou uma camada a 130 cm de profundidade com condutividade hidráulica saturada bastante baixa, indicando uma provável camada de impedimento para a percolação da água, dentro do perfil.

● As variações no NF não são exclusivamente decorrentes da percolação da água através do perfil do solo. As variações observadas nos níveis freáticos durante o período monitorado, se devem a contribuições devido a presença de caminhos preferenciais no solo ou à outras contribuições, como o escoamento da água através do espaço anelar.

● Os dados de drenagem no perfil indicam que a velocidade de percolação no solo fica bastante lenta a partir da profundidade de 80 cm.

● Foi possível identificar, através dos ajustes das curvas e da observação dos dados no perfil, 4 (quatro) comportamentos hidrodinâmicos bem definidos.

Como recomendação para futuras pesquisas, sugere-se, que em experimentos semelhantes, seja realizado o balanço hídrico completo, com estimativa do escoamento superficial, levando em conta inclusiva os fluxos laterais. E um estudo sobre os caminhos preferenciais.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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 American Journal**, v.60, p.710-715, 1996.

ANTONINO, A. C. D.; ANGULO-JARAMILLO, R.; SOUZA, E.S.; NETTO, A. M.; CARNEIRO, C.J.G.; MONTENEGRO, A.A.A. Determinação da condutividade hidráulica e da sorvidade de um solo com infiltrômetro a disco, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, Aracaju, 2001.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. Solo - Análise Granulométrica. Rio de Janeiro, ABNT, 1984. (ABNT NBR - 7181).

BORGES, E. **Determinação da sorvidade e da condutividade hidráulica de solos não saturados utilizando-se o permeâmetro a disco**. Recife, 1995. 49p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco.

BORGES, E., ANTONINO, A.C.D., DALL'OLIO, A., AUDRY, P., CARNEIRO, C.J.G. Determinação da condutividade hidráulica e da sorvidade de um solo não saturado utilizando-se permeâmetro a disco. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.34, n.11, p.2083-2089, 1999.

BRAUN H.M.H. e KRUIJNE, R. Soil conditions. In: **Drainage Principles and Applications. International Institute for Land Reclamation and Improvement.** Wageningen, 2.ª ed p. 77-109,1994.

BROOKS R.H., COREY, A.T. . **Hydraulic properties of porous media**. Hydrology Paper 3, Colorado State University, Fort Collins, 1964.

BURDINE, N.T. Relative permeability calculation from size distribuition data. Trans. AIME 198, pp 71-78, 1953.

CABRAL. J.J.S.P. Movimentos das águas subterrâneas, in **Hidrogeologia: conceitos e aplicações.** CPRM, 1997.

CABRAL. J.J.S.P.; KOIDE, S.; SIMÕES, S.J.C.; MONTENEGRO,S.M.G.L. Recursos Hídricos Subterrâneos in **Hidrologia Aplicada à Gestão de Pequenas Bacias Hidrográficas**. p. 237-277, ABRH, Porto Alegre, 2001.

CHEN, J.; HOPMANS, J. W. & GRISMER, M. E. Parameter estimation of two-fluid capillary pressure-saturation and permeability functions. **Advances in Water Resources**, v. 22, n. 5, p. 479-493, 1999.

CLOTHIER, B. E.; WHITE, I. Water diffusivity of a field soil. **Soil Science Society of American Journal**.,v.46, p. 155-158, 1981.

CODEVASF. Drenagem como instrumento de dessalinização e prevenção da salinização de solos. 1. ed. Minas Gerais: Ministério da agricultura, 2002. 216 p.

COSBY, B.J.; HORNBERGER, G.M.; CLAPP, R.B.; GINN, T.R. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. **Water Resources Resarche**. v. 20, p. 682-690, 1984.

DE VRIES, J.J. & SIMMERS, I. Groundwater recharge: an overview of process and challenges. **Hydrogeology Journal**, v.10, n.1, 2002.

DIRKSEN, C. Flux-controlled sorptivity measurements to determine soil hydraulic property funcitons. **Soil Science Society of American Journal**, v.43, p.827-834, 1979.

DIXON, R.M. Design and use of closed-top infiltrometers. **Soil Science Society of American Proceedings**, v.39, p.755-763, 1975.

DRISCOL, F.G. **Groundwater and wells**, published by Johnson Filtration Systems, St Paul, Minnesota, 1986.

GREACEN, E.L, **Soil water assessment by nêutron method**. CSIRO. Austrália, 1981

HAVERKAMP, R; ROSS, P. J.; SMETTEM, K. R. J.; PARLANGE, J. Y. The dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. **Water Resources Research**, v.30, n.3, p.2931-2935, 1994.

KABAT, P. & BEEKMA, J. **Water in the Unsaturated Zone** in Drainage Principles and Applications. ILRI Publication 16, The Netherkands, 1994.

LADEKARL, U.L.; RASMUSSEN, K.R.; CHRISTENSEN, S.; JENSEN, K.H.; HANSEN, B. Groundwater recharge and evapotranspiration for two natural ecosystems covered with oak and heather. **Journal of hydrology** v.300, issues 1-4, p.76-99, 2004.

LERNER, D.N.; ISSAR, A.S.; SIMMERS,I. (1990) **Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge**. IAH, Int. Contrib. Hydrogeology, 345p.

