

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

**Avaliação do regime estacionário em experimentos de fluxo de água
em colunas de solo saturado**

Luciana de Pinho Cunha

Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestre em Agronomia. Área de concentração: Física do
Ambiente Agrícola

**Piracicaba
2006**

Luciana de Pinho Cunha
Bacharel em Física

**Avaliação do regime estacionário em experimentos de fluxo de água em colunas
de solo saturado**

Orientador:
Prof. Dr. **SÉRGIO OLIVEIRA MORAES**

Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestre em Agronomia. Área de concentração: Física do
Ambiente Agrícola

**Piracicaba
2006**

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

Cunha, Luciana de Pinho

Avaliação do regime estacionário em experimentos de fluxo de água em colunas de solo saturado / Luciana de Pinho Cunha. - - Piracicaba, 2006.
74 p. : il.

Dissertação (Mestrado) - - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 2006.

1. Condutividade hidráulica 2. Física do solo 4. Solo saturado 5. Solutos I. Título

CDD 631.432

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

Aos meus pais, Maria Luzimar de P. Cunha e Osvaldo Cunha, heróis, exemplos, amigos, esteio, que sempre acreditam em mim, mesmo quando eu duvido, que sempre incentivam meus estudos, almejando meu sucesso, querendo sempre o melhor para mim, meu eterno amor e gratidão por

tudo,

À minha irmã querida, Fabiana de Pinho Cunha que, mesmo sem perceber, tem infinita influência e importância na minha vida,

À minha avó amada, Elvira Bílio Souza, que mesmo longe, nunca deixa de pensar em mim, apesar de tudo,

Ao meu noivo, José A. Bortolotti Jr., pelo amor, carinho, confiança, apoio e paciência, o tempo todo,

Dedico este trabalho

Agradecimentos

A Deus, que está sempre presente na minha vida, por tudo que me concede;

Ao meu orientador, Sérgio Oliveira Moraes, pelo apoio e pelo que pude tornar real daquilo que aprendi com sua orientação;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, CNPq, pela bolsa concedida;

À ESALQ/USP e ao Departamento de Ciências Exatas, pela oportunidade de desenvolver este trabalho;

Aos meus colegas e amigos, os quais tive o prazer de conhecer e conviver e que tornaram o mestrado mais agradável, Adriano D. M. de A. Gonçalves, Ana Carolina F. de Vasconcelos, Dolorice Moreti, Frederico Conдини, Marcela P. de C. Engler, Ricardo W. de Melo, e a todos que de alguma forma estiveram comigo nessa caminhada;

Aos mestres, pelos conhecimentos transmitidos de forma competente;

Aos funcionários do Departamento de Ciências Exatas, em especial, Francisco B. Dias, Solange de A. P. Sabadin e Luiz F. Novello;

Aos meus amigos, por estarem sempre presentes, em especial Wadley C. de Castro, que tem me apoiado e sido como um irmão desde a minha graduação até hoje;

A todos os meus familiares, pela força, mesmo de longe;

À minha sogra e meu sogro, Neusa e José A. Bortolotti, às minhas cunhadas, em especial, Juliana e seu esposo, Geraldo, pela acolhida em sua casa, me dando um lar e uma família, permitindo que eu tivesse uma convivência linda com meu sobrinho João Pedro, que todos os dias me ensina algo novo e faz meu dia valer a pena com um sorriso;

Ao meu noivo, José A. B. Junior, pela nossa caminhada juntos;

Aos meus irmãos mais velhos, Sandra e Tadeu, aos meus três lindos sobrinhos, Maurício, Gustavo e Laleska;

À minha irmã caçula, Fabiana, por quem tenho um amor que me dá força e ânimo;

À minha avó Elvira B. Souza e meu avô Lourenço P. Cunha;

Aos meus pais, pelo amor e apoio em todos os momentos, nunca deixando que eu desanimasse e me incentivando sempre a continuar.

SUMÁRIO

RESUMO.....	6
ABSTRACT.....	7
LISTA DE FIGURAS.....	8
LISTA DE TABELAS.....	9
1 INTRODUÇÃO.....	10
2 DESENVOLVIMENTO.....	12
2.1 Considerações Gerais.....	12
2.1.1 Condutividade hidráulica saturada do solo.....	14
2.1.2 Propriedades e interações que afetam a condutividade hidráulica saturada do solo.....	15
2.1.2.1 Propriedades do meio poroso e suas interações.....	15
2.1.2.2 Propriedades do líquido percolante.....	21
2.2 Material e métodos.....	26
2.2.1 Preparo das amostras de solo e acondicionamento nas colunas.....	27
2.2.2 Embebição das amostras.....	29
2.2.3 Ensaio de condutividade hidráulica saturada.....	30
2.3 Resultados e discussão.....	31
2.3.1 Amostra do Solo 1.....	32
2.3.2 Amostra do Solo 2.....	34
2.3.3 Amostra do Solo 3.....	35
2.3.4 Comparação dos dados das três amostras de solo estudadas.....	37
2.3.5 Variabilidade de K_0 em relação ao tempo de ensaio.....	42
3 CONCLUSÕES.....	46
REFERÊNCIAS.....	47
ANEXOS.....	55

RESUMO

Avaliação do regime estacionário em experimentos de fluxo de água em colunas de solo saturado

O presente trabalho teve por objetivo estudar o tempo necessário para que o fluxo da água no solo sob condições de saturação atinja o equilíbrio dinâmico, medindo-se a condutividade hidráulica saturada (K_0) do solo. A condição de equilíbrio dinâmico é a etapa que antecede a aplicação do íon no solo em estudos de eluição de solutos. Utilizaram-se amostras deformadas de três solos com diferentes granulometrias: muito argilosa, média e arenosa, coletadas em área experimental da ESALQ/USP. As amostras foram acondicionadas em colunas de PVC, e utilizou-se água destilada e deaerada para saturação e posterior escoamento nas colunas, conforme a montagem experimental do permeâmetro de carga constante. Os resultados demonstraram que para as amostras dos solos muito argiloso e médio, o equilíbrio foi atingido após 15 dias de drenagem e para o arenoso essa condição só foi verificada após 27 dias, sendo a variabilidade de K_0 maior nos primeiros seis dias de ensaio. Concluindo-se, portanto pela inadequação da utilização de um tempo fixo para a adição dos solutos.

Palavras-chave: Condutividade hidráulica; Equilíbrio dinâmico; Eluição de solutos

ABSTRACT

Evaluation of the stationary condition in experiments of water flow in saturated soil columns

The purpose of this work is to study the time for the water flow in soil under saturation to reach the steady-state, by measuring the saturated hydraulic conductivity (K_0) of soil. The steady-state is the stage that precedes the application of the ion solution in the soil sample in solute elution studies. Disturbed soil samples with different granulometries were used: very clayey, clay-sandy and sandy soil, collected in experimental area of the ESALQ/USP. The samples were conditioned in PVC columns, and distilled and deaerated water were used for saturation and subsequent drainage in the columns, the test is in accordance with the experimental assembly of constant head permeameter. The data demonstrated that for very clayey and clay-sandy samples, the steady-state was reached after 15 days and for sandy soil this condition was verified after 27 days, being the variability of K_0 bigger in the first six days of the test. Therefore it was concluded that is inadequate to use a fixed time for the addition of solutes in soil.

Keywords: Hydraulic conductivity; Steady-state; Solute elution

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Distribuição de íons adjacentes à superfície de argila de acordo com o conceito de dupla camada difusa.....	12
Figura 2 – Dupla Camada Difusa e seu efeito na condutividade hidráulica.....	13
Figura 3 – Esquema da montagem da coluna de PVC e suas partes integrantes....	22
Figura 4 – Esquema da montagem experimental do permeâmetro de carga constante.....	24
Figura 5 – Condutividade hidráulica saturada em função do tempo (Solo 1).....	27
Figura 6 – Condutividade hidráulica saturada em função do tempo (Solo 2).....	29
Figura 7 – Condutividade hidráulica saturada em função do tempo (Solo 3).....	31
Figura 8 – Médias das condutividades hidráulicas saturadas em função do tempo para os três solos.....	32

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1 – Valores de granulometria, densidade do solo e respectivo coeficiente de variação..... 21
- Tabela 2 – Dados de condutividade hidráulica saturada média, K_0 ($\times 10^{-6} \text{m s}^{-1}$), no tempo, t_i (s), seus respectivos desvios padrão, s ($\times 10^{-6} \text{m s}^{-1}$), e coeficientes de variação, CV (%), e o número de repetições (n) tomadas em cada t_i para o Solo 1..... 26
- Tabela 3 – Dados de condutividade hidráulica saturada média, K_0 ($\times 10^{-6} \text{m s}^{-1}$), no tempo, t_i (s), seus respectivos desvios padrão, s ($\times 10^{-6} \text{m s}^{-1}$), e coeficientes de variação, CV (%), e o número de repetições (n) tomadas em cada t_i para o Solo 2..... 28
- Tabela 4 – Dados de condutividade hidráulica saturada média, K_0 ($\times 10^{-6} \text{m s}^{-1}$), no tempo, t_i (s), seus respectivos desvios padrão, s ($\times 10^{-6} \text{m s}^{-1}$), e coeficientes de variação, CV (%), e o número de repetições (n) tomadas em cada t_i para o Solo 3..... 30

1 INTRODUÇÃO

A manutenção da capacidade produtiva do solo é indispensável ao desenvolvimento das culturas e conseqüentemente à vida sobre a terra. Não há dúvidas que o avanço tecnológico ao mesmo tempo em que gera uma grande quantidade de bens de consumo torna outros dispensáveis, ao lado de toneladas de resíduos provenientes de sua fabricação e utilização. Estes por sua vez, nem sempre são recicláveis ou reciclados, tendo como destino final o solo. Assim, o estudo das propriedades físicas do solo, mais propriamente das físico-hídricas, envolvidas no movimento da água e dos poluentes é de fundamental importância para o conhecimento do destino dos contaminantes.

Conseqüentemente, a quantificação do fluxo da água no solo é de interesse não apenas devido a sua importância em estudos de irrigação e drenagem, mas também para a conservação da água e do solo. Por sua vez o fluxo da água compreende vários processos como infiltração, redistribuição, retenção no solo e extração pelas plantas o que torna o estudo do movimento da água no solo bastante complexo.

No entanto, não é somente a água que se movimenta no solo. A água de chuva ou irrigação é uma solução que contém grandes quantidades de sais dissolvidos e durante o processo de infiltração ela ainda tende a dissolver solutos presentes no solo provenientes de fertilizantes, pesticidas, herbicidas, resíduos orgânicos, além do uso daqueles provenientes de resíduos industriais e domésticos, como alternativa economicamente viável e de aumento da produtividade de culturas.

Porém, esse uso, apesar de representar fonte de alguns nutrientes para as plantas, poder proporcionar melhorias nas condições do solo e minimizar o problema de estocagem, pode acarretar a presença de metais pesados. Dentre esses metais (referidos como metais pesados em virtude do peso específico maior que $5 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) alguns são nutrientes para as plantas, caso do Cobre, Zinco e Manganês (Cu, Zn, Mn) enquanto outros Cádmio, Chumbo e Mercúrio (Cd, Pb, Hg) têm associado a seus nomes uma toxicidade intrínseca.

A preocupação é, portanto, com a mobilidade desses elementos, que podem causar a contaminação da camada agriculturável do solo ou das águas subterrâneas e plantas podendo ainda apresentar problemas à saúde humana e dos animais.

Existem muitos estudos relacionados ao movimento dos solutos no solo, e as metodologias utilizadas, principalmente algumas desenvolvidas em laboratório, podem, em alguns casos, não levar em consideração variações importantes que ocorrem no solo durante o processo, em especial, antes da aplicação dos metais.

O objetivo inicial deste trabalho era estudar o movimento do íon Cádmio, sob condições de laboratório. O estudo dar-se-ia em colunas de solo deformado, utilizando água destilada e deaerada para embebição, a fim de determinar as curvas de eluição e obter os parâmetros de transporte do íon, conforme metodologia que prescreve saturação da coluna e posterior drenagem sob carga hidráulica constante e após um determinado número de horas, o início do ensaio de eluição do soluto. Observou-se, no entanto, que esse número de horas parecia ser um tempo arbitrário, que não necessariamente coincidia com a condição de fluxo sob equilíbrio dinâmico, ou seja, o fluxo não havia atingido o “steady–state”.

Portanto, este trabalho passou a se dedicar à observação do tempo necessário para atingir o “steady–state”, através das medidas de condutividade hidráulica saturada em laboratório, etapa experimental prevista nos estudos de eluição, e quais variáveis podem influenciar ou provocar alterações nas amostras na etapa do ensaio que antecede a aplicação do soluto de interesse.

2 DESENVOLVIMENTO

2.1 Considerações gerais

A fim de compreender melhor o movimento de íons no solo e poder realizar previsões, utilizando modelos numéricos, de possíveis contaminações das camadas mais profundas do solo e até mesmo de águas subterrâneas, é necessário o conhecimento da curva de eluição e a obtenção dos parâmetros de transporte do íon.

A curva de eluição é dada pela concentração relativa C/C_0 (em que C é a concentração do efluente coletado e C_0 a concentração inicial da solução contendo o íon a ser estudado) em função do tempo acumulado ou do volume de efluente coletado (em unidade de volume de poro, que corresponde ao volume de fluido que cabe na coluna de solo).

Os parâmetros de transporte podem ser estimados pelo ajuste das curvas de eluição, que utilizam as concentrações obtidas em experimentos de laboratório, por meio de soluções analíticas utilizando as equações de convecção-dispersão (MIRANDA, 2001). Os dados estimados são de grande utilidade na modelagem computacional para prever concentrações e o deslocamento miscível de solutos sob condições de escoamento permanente.

Pela combinação das equações de convecção-dispersão (Anexo A), que descrevem os processos de transporte de íons no solo (fluxo de massa e processos de difusão-dispersão), com a equação da continuidade, tem-se a equação geral de fluxo de solutos, da qual são obtidos os parâmetros de transporte de soluto, eq. (1).

$$\frac{\partial}{\partial t}(\theta C + \rho S) = \frac{\partial}{\partial X}(\theta D \frac{\partial C}{\partial X} - qC) \quad (1)$$

onde:

θ = umidade volumétrica, ($m^3 m^{-3}$);

C = concentração do íon em solução, ($kg m^{-3}$);

X = distância entre duas regiões de diferentes concentrações, (m);

S = concentração do íon adsorvido, massa de soluto por unidade de massa de solo, (kg kg^{-1});

ρ = densidade do solo, (kg m^{-3});

t = tempo, (s); e,

q = densidade de fluxo de água, (m s^{-1}), definida pelo volume (m^3) de água que atravessa a secção transversal (m^2) de uma coluna, por unidade de tempo.

A eq. (1) pode ser apresentada em sua forma reduzida, eq. (2), quando se considera que S e C têm relação linear, e que num fluxo estacionário em um perfil de solo homogêneo, θ e q são constantes no tempo e no espaço.

$$R \frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial X^2} - v \frac{\partial C}{\partial X} \quad (2)$$

onde:

D = coeficiente de dispersão hidrodinâmica, ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$);

R = o fator de retardamento (adimensional); e,

v = velocidade da água no poro, (m s^{-1}).

A velocidade da água no poro pode ser obtida pela eq. (3),

$$v = \frac{q}{\theta} \quad (3)$$

Verifica-se pela eq. (1), de maneira explícita ou na eq. (2), pela participação da velocidade da água no poro, eq. (3), a evidente importância da densidade de fluxo de água (q) no movimento de solutos. A densidade de fluxo por sua vez é diretamente proporcional ao gradiente do potencial total da água no solo, sendo a constante de proporcionalidade dada pela condutividade hidráulica do solo, eq. (4).

$$q = K \nabla \phi_t \quad (4)$$

onde:

K = condutividade hidráulica do solo, ($m s^{-1}$); e,

$\nabla\phi_t$ = gradiente do potencial total da água no solo, ($m m^{-1}$).

Quando o espaço poroso está totalmente cheio de água, solo saturado, a condutividade hidráulica assume o valor máximo, $K=K_0$. À medida que a quantidade de água diminui, essa condutividade decresce rapidamente assumindo valores em função da umidade volumétrica (θ), isto é, $K=K(\theta)$. A condutividade hidráulica saturada é um parâmetro de elevada importância para estudar o fluxo de água e de íons no solo, pois indica como uma solução aquosa se move no meio poroso, fornecendo indiretamente informações sobre outras características do solo tais como estrutura e estabilidade, como estudado por Mesquita (2001).

No presente estudo, os fluxos, tanto inicial, pré-eluição, quanto o que ocorreria para obtenção dos parâmetros da curva de eluição, ocorrem sob condições de saturação, isto é, com $K=K_0$ e, portanto, esta revisão passa a se dedicar à definição, bem como aos fatores que influenciam e são influenciados pela condutividade hidráulica do solo. O desenvolvimento completo das equações de fluxo de água e de solutos pode ser acompanhado no Anexo A.

2.1.1 Condutividade hidráulica saturada do solo

A condutividade hidráulica saturada, uma das principais propriedades do solo, é uma medida da habilidade do solo em transmitir água, e juntamente com as características de retenção de água, que expressam a habilidade do solo em armazenar água, determinam o comportamento do fluxo de água através do solo (KLUTE; DIRKSEN, 1986). As medidas de K_0 podem ser obtidas de forma direta, através de métodos de campo ou de laboratório, ou indireta, através de previsão com modelos numéricos (WAGENET, 1986).

Quanto aos métodos de laboratório, muitos têm sido citados na literatura e a escolha depende de alguns fatores como (i) o equipamento disponível, (ii) a natureza do solo, (iii) o tipo de amostra disponível, (iv) as habilidades e o conhecimento do

pesquisador, (v) potencial da água no solo, e (vi) o propósito para o qual as medidas estão sendo feitas (KLUTE; DIRKSEN, 1986).

De maneira geral encontra-se que a condutividade hidráulica em solo saturado e de estrutura estável é constante e sua ordem de grandeza é de 10^{-2} a 10^{-3} cm/s (10^{-4} a 10^{-5} m/s) em materiais arenosos e 10^{-4} a 10^{-7} cm/s (10^{-6} a 10^{-9} m/s) em materiais argilosos (HILLEL, 1980). No entanto, até que seja atingido um valor constante, K_0 sofre alterações, pois é dependente das propriedades do meio poroso e do líquido permeante (RADCLIFFE; RASMUSSEN, 2000), bem como das interações que ocorrem entre eles.

2.1.2 Propriedades e interações que afetam a condutividade hidráulica saturada do solo

2.1.2.1 Propriedades do meio poroso e suas interações

Em relação às propriedades do solo, K_0 é afetada tanto pela estrutura, como pela granulometria, sendo maior em solos altamente porosos, fraturados, ou agregados e menor em solos compactados e densos (HILLEL, 1980; REICHARDT, 1985).

Berretta-Hurtado (2004) diz que a condutividade é influenciada por todas as propriedades que afetam a distribuição, o tamanho e a forma dos poros condutores do solo, tais como densidade, granulometria, estrutura e porosidade. Mesquita e Moraes (2004), ressaltam que a condutividade saturada é mais dependente da estrutura do que da granulometria do solo e que ela é determinada pela geometria e continuidade dos poros preenchidos com água. O termo estrutura diz respeito ao arranjo das partículas do solo e ao espaço poroso (MITCHELL, 1993).

A estrutura do solo exerce importante influência na habilidade do solo de suportar o crescimento de plantas, o ciclo de carbono e nutrientes, receber, armazenar e transmitir água, e resistir à erosão do solo e à dispersão de produtos químicos (KAY; ANGERS, 2000). Radcliffe e Rasmussen (2000) afirmam que K_0 , as funções de retenção de água, $\theta(h)$, e $K(\theta)$ são todas afetadas pela granulometria e estrutura, e que enquanto a granulometria não é muito variável no espaço, a estrutura é altamente variável no espaço e no tempo.

Buckman e Brady (1976) dizem que os fatores que influenciam o espaço poroso são granulometria, teor de matéria orgânica, compactação e manuseio e que as condições e características do solo, tais como movimento de água, transferência de calor, aeração, densidade aparente e porosidade são consideravelmente influenciados pela estrutura.

Chirinos (1992) diz que a condutividade hidráulica saturada depende não só da porosidade, mas também do tamanho dos poros condutores, seja em espessura ou em continuidade. K_0 é muito sensível à presença de rachaduras ou macroporos (WOPEREIS et al., 1994).

Os macroporos são rachaduras e fissuras formadas pela fauna do solo, raízes de plantas e expansão e contração do solo (BEVEN; GERMANN, 1982), e possibilitam, portanto, movimento livre de água, enquanto nos microporos o movimento é restrito em maior parte à capilaridade, atuando principalmente na armazenagem da água.

No entanto, Starrett et al. (1996) dizem que a influência dos macroporos é eliminada quando experimentos são conduzidos em laboratório usando colunas de solo seco, peneirado e acondicionado, ou seja, deformado, pois em amostras deformadas a estrutura porosa do solo é destruída, sendo a distribuição do tamanho de poros, a continuidade e a tortuosidade dos mesmos, alteradas.

A condutividade hidráulica sofre pequenos acréscimos quando há aumento na porosidade estrutural (LACERDA et al., 2004), portanto, uma diminuição do espaço poroso disponível para o fluxo, resultante de uma compressão ou compactação do solo, ou ainda entupimento dos poros devido à migração de partículas pode causar uma diminuição em K_0 .

De acordo com Barreto et al. (2001) a condutividade hidráulica depende da granulometria, do arranjo das partículas, da dispersão das partículas finas, da densidade e da massa sólida. As partículas finas se movimentam nos poros do solo causando diminuição ou fechamento dos poros, diminuindo a condutividade hidráulica (ANDRADE; CRUCIANI, 1996). A influência dessa diminuição do diâmetro do poro pode ser analisada pela Lei de Poiseuille.

A vazão, Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), de água é relacionada com o tamanho do raio do poro através da equação de Poiseuille, eq. (5), onde se vê que o escoamento varia com a

quarta potência do raio, portanto, uma pequena diminuição no raio do poro pode causar um decréscimo considerável nos valores de K_0 , que é diretamente proporcional à vazão.

$$Q = \frac{\pi R^4 \Delta \phi_t}{8 \eta L} \quad (5)$$

onde:

π = constante numérica com valor aproximado de 3,1416;

$\Delta \phi_t / L$ = gradiente de potencial total ao longo do poro, ($N \text{ m}^{-3}$);

R = raio do poro, (m); e,

η = viscosidade do líquido percolante, ($N \text{ s m}^{-2}$).

Um fator que poderia causar a separação e migração das partículas, com subsequente diminuição ou até obstrução dos poros é a interação entre a solução e a matriz do solo. Essa interação envolve ou é influenciada por fatores variáveis como acidez, temperatura, potencial de oxidação-redução, composição e concentração da solução do solo (CHIRINOS, 1992). O tamanho e o formato da partícula também têm influência sobre a força de interação, se a área da superfície específica da partícula aumenta, a quantidade de água e solutos que interagem com a partícula aumenta.

Entre os fatores responsáveis por essa interação, Seta e Karathanasis (1997) consideram que alterações no pH, na força iônica da solução e nos tipos de íons presentes, influenciariam significativamente a dispersão ou floculação dos colóides, interferindo, por consequência, na agregação das partículas do solo. A diminuição na força de atração entre os colóides facilita a dispersão destes em meio aquoso. Essa dispersão dos colóides pode reduzir os fluxos através do solo, pois diminui o diâmetro e o volume dos poros (ROTH; PAVAN, 1991), o que novamente pode ser evidenciado pela eq. (5).

Os colóides, partículas extremamente pequenas (menores que $1 \mu\text{m}$), podem ser classificados como colóides de minerais de argila ou colóides orgânicos e apresentam, em geral, um balanço de cargas negativas, isto significa que eles podem atrair e reter

íons com cargas positivas (contra-íons) ao passo que repelem íons de carga negativa (co-íons) (LOPES; GUIDOLIN, 1992).

Devido à maioria das partículas serem negativamente carregadas, a água do solo e os cátions contidos nela são facilmente atraídos às superfícies das partículas. As forças de atração são tão fortes que a água e os cátions imediatamente adjacentes à superfície são tidos como adsorvidos e constituem o que é conhecido como dupla camada difusa (BUCKMAM; BRADY, 1976; MITCHELL, 1993; DANIEL, 1994), que consiste, portanto, de uma superfície carregada e um excesso de contra-íons, neutralizando-a eletricamente, e afastando-se da superfície, contra e co-íons distribuídos de forma difusa (Figura 1).

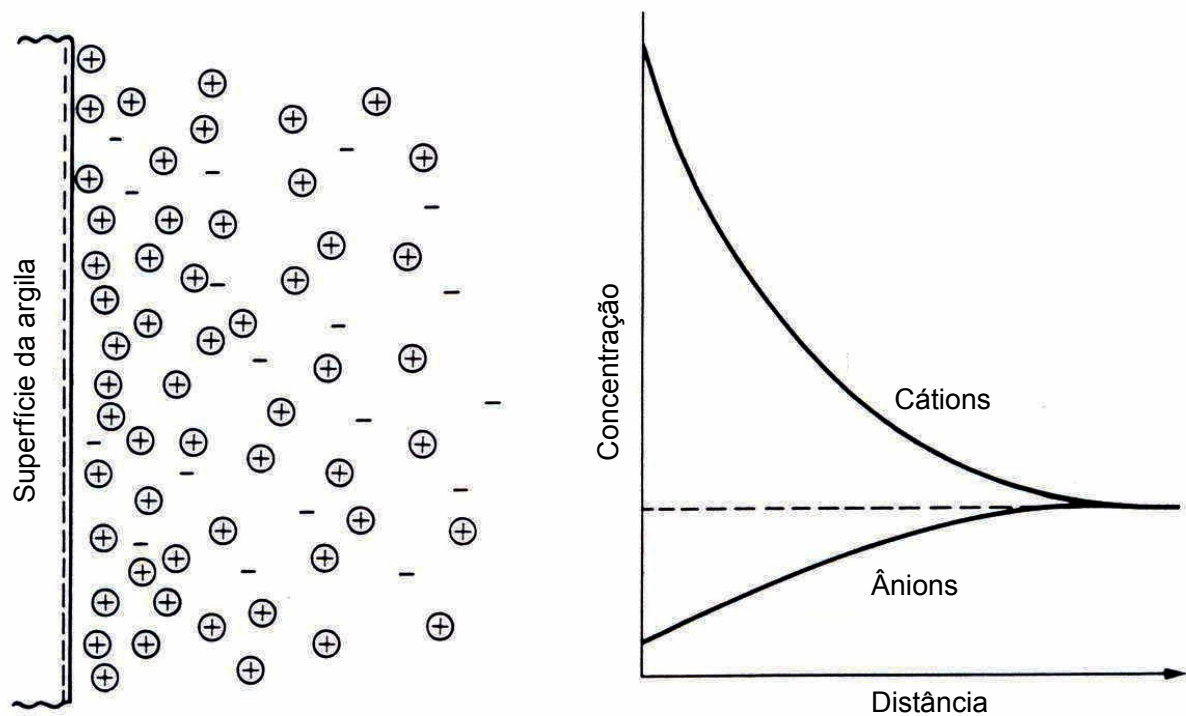


Figura 1 – Distribuição de íons adjacentes à superfície de argila de acordo com o conceito de dupla camada difusa (Fonte: MITCHELL, 1993)

A espessura da dupla camada é uma das causas para a variação entre atração e repulsão entre as partículas. Quando duas partículas estão próximas seus respectivos campos de força se sobrepõem e os efeitos das interações das forças de superfície são

manifestados pela variedade de forças atrativas e repulsivas entre partículas (MITCHELL, 1993). No entanto, a sobreposição de duplas camadas de mesmo sinal é a fonte da repulsão entre partículas, portanto, quanto mais espessa a dupla camada, maior será a repulsão.

A espessura depende da densidade de cargas na superfície, do potencial elétrico da superfície, da concentração eletrolítica, da valência do cátion, do pH, da constante dielétrica do meio e da temperatura (AGUIAR, 2001). Quanto mais espessa for a dupla camada, mais estreito será o caminho para a solução e, portanto, menor a condutividade hidráulica (Figura 2).

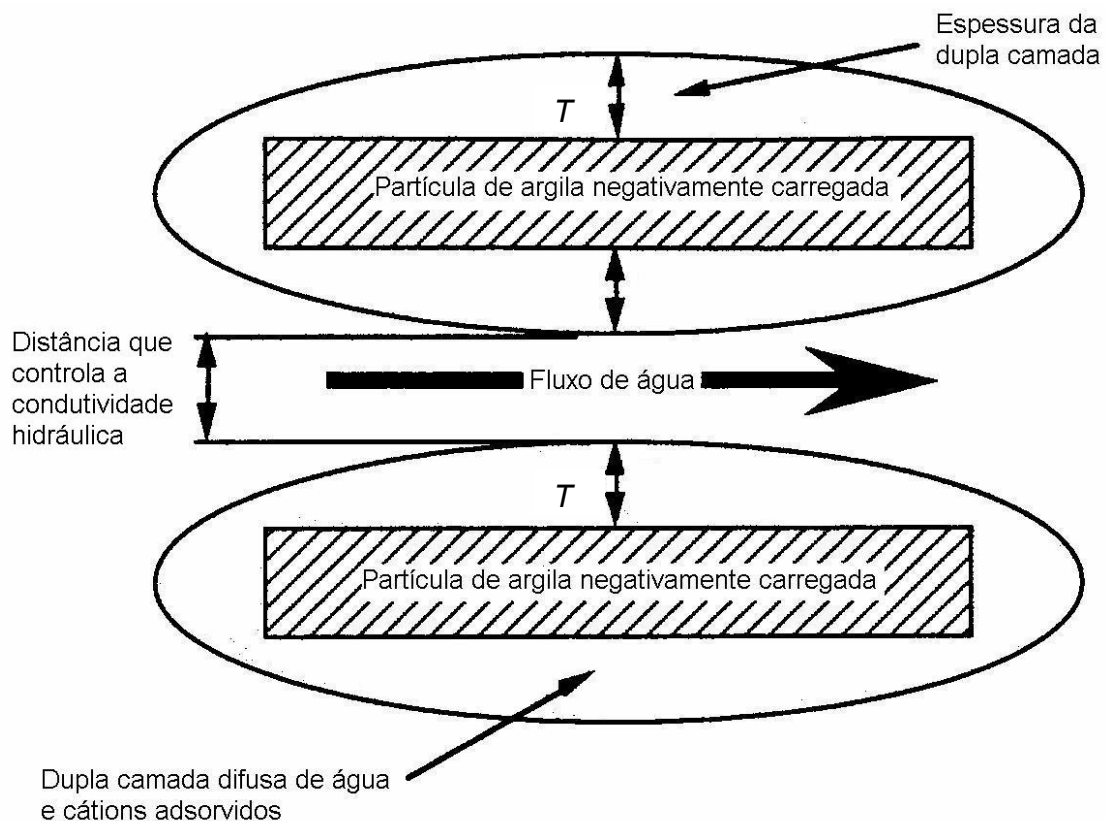


Figura 2 – Dupla Camada Difusa e seu efeito na condutividade hidráulica (Fonte: DANIEL, 1994)

A equação de Gouy-Chapman (MITCHELL, 1993), eq.(6), trata da influência de algumas variáveis sobre a espessura da dupla camada ao redor das partículas.

$$T = \left(\frac{\varepsilon_0 D k T}{2 n_0 e^2 v^2} \right)^{1/2} \quad (6)$$

onde:

T = espessura da dupla camada, (m);

ε_0 = permissividade do vácuo, ($8,85 \times 10^{-12} \text{ C}^2 \text{ N}^{-1} \text{ m}^{-2}$);

D = constante dielétrica do fluido, adimensional;

k = constante de Boltzman, ($1,38 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$);

T_a = temperatura (K);

n_0 = concentração iônica (íons m^{-3});

e = carga eletrônica, ($1,60 \times 10^{-19} \text{ C}$); e

v = valência do íon (adimensional).

A notação adotada aqui para a espessura da dupla camada é a mesma de Daniel (1994), pois Mitchell (1993) usa o inverso de K , que poderia ser confundido com a condutividade hidráulica.

Pela eq. (6) vê-se, portanto, que solos percolados por líquidos contendo cátions monovalentes, como Sódio, Potássio (Na^+ , K^+), entre outros, apresentarão menor valor de condutividade hidráulica do que os percolados por líquidos com cátions polivalentes, Cálcio, Magnésio, Alumínio (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+}) e outros. De acordo ainda com a eq.(6), soluções com alta concentração iônica acarretarão numa maior condutividade hidráulica, pois diminuem a espessura da dupla camada.

A constante dielétrica do fluido também exerce grande influência sobre o fluxo no solo, quanto maior D , menor será o valor de K_0 . Além disso, D ainda pode causar alterações na força de atração entre as partículas de acordo com a eq. (7), que é a Lei de Coulomb, que diz que tal força, F (N), é diretamente proporcional ao produto das cargas, q (C), e inversamente proporcional ao quadrado da distância que as separa, r (m).

$$F = \frac{1}{4\pi\varepsilon_0} \frac{(q_1 q_2)}{r^2} \quad (7)$$

A força depende ainda do meio no qual as partículas estão imersas, sendo a força coulombiana inversamente proporcional à constante dielétrica do meio. Dessa forma temos a eq. (8).

$$F = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} \frac{(q_1q_2)}{Dr^2} \quad (8)$$

Portanto, quanto maior D , menor a força de atração entre as partículas do solo. Como as partículas possuem inicialmente ar seco nos poros ($D = 1$), após a entrada da água ($D = 80$) há uma dispersão das partículas de argila do solo que provavelmente migrarão e causarão um subsequente entupimento dos poros.

Diferentes tipos de água podem ser utilizados para estabelecer a condutividade hidráulica da amostra antes da permeação com o líquido contendo o íon em estudo.

2.1.2.2 Propriedades do líquido percolante

Quanto ao líquido permeante, Beltrán (1986) afirma que K_0 depende da fluidez da água, ou seja, da viscosidade do líquido permeante, quanto maior a viscosidade do líquido menor será a condutividade. Uma vez que a viscosidade do líquido é alterada pela temperatura, tem-se que a condutividade hidráulica varia aproximadamente 3% para cada 1°C de mudança na temperatura (YOUNGS, 1991; DANIEL, 1994). Enquanto, de acordo com Prevedello (1996) a variação da densidade com a temperatura é muito pequena, tendo pouca influência na condutividade hidráulica.

Sendo a condutividade hidráulica inversamente proporcional à viscosidade e diretamente à densidade do líquido permeante essa relação pode ser descrita pela eq. (9).

$$K = k \frac{\rho g}{\eta} \quad (9)$$

onde:

k = permeabilidade intrínseca do solo, (m^2), que depende do arranjo geométrico das partículas;

ρ = densidade do líquido percolante, ($kg\ m^{-3}$);

g = aceleração da gravidade, (aproximadamente 10 m s^{-2}); e,
 η = viscosidade do líquido percolante, (N s m^{-2}).

A proximidade da água em relação à superfície da argila pode provocar alterações inclusive na sua viscosidade, conforme Iwata et al. (1995) que dizem que na região adjacente ao íon, as moléculas de água são atraídas tão fortemente que a mobilidade e a constante dielétrica da água são muito menores que no restante da água que se encontra no solo, ou seja, o ordenamento das cargas positivas e negativas na interface sólido-líquido dá origem a uma camada compacta, onde a água se torna mais viscosa, diminuindo, portanto, o seu movimento nessa região.

De acordo com Hunter (1981), existem pelo menos dois efeitos que resultam num aumento da viscosidade de uma solução eletrolítica entre duas superfícies carregadas. Um é o efeito eletroviscoso que surge da resistência dos contra-íons presentes na camada difusa à solução, segundo Israelachvili (1985) esse efeito pode causar um aumento de até 30% na viscosidade aparente. O segundo é o efeito viscoelétrico, que surge de um aumento real na viscosidade do solvente na presença de fortes campos elétricos como ocorre próximo às superfícies carregadas em água (ISRAELACHVILI, 1985).

Neste trabalho foi utilizada água destilada e deaerada para saturação e posterior percolação da coluna. Optou-se pela água destilada, apesar de apresentar baixa concentração iônica, considerando-se que seja mais parecida com a água das chuvas que incide no solo, além de não conter íons que pudessem eventualmente ocupar sítios de adsorção, podendo desta forma alterar o comportamento do íon a ser estudado. A água deaerada foi utilizada para que o ar presente na amostra fosse expulso ou dissolvido (Moraes, 1991), evitando presença de bolhas de ar, o que alteraria a condutividade hidráulica saturada do solo.

Segundo DANIEL (1994), a melhor água a ser usada para ensaios de permeabilidade é a deaerada contendo menos que 1 a 2 mg/l de oxigênio dissolvido. Pois de acordo com a Lei de Fick, eq. (10), tem-se que o transporte de moléculas entre duas regiões depende da diferença de concentração entre elas, a baixa concentração

de oxigênio na água facilitará a difusão do ar presente nos poros, à medida que a água for entrando no solo.

$$J = D_m \frac{\Delta C}{\Delta x} \quad (10)$$

onde:

J = fluxo de moléculas ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) entre duas regiões;

D_m = coeficiente de difusão, que descreve quão rápida, ou lenta é a difusão;

$\Delta C = (C_1 - C_2)$, diferença de concentração entre as duas regiões; e,

Δx = distância entre a região de maior concentração e a de menor concentração.

De acordo com Klute e Dirksen (1986) a água destilada e deionizada não deveria ser usada para determinar condutividade porque a estrutura do solo pode mudar quando a solução do solo é substituída pela água destilada, no entanto, como dito por Starret et al. (1996) a estrutura do solo já foi alterada uma vez que as amostras utilizadas são deformadas. Devido ao fato da concentração iônica da água destilada ser quase zero, a menos que haja razões para escolher outra solução Klute e Dirksen (1986) sugerem o uso de uma solução com 0,005M CaSO_4 , com água deaerada, e saturação com thymol, pois o íon de cálcio reduzirá a dispersão nas amostras e o thymol inibirá a atividade biológica.

O problema da água destilada como fluido permeante é que os sais solúveis são lixiviados da amostra, fazendo com que a concentração eletrolítica do fluido nos poros decresça, causando expansão da dupla camada difusa e ainda uma tendência nas partículas a se dispersarem, diminuindo a condutividade hidráulica (AZEVEDO et al. 2003). No entanto, muitos pesquisadores utilizam água destilada para saturação das amostras antes da percolação com a solução contaminante, por exemplo, Paseka et al. (2000), Martinez et al. (2001), Azevedo et al. (2003), Miranda (2001), entre outros.

Quando a concentração da solução cai abaixo de um valor limite no qual as argilas floculam, sua dispersão e migração para o interior dos poros condutores são os principais mecanismos responsáveis pelo tapamento dos poros do solo (PUPISKY;

SHAINBERG, 1979). Portanto, um decréscimo na concentração eletrolítica da solução percolante induz um decréscimo na permeabilidade do solo. O movimento lento das partículas para os poros condutores resulta num decréscimo gradual em K_0 .

Já Shackelford (1994) diz que quando a água permeante não é especificada, a norma técnica da ASTM, ASTM D 5084 recomenda o uso de água de torneira, ou ainda o uso da solução padrão modificada de 0,005N CaSO_4 . Para Aguiar (2001), a água padrão consiste em uma solução 0,01N de CaSO_4 , por se assemelhar mais à água natural.

Shackelford (1994) revisando as interações sólido-resíduo que influenciam a condutividade hidráulica do solo, do ponto de vista dos materiais e métodos utilizados na avaliação dessas interações, apresenta uma tabela que mostra alguns padrões de referência, baseados na condutividade elétrica e na concentração iônica da solução, para o tipo de água a ser utilizada em ensaios de permeabilidade (Tabela 1).

Os dados apresentados na Tabela 1 mostram que a concentração iônica das soluções “Padrão” é muito maior que a da água destilada, cerca de 1540 vezes maior para a padrão com 0,01N de CaSO_4 e 770 vezes maior para 0,005N de CaSO_4 . Pela eq. (6), de acordo com os dados da Tabela 1, a espessura da dupla camada difusa seria maior se o solo fosse percolado com água destilada, diminuindo, portanto, a permeabilidade deste. No entanto, se for comparada com as concentrações dos reagentes ou ainda da água destilada – deionizada, a água destilada apresenta o mesmo valor ou maior.

Tabela 1 – Tipos de água permeante baseados na condutividade elétrica e concentração iônica máxima à 25°C (continua)

Tipo de Água	Referência	Condutividade elétrica máxima EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Concentração iônica máxima I (moles/litro)
Destilada	Mét. Padrões (1985)	1,0	0,000013
Deionizada – Destilada	Métodos Padrões (1985)	0,2	0,0000026

Tabela 1 – Tipos de água permeante baseados na condutividade elétrica e concentração iônica máxima à 25°C

(conclusão)			
Tipo de Água	Referência	Condutividade elétrica máxima EC ($\mu\text{S/cm}$)	Concentração iônica máxima I (moles/litro)
Reagente Tipo 1	ASTM D 1193	0,06	0,00000078
	Métodos Padrões (1985)	0,1	0,0000013
Reagente Tipo 2	ASTM D 1193	1,0	0,000013
	Métodos Padrões (1985)	1,0	0,000013
Reagente Tipo 3	ASTM D 1193	1,0	0,000013
	Métodos Padrões (1985)	10,0	0,00013
"Padrão":			
0,01N CaSO_4	Olson & Daniel (1981)	1538	0,02
0,005N CaSO_4	ASTM D 5084	769	0,01
Água de Torneira		variável	variável

Fonte: Shackelford (1994)

Pupisky e Shainberg (1979) sugeriram que para concentrações de sais maiores que $10 \text{ mol}_c/\text{m}^3$ (notação adotada no texto original), a expansão da argila é o principal mecanismo responsável pelo decréscimo de K_0 , enquanto em soluções abaixo do valor da capacidade de floculação, a dispersão e a migração das argilas para os poros condutores são os principais mecanismos de redução de K_0 (ZHANG; NORTON, 2002).

Keren e Singer (1988) pesquisando o efeito da baixa concentração eletrolítica na condutividade hidráulica de uma mistura de montmorilonita e areia encontraram que trocando a solução sódio/cálcio (Na/Ca) de $10 \text{ mol}_c/\text{m}^3$ por água destilada ocorreu expansão e dispersão. Os autores dizem que a expansão das argilas é um processo contínuo e aumenta gradualmente com o decréscimo na concentração da solução, mas a dispersão é possível apenas em soluções com concentrações abaixo do valor de floculação.

A escolha do método utilizado neste trabalho foi baseada no fato de que estudos de deslocamento e parâmetros de movimento de solutos utilizam, na maioria das vezes,

amostras de solo deformado, saturada com um fluxo constante unidimensional (direção – z), coletando o efluente durante o tempo de infiltração, Ho e Notodarmojo (1995), Corrêa et al. (1999), Matos et al. (1999), Lee et al. (2000), Paseka et al. (2000), Martinez et al. (2001), Azevedo et al. (2003), Shukla et al. (2003), Wang e Persaud (2004), entre outros. E usam para estimativa dos parâmetros, programas numéricos, como CFITIM ou CXTFIT, que ajustam soluções analíticas da equação de transporte à curvas experimentais de eluição, chamadas “breakthrough curve” (INOUE et al., 2000).

Os estudos para obtenção dos parâmetros de movimento de solutos são baseados na teoria de deslocamento miscível que assume que um fluido contendo um íon a ser estudado é deslocado pelo mesmo fluido sem o íon, através de um volume de solo (NIELSEN; BIGGAR, 1961), e está sujeito a processos de mistura dentro dos poros deste (WAGENET, 1986).

A montagem experimental utiliza o permeâmetro de carga constante (YOUNGS, 1991), que é a aplicação direta da equação de Darcy, e pode ser a mesma utilizada para obtenção da condutividade hidráulica em caso de solo saturado.

2.2 Material e métodos

O ensaio para obtenção dos dados de condutividade hidráulica saturada foi conduzido no Laboratório de Física do Solo do Departamento de Ciências Exatas da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” - ESALQ/USP, situada no município de Piracicaba-SP.

As amostras de terra pertencem aos solos classificados como Terra Roxa Estruturada, Latossolo Vermelho Escuro e Latossolo Vermelho Amarelo, aqui denominados Solo 1, 2 e 3, respectivamente. Os dados de granulometria, densidade do solo e respectivo coeficiente de variação se encontram no Quadro 1.

Os solos foram coletados em área experimental da ESALQ/USP, a uma profundidade de 0-20 cm. A escolha teve por objetivo utilizar solos com alto, médio e baixo teor de argila e o inverso para areia.

Tipo de Solo	Granulometria			Densidade do solo	
	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)	$\times 10^3$ (kg.m^{-3})	CV (%)
Solo 1	20,40	17,20	62,40	1,32	0,41
Solo 2	37,06	11,87	46,07	1,39	0,52
Solo 3	70,60	11,52	17,78	1,65	0,27

Quadro 1 – Valores de granulometria, densidade do solo e respectivo coeficiente de variação

2.2.1 Preparo das amostras de solo e acondicionamento nas colunas

As amostras dos três solos tiveram o mesmo preparo antes de serem levadas para o laboratório. Após 48 horas de exposição em um terreiro para secagem ao ar, procedeu-se ao destorroamento e peneiramento em peneira de malha 2 mm.

As colunas utilizadas para o teste eram de PVC, com 23 cm de altura e 5 cm de diâmetro interno. Na parte inferior, foram fixadas por um “cap”, com abertura igual ao diâmetro do tubo, telas metálicas, para sustentação mecânica do solo, e sobre estas, discos de manta geotêxtil do tipo Bidim (utilizada em sistemas de drenagem), para não haver perda de solo. A manta possui alta permeabilidade hidráulica (aproximadamente $0,4 \text{ m s}^{-1}$) de forma a não interferir na permeabilidade do solo. O esquema da coluna de PVC com suas partes integrantes, após embebição e com a carga hidráulica desejável para o ensaio pode ser visto na Figura 3.

As colunas foram preenchidas com terra até 20 cm de altura, sendo três repetições para cada amostra de solo. Tentando-se obter uma uniformidade na confecção, evitando estratificação das partículas e camadas de compactação diferentes, o solo foi cuidadosamente acondicionado com um funil acoplado a um tubo de PVC, com diâmetro menor que a coluna.

Inicialmente uma caneca era introduzida no recipiente que continha a terra previamente homogeneizada, a terra era coletada e então depositada no funil, preenchendo o tubo de PVC e o funil. Depois o conjunto era levantado vagarosamente permitindo assim a passagem da terra para a coluna, enquanto mais terra era acrescentada ao funil com o auxílio da caneca, mantendo, portanto, o conjunto sempre

cheio para melhor homogeneização. Durante e ao término do preenchimento da coluna, batia-se na mesma com um martelo de borracha.

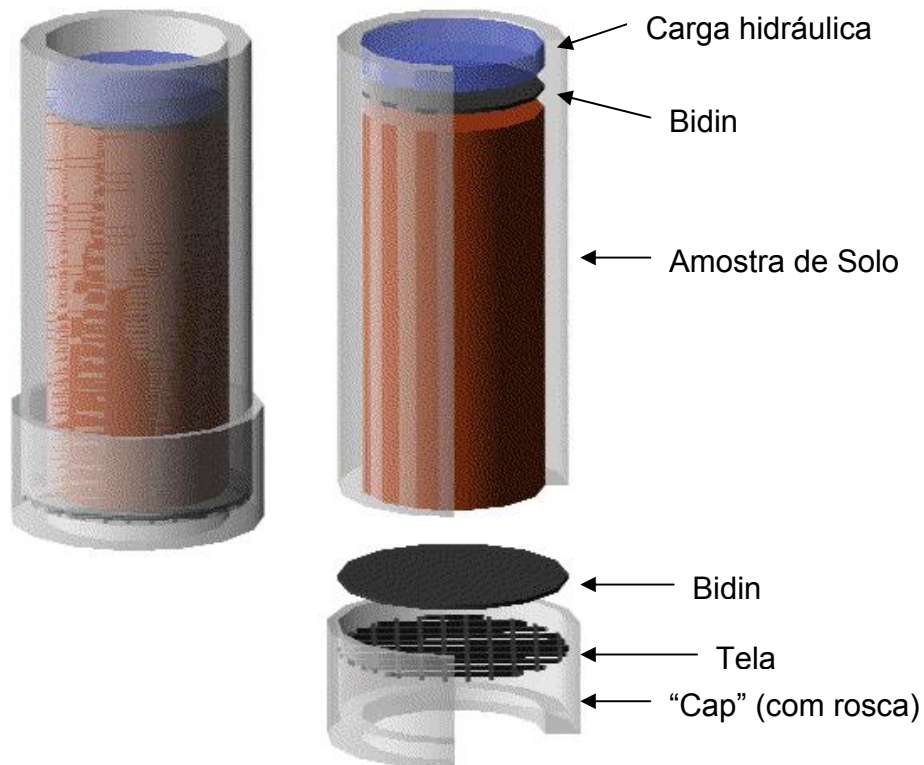


Figura 3 – Esquema da montagem da coluna de PVC e suas partes integrantes

Coletaram-se amostras de terra que foram secas em estufa para correção da umidade e após esta etapa, as colunas eram levadas à balança, para obtenção da massa de terra, subtraindo-se a tara da coluna de PVC. A altura do solo na coluna foi previamente marcada, e o diâmetro medido para o cálculo do volume. Utilizando-se a eq. (11) obteve-se a densidade do solo (ρ).

$$\rho = \frac{m_s}{V} \quad (11)$$

onde:

m_s = é a massa de solo na coluna, (kg), e

V = é o volume da coluna, (m^3).

2.2.2 Embebição das amostras

A coluna foi colocada dentro de um recipiente cilíndrico de plástico, ao qual foi adicionado água lentamente por gotejamento, utilizando um frasco de Mariotte. A embebição foi feita com água destilada e deaerada, no sentido vertical ascendente, para que o ar presente na coluna fosse expulso ou dissolvido.

Assim que a água emergia na superfície da amostra era colocado outro disco de Bidim sobre ela para melhor distribuição da frente de água e evitar distúrbios na superfície da amostra quando o teste fosse iniciado. O gotejamento foi encerrado quando se obteve uma lâmina de aproximadamente 2 cm acima do Bidim.

Em seguida o conjunto foi deixado em repouso por 24 horas e então a coluna foi cuidadosamente fixada a um suporte, iniciando-se o fluxo descendente. Especial atenção foi tomada para manter a carga hidráulica constante pelo uso do frasco de Mariotte, que repunha a água à medida que esta fluía pela coluna ou evaporava. A balança se encontrava embaixo do conjunto para controle da massa de água no frasco como mostra o esquema da montagem experimental na Figura (4).

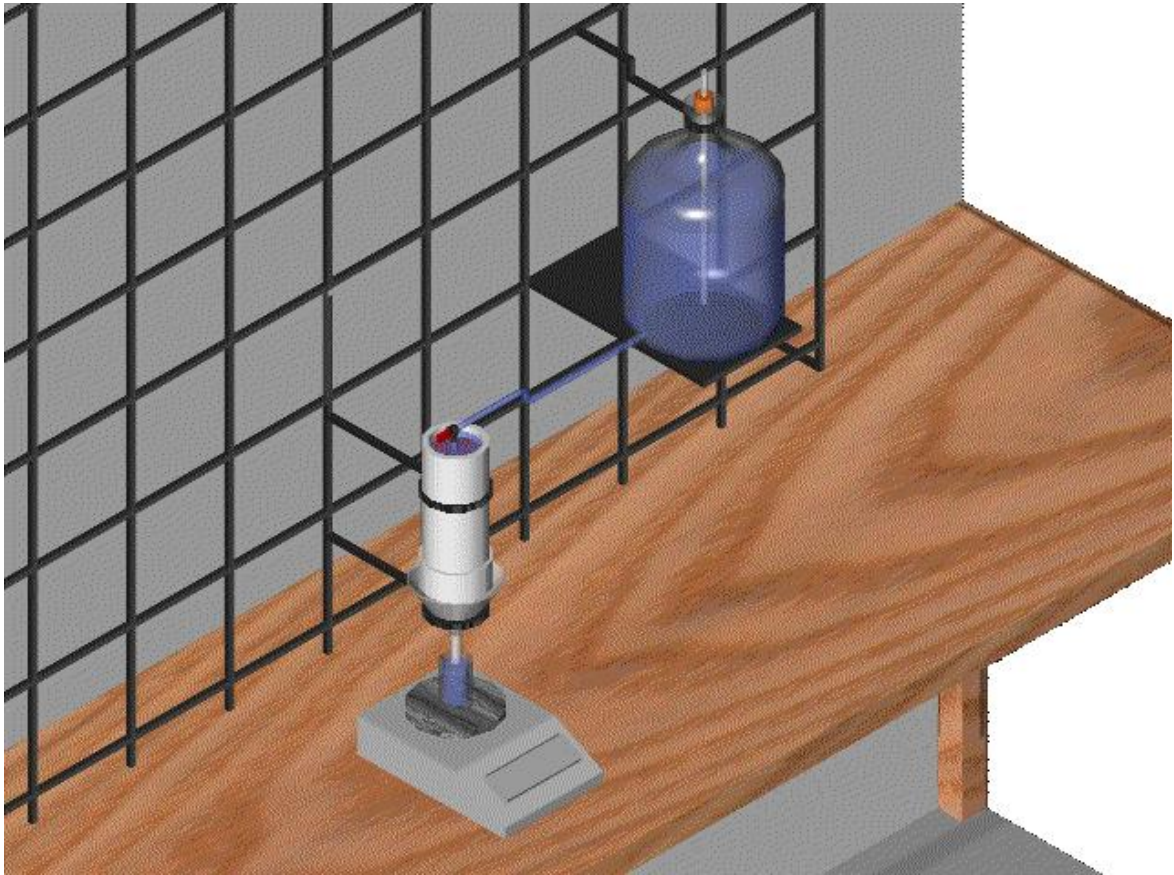


Figura 4 – Esquema da montagem experimental do permeâmetro de carga constante

2.2.3 Ensaio de condutividade hidráulica saturada

O tempo inicial ($t=0$) coincidiu com o momento em que a coluna era fixada e conectada ao frasco de Mariotte e o fluxo descendente se iniciava, o tempo foi monitorado por um cronômetro de precisão de 1/100s e a temperatura local monitorada por um termômetro, de forma que foi possível observar que a temperatura se mantinha em torno de 25°C, apresentando uma variação de $\pm 3^{\circ}\text{C}$ ao longo do experimento, porém não ultrapassando 1°C durante um dia de medida.

A primeira medida t_1 foi realizada entre 1 e 2h após t_0 , e a partir daí era coletada uma bateria de dados, que correspondiam ao número de frascos coletados no dia contendo aproximadamente o mesmo volume de água. No tempo t_2 , aproximadamente 24h após t_1 , foi coletada nova bateria, no tempo t_3 , em torno de 24h após o tempo t_2 ,

mais uma bateria, e assim por diante até o término do ensaio, quando fosse constatado que a condutividade hidráulica saturada era constante. Portanto, em cada tempo t (correspondente a um dia), era coletada uma bateria de dados por coluna, para os três tipos de solo.

A água foi coletada em frascos com capacidade de 23 ml. Todos os frascos coletores tiveram taras previamente determinadas para que se pudesse conhecer a massa e, portanto, o volume de água contida em cada frasco. Conhecendo-se o volume de água e o tempo necessário para atingí-lo, foi possível medir a vazão, e assim, obter através da eq. (12), a condutividade hidráulica saturada de cada solo.

$$K_0 = \frac{VL}{At(H_2 - H_1)} \quad (12)$$

onde V é o volume de água coletado, L é a altura da coluna de solo, A é a área da superfície do solo, t é o tempo necessário para coletar uma amostra de volume e $(H_2 - H_1)$ é a altura da carga hidráulica aplicada sobre a coluna.

Cada frasco foi considerado como sendo uma repetição da condutividade hidráulica saturada, ou seja, com base em todos os frascos coletados no mesmo tempo t_i , para cada três colunas da mesma amostra de solo, foram calculadas as médias de condutividade, seus respectivos desvios padrão e coeficientes de variação.

2.3 Resultados e discussão

Os dados apresentados nas Tabelas 2, 3 e 4 são as médias da condutividade hidráulica saturada, K_0 , no tempo, com base na soma das repetições das três colunas, com seus respectivos desvios padrão e coeficientes de variação, e o número de repetições realizadas por tempo para as amostras dos Solos 1, 2 e 3, respectivamente. Os dados de condutividade hidráulica saturada por coluna, de cada frasco (ou repetição) para os três solos estão apresentados no Anexo B.

As medidas de K_0 se iniciaram aproximadamente duas horas após o início da lavagem das colunas, com a intenção de monitorar o fluxo para saber em que momento

o “steady-state” seria atingido, para que fosse iniciado o ensaio de eluição do soluto, sabendo-se que na maioria dos casos o tempo de espera assumido é de 24h.

Visto que a diminuição de K_0 em função do tempo foi observada nos três solos e que os efeitos que provavelmente levaram a essa diminuição foram atribuídos a todas as amostras estudadas, optou-se por apresentar a discussão num único tópico após a apresentação dos resultados obtidos.

2.3.1 Amostra do Solo 1

De acordo com os dados da Tabela 2, o fluxo decresceu acentuadamente até t_7 ($594,54 \times 10^3$ s), que corresponde aproximadamente aos primeiros sete dias de ensaio. A partir de então passou a apresentar uma tendência a atingir o “steady-state”, o que só ocorreu aproximadamente entre treze e quinze dias ($1198,62$ e $1373,04 \times 10^3$ s) após o início da lavagem das colunas.

Tabela 2 – Dados de condutividade hidráulica saturada média, K_0 ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$), no tempo, t_i (s), seus respectivos desvios padrão, s ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$), e coeficientes de variação, CV (%), e o número de repetições (n) tomadas em cada t_i para o Solo 1

(continua)

Solo 1					
t_i	n	$t(\times 10^3 \text{ s})$	$K_0(\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1})$	$s(\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1})$	CV (%)
t_1	11	7,80	2,6818	0,7519	28,04
t_2	14	76,74	2,6613	0,5656	21,25
t_3	15	164,22	2,1476	0,4741	22,08
t_4	12	249,30	1,9922	0,3319	16,66
t_5	9	337,50	1,6716	0,3150	18,84
t_6	8	405,78	1,1806	0,4159	35,23
t_7	7	594,54	0,8335	0,2068	24,82
t_8	7	668,16	0,7997	0,2062	25,79
t_9	9	767,58	0,6810	0,1122	16,48
t_{10}	7	853,80	0,6602	0,0861	13,04
t_{11}	7	940,02	0,6022	0,0674	11,18
t_{12}	7	1012,56	0,5407	0,1193	22,07
t_{13}	10	1198,62	0,4231	0,0496	11,73
t_{14}	9	1284,00	0,4336	0,0439	10,13

Tabela 2 – Dados de condutividade hidráulica saturada média, K_0 ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$), no tempo, t_i (s), seus respectivos desvios padrão, s ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$), e coeficientes de variação, CV (%), e o número de repetições (n) tomadas em cada t_i para o Solo 1

(conclusão)					
Solo 1					
t_i	n	$t(\times 10^3 \text{ s})$	$K_0(\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1})$	$s(\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1})$	CV (%)
t_{15}	9	1373,04	0,4127	0,0500	12,13

Esse comportamento pode ser mais bem visualizado na Figura 5, que apresenta as curvas de condutividade hidráulica saturada em função do tempo, das três colunas do Solo 1 e as médias das repetições, com os desvios padrão.

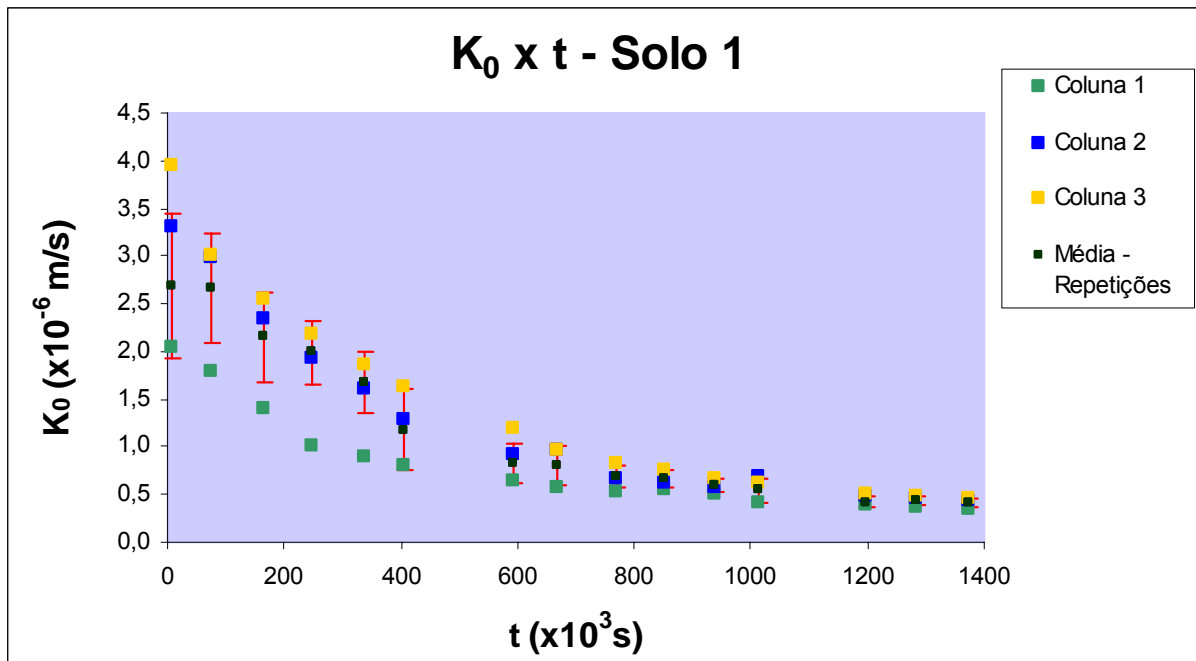


Figura 5 – Condutividade hidráulica saturada em função do tempo (Solo 1)

O valor final de K_0 atingido para o Solo 1, após ter sido observado que o fluxo já havia atingido o “steady-state”, foi de aproximadamente 15% do valor inicial, ou seja, este solo sofreu um decréscimo de 85% no valor de K_0 . Considerando, portanto, que o “steady-state” foi observado em torno de 15 a 16 dias após o início do ensaio, este é o tempo mais indicado para que seja iniciado o ensaio de eluição para a amostra do Solo 1.

2.3.2 Amostra do Solo 2

Os dados para o Solo 2 são apresentados na Tabela 3, onde se observa que este solo teve uma diminuição mais rápida e acentuada nos 5 primeiros tempos medidos, onde t_5 ($347,58 \times 10^3$ s) corresponde a aproximadamente quatro dias após o início do ensaio.

Tabela 3 – Dados de condutividade hidráulica saturada média, K_0 ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$), no tempo, t_i (s), seus respectivos desvios padrão, s ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$), e coeficientes de variação, CV (%), e o número de repetições (n) tomadas em cada t_i para o Solo 2

Solo 2					
t_i	n	$t(\times 10^3 \text{ s})$	$K_0 (\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1})$	$s (\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1})$	CV (%)
t_1	7	4,62	0,7110	0,0448	6,30
t_2	5	95,76	0,5185	0,1054	20,32
t_3	9	174,18	0,5239	0,0922	17,59
t_4	9	259,74	0,4975	0,0780	15,67
t_5	9	347,58	0,4477	0,0577	12,89
t_6	9	607,44	0,3624	0,0513	14,15
t_7	9	689,40	0,3246	0,0360	11,07
t_8	7	778,80	0,2980	0,0350	11,73
t_9	7	862,74	0,2725	0,0373	13,70
t_{10}	7	946,74	0,2550	0,0544	21,33
t_{11}	4	1206,12	0,2338	0,0394	20,11
t_{12}	5	1293,90	0,2245	0,0333	16,76

Observa-se na Figura 6 que este solo passou a apresentar tendência ao “steady-state” nos três últimos tempos da curva. Nota-se ainda pelo gráfico que a coluna 1 não possui dados nos dois últimos pontos, isso ocorreu devido ao fato de que após aproximadamente 12 dias iniciado o ensaio com este solo, a coluna 1 encontrava-se totalmente drenada, mesmo estando ainda ligada ao frasco de Mariotte e esse contendo água.

Atribuiu-se este comportamento a prováveis mudanças de temperatura no laboratório ao longo do experimento, que pode ter gerado uma certa inércia no sistema, fazendo com que o fornecimento de água fosse encerrado, permitindo dessa forma que

a coluna secasse. Essa mudança ocorreu ao final do experimento quando a quantidade de água no frasco de Mariotte era menor, ficando mais sujeita a alterações com a temperatura, apresentando o experimento, portanto, maior sensibilidade ao final do ensaio. Pôde-se notar que esse efeito é atenuado se o frasco de Mariotte for mantido cheio.

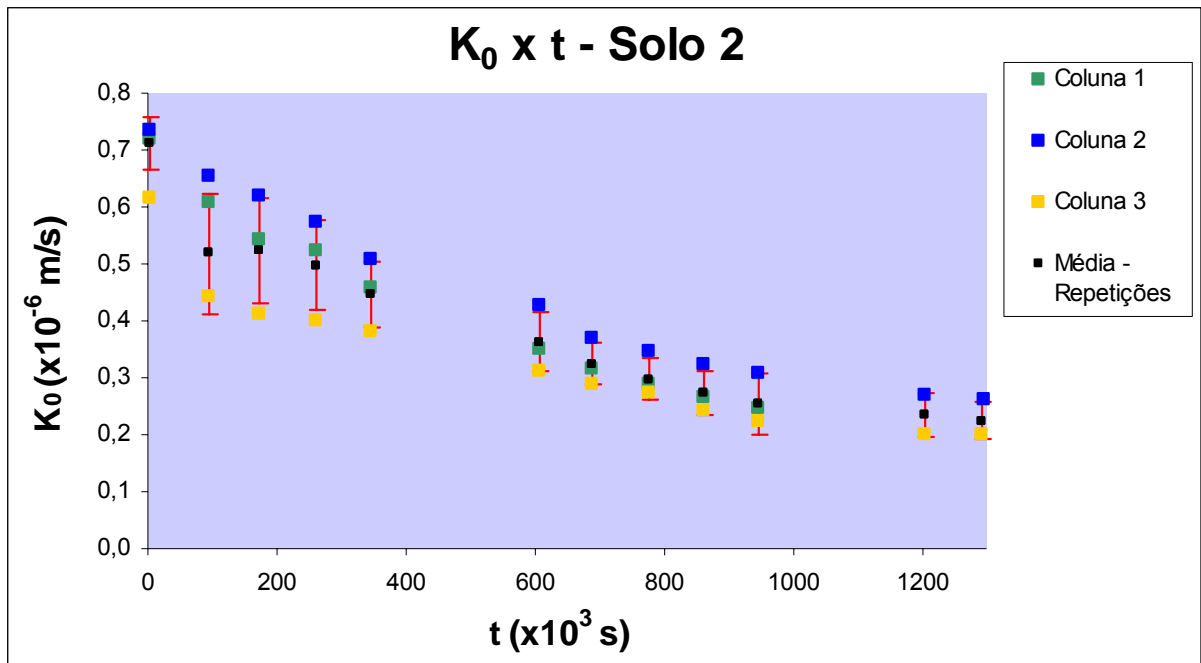


Figura 6 – Condutividade hidráulica saturada em função do tempo (Solo 2)

O valor final encontrado, $0,2245 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$, corresponde a aproximadamente 32% do valor inicial, $0,7110 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$, para este solo, ou seja, a amostra do Solo 2 apresentou uma queda em K_0 de 68% em relação ao seu valor inicial. Sendo que o equilíbrio foi atingido aproximadamente 15 dias após o início do ensaio, portanto, tempo sugerido para o início do ensaio de eluição neste solo.

2.3.3 Amostra do Solo 3

A seguir, na Tabela 4, estão apresentados os dados para o Solo 3. É possível observar uma queda bastante acentuada até o sexto tempo, que corresponde

aproximadamente aos sete primeiros dias de ensaio. A partir do sexto tempo a condutividade hidráulica saturada passou a apresentar uma diminuição mais discreta e lenta até atingir o equilíbrio.

Tabela 4 – Dados de condutividade hidráulica saturada média, K_0 ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$), no tempo, t_i (s), seus respectivos desvios padrão, s ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$), e coeficientes de variação, CV (%), e o número de repetições (n) tomadas em cada t_i para o Solo 3

Solo 3					
t_i	n	$t(\times 10^3 \text{ s})$	$K_0 (\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1})$	$s (\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1})$	CV (%)
t_1	8	3,60	1,7741	0,4428	24,96
t_2	14	77,22	1,3343	0,2245	16,83
t_3	11	163,68	1,0640	0,1977	18,58
t_4	9	250,86	0,8910	0,1695	19,02
t_5	9	338,70	0,8370	0,1470	17,56
t_6	9	597,84	0,6865	0,1357	19,77
t_7	9	682,44	0,6463	0,1249	19,32
t_8	9	768,72	0,6282	0,1168	18,59
t_9	9	855,24	0,5973	0,1073	17,97
t_{10}	9	941,94	0,5629	0,1026	18,23
t_{11}	8	1203,66	0,5408	0,1039	19,22
t_{12}	9	1373,46	0,4719	0,0945	20,03
t_{13}	9	1460,34	0,4758	0,1223	25,70
t_{14}	9	1546,14	0,4302	0,0777	18,06
t_{15}	9	1807,08	0,3855	0,0670	17,39
t_{16}	9	1891,80	0,3664	0,0561	15,32
t_{17}	9	1978,44	0,3575	0,0528	14,77
t_{18}	9	2064,78	0,3494	0,0488	13,96
t_{19}	9	2409,90	0,3253	0,0388	11,94

Na Figura 7 estão apresentadas as curvas de K_0 da amostra do Solo 3, onde se observa a acentuada redução em K_0 no início do ensaio, ficando mais lento ao final, até que seja atingido o “steady-state”.

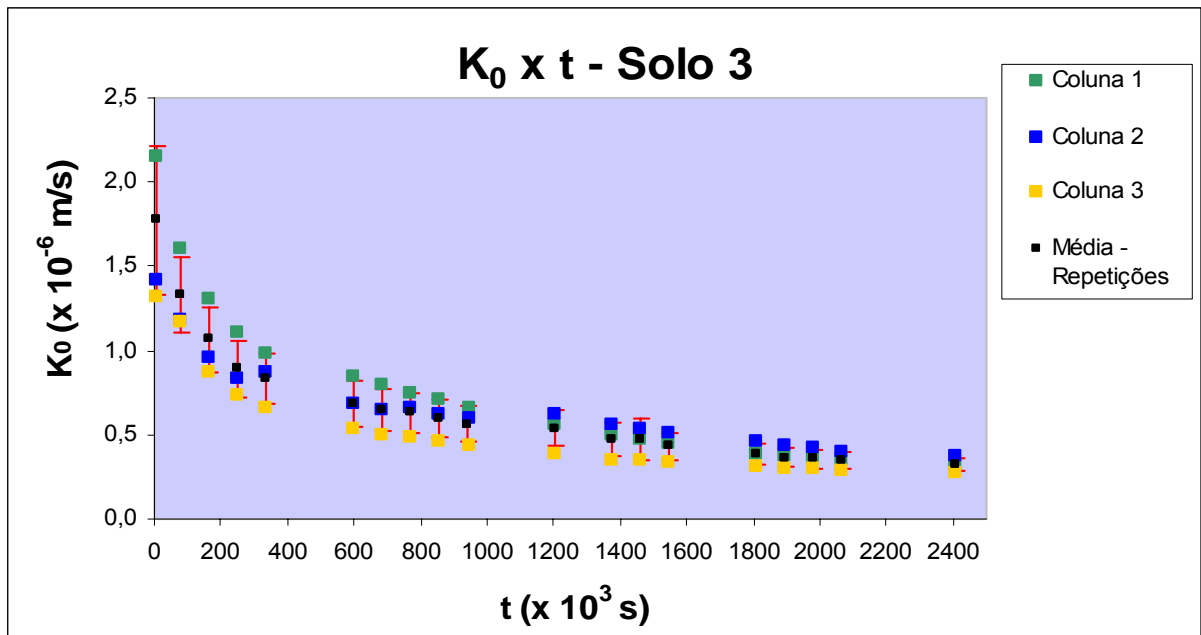


Figura 7 – Condutividade hidráulica saturada em função do tempo (Solo 3)

A condutividade hidráulica saturada final, para este solo, teve um valor correspondente a 18% do valor inicial, ou seja, K_0 sofreu uma redução de 82%. A amostra do Solo 3 levou aproximadamente 27 dias para atingir o “steady-state”, tempo aconselhável para o início do ensaio de eluição neste solo.

2.3.4 Comparação dos dados das três amostras de solo estudadas

A Figura 8 apresenta os dados médios de K_0 para as três amostras de solo de modo que é possível comparar o comportamento de cada um, em relação ao tempo necessário para alcançar o equilíbrio dinâmico, bem como os valores iniciais e finais de cada solo.

As amostras dos Solos 2 e 3, mesmo possuindo um teor menor de argila, apresentaram valores de média inicial e final menores que a do Solo 1, o que de acordo com Reichardt e Timm (2004) entre outros autores, deveria influenciar para um K_0 menor em 1, ou seja, um solo mais arenoso, em geral, deveria ter uma condutividade hidráulica saturada maior que um solo argiloso.

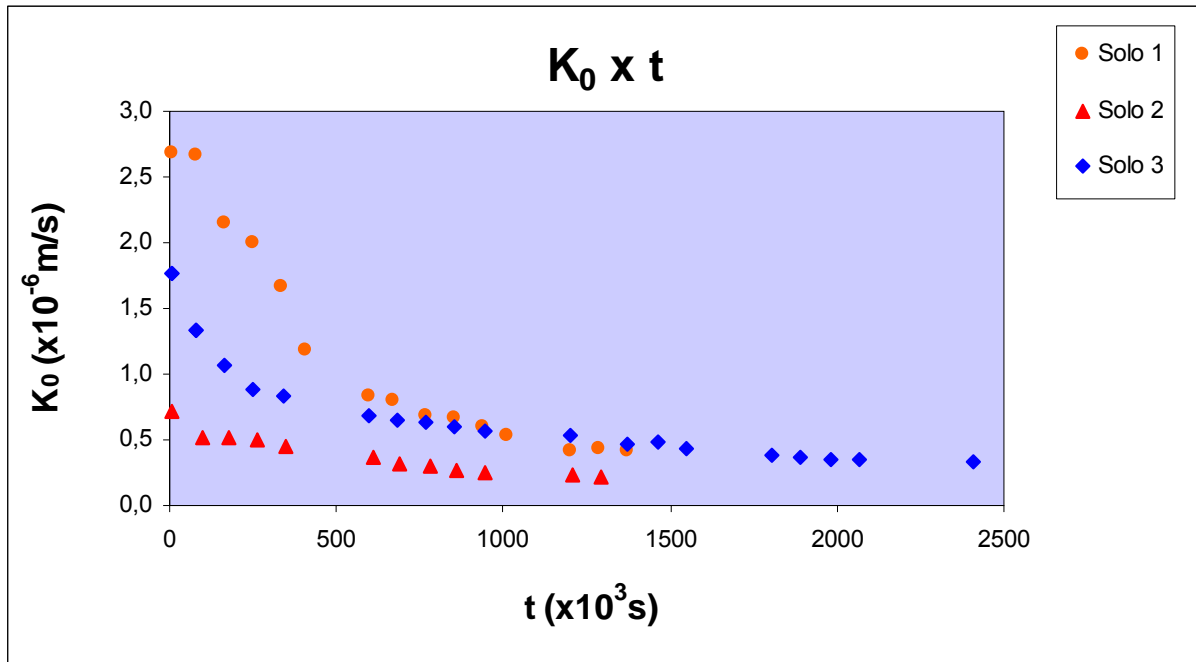


Figura 8 – Médias das condutividades hidráulicas saturadas em função do tempo para os três solos

Tal discrepância talvez possa ser explicada pelo fato da amostra de solo ser deformada, acondicionada e compactada, processo que destrói os macroporos presentes no solo, deixando assim as amostras com uma estrutura similar dentro das colunas. Isso explicaria o fato das amostras apresentarem valores de K_0 finais muito próximos entre si, sendo o maior valor de K_0 final (Solo 1) apenas 1,84 vezes o menor valor (Solo 2).

O efeito dos poros grandes, de acordo com Mesquita e Moraes (2004), permite que um solo argiloso tenha valores de K_0 similares a solos arenosos, contribuindo esses poros, portanto, para uma maior condutividade hidráulica saturada. Desta forma, é possível concluir de acordo com os dados obtidos que, no caso de amostras indeformadas, por serem peneiradas, acondicionadas e compactadas, a ausência desses poros grandes em solos mais arenosos poderia diminuir a condutividade hidráulica saturada desses fazendo com que se comportem como solos argilosos.

As três amostras de solo apresentaram valores de K_0 entre 10^{-6} e 10^{-7} m/s, o que de acordo com Hillel (1980) os classificaria como argilosos. No entanto, uma vez que as amostras são deformadas, não apresentam uma estrutura estável, e levam algum

tempo para que haja a acomodação das partículas e o equilíbrio dinâmico seja atingido, o que pode levar até 8 semanas segundo Daniel (1994), apresentando ao final do ensaio valores de K_0 muito próximos entre os diferentes solos.

O Solo 1 variou de $2,5546 \times 10^{-6}$ m/s a $3,9428 \times 10^{-7}$ m/s, o Solo 2 de $7,1103 \times 10^{-7}$ a $2,2453 \times 10^{-7}$ m/s e o Solo 3 de $1,7741 \times 10^{-6}$ m/s a $3,2525 \times 10^{-7}$ m/s, no entanto, é possível observar que para os três solos a redução mais acentuada em K_0 ocorreu até o quinto e sexto dia do ensaio, apresentando a partir desse ponto uma tendência ao equilíbrio, passando a condutividade a ter uma diminuição mais discreta até atingir o “steady-state”.

Atribui-se essa queda rápida e acentuada de K_0 no início do ensaio e posteriormente mais discreta a dois efeitos principais, a dispersão das partículas na amostra, ou seja, a separação e migração destas para o interior dos poros, e a interação da água com a matriz do solo. Esses efeitos são provavelmente mais intensos no início da lavagem das colunas e após certo tempo o líquido percolante e as partículas do solo devem atingir um equilíbrio, o que faz com que a queda de K_0 se torne mais discreta até que seja atingido o “steady-state”.

A dispersão ocorreu provavelmente devido à diminuição da força de atração entre as partículas de argila (Lei de Coulomb, eq. 7) ocasionada devido à troca do ar nos poros da amostra pela água, que possui maior constante dielétrica. Quando se inicia o fluxo descendente, há a dispersão das partículas que de acordo com Andrade e Cruciani (1996) causa a diminuição ou fechamento dos poros da amostra. Dessa forma a condutividade hidráulica saturada sofre um decréscimo considerável já que pela Lei de Poiseuille a vazão é diretamente proporcional à quarta potência do raio do poro, até que haja um rearranjo das partículas dentro da amostra.

Esse fato foi evidenciado pela presença de resíduo no efluente de todas as colunas a partir do segundo dia de ensaio, para os três solos, resultado do arraste de partículas finas das amostras, indicando a dispersão e migração dessas, como discutido por Barreto et al. (2001). No entanto, passados dois dias, a água que fluía da coluna encontrava-se limpa novamente, levando à idéia de um provável equilíbrio entre as partículas dentro da amostra.

Já a interação entre as partículas do solo e o líquido percolante pode influenciar para um menor valor de K_0 de duas formas. Pela proximidade da água em relação à superfície da argila, como explicado por Iwata et al. (1995), que pode aumentar a viscosidade da água nessa região diminuindo o seu movimento e, portanto, diminuindo K_0 . E pela dupla camada difusa, que causa um estreitamento nos poros condutores.

Uma evidência da influência da dupla camada difusa pode ser o fato da diminuição de K_0 ter sido muito maior na amostra do solo mais argiloso (Solo 3), mesmo tendo esse solo apresentado valores iniciais e finais maiores que as amostras dos Solos 1 e 2.

Esse fato ocorreu provavelmente devido às partículas de argila