LIBARDI, P.L. (2000). **Dinâmica da água no solo**. 1 ed. Piracicaba. 509p.

LIMA, C.A.G. & SILANS, A.P. Variabilidade especial da infiltração de água no solo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira,** v.34, p. 2311-2320, 1999.

MOENCH, A.F. & BARLOW, P.M. Aquifer reponse to stream-stage and recharge variations. I. Analytical step-response functions, **Journal of Hydrology**, 230, p.192-210, 2000.

MUALEN, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resource. Resarche**, v.12, p.513-522, 1976.

MUALEM, Y.; MOREL-SEYTOUX, H. J. Analysis of capillary hysteresis model based on a one-variable distribution function. **Water Resource. Resarche**, v.14, p.605-610, 1978.

PERROUX, K. M.; and WHITE, I. Design for disc permeameters. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.52, p. 1205-1215, 1988.

PHILIP, J.R. The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. **Soil Science**, v.84, p.257-264, 1957.

PHILIP, J.R. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. **Soil Science**, v.84, p. 257-264, 1957.

PHILIP, J.R. The theory of infiltration. In: **Advances in Hydroscience**. New York: Academic Press, v.5, p. 215-296, 1969.

PREVEDELLO, C.L. Física do solo com problemas de física resolvidos. Sociedade autônoma de estudos avançados em física dos solos. SAEAFS, Curitiba PR, 446p, 1996.

REICHARDT, K. **Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera.** 4ed. Campinas, Fundação Cargil, 1985. 446p

RAWLS, W.J., BRAKENSIEK, D.L. **Estimation of soil water retention and hydraulic properties**. In: Morel, S. (Ed.), Unsatured Flow in Hydrologic Modeling. Theory and Pratice. Kluwer academic publishers, pp. 275- 300, 1989.

RICHARDS, L. A. **Capillary conduction of liquids in porous medium**. Physics, v1, p.318-333, 1931.

RITZEMA, H.P. **Drainage Principles and Applications**. Netherlands Wageningen, International Institute for Land Reclamation and Improvement, 1994. 1125p.

ROGOWSKI, A. S. Watershed physics: Model of soil moisture characteristics. **Water Resources. Resarche.** v.7, p1575-1582, 1971.

ROULIER, S. **Caractériation hidro-dispersive in situ de sols non saturés par infiltration d'eau et de solute. Cas de solo structures et de sols héterogènes.** Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier – Grenoble, 267p.,1999.

SAXTON, K.E.; RAWLS, W.J.; ROMBERGER, J.S.; PAPENDICK, R.I. Estimating generalized soil water characteristics from texture. **Soil Science Society of America Journal,** v. 50 (4), p.1031-1035, 1986.

SCANLON, B.R., HEALY, R. W.; COOK, P. G. Choosing appropriete techniques for quantifyning groundwater recharge. **Journal of Hydrology**, v.10, p. 18-39, 2002.

SMETTEM, K.R.J.; CLOTHIER, B.E. Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using mult-disc permeameters. **Journal of Soil Science**, v. 40, p. 563-568, 1989.

SMETTEM, K. R. J., PARLANGE, J. Y., ROSS, P. J., HAVERKAMP, R. Threedimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. Part I. A capillary-based theory. **Water Resources Research**. V.30, 2925-2929, 1994.

SOARES, W. A. **Caracterização Hidrodinâmica de solos em campo e em laboratório: análise numérica e fractal.** Recife,, 2004. 88 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco.

SOUZA, E. S. **Caracterização hidrodinâmica de dois solos aluviais utilizando o infiltrômetro a disco.** Recife, 2000. 74 p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Rural de Pernambuco

THONY, J.L.; VACHAUD, G.; CLOTHIER, B.E.; ANGULO-JARAMILLO, R. Field measurement of the hydraulic properties of soil. **Soil Technology**, v.4, p.111-123, 1991.

VANDERVAERE, J.P. **Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrometrie a disques. Analyse critique dês regimes pseudo-permanents. Méthodes transitoires et cãs des sols encroûtés.** 1995. Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier

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

VEREECKEN, H. VEREECKEN, J. MAES, J. FEYEN AND P. DARIUS , Estimating the soil moisture retention characteristics from texture, bulk density and carbon content. **Soil Science**. **148**, pp. 389–403. 1989.

WAGNER, B., V.R. TARNAWSKI, V. HENNINGS, U. MÜLLER, G. WESSOLEK, AND R. PLAGGE. Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. **Geoderma,** 102:275–297, 2001.

WHITE, I.; PERROUX, K. M. Estimation of unsatured hydraulic conductivity for field sorptivity measurements. **Soil Science Society of America Journal**., v.53, p.324-329, 1989.

WÖSTEN, J.H.M.; WÖSTEN, A.; LILLY, A.; NEMES AND C. LE BAS , Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. **Geoderma 90**, pp. 169–185, 1999.

ZHANG. R. Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disc infiltrometer. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 61, p. 1024-1030, 1997.

ZHU, Y.; WU, Y. AND DRAKE, S. A survey: obstacles and strategies for the development of groun-water resources in arid inland river basins of Western China. **Journal of Arid Environments** 59, 351-367, 2004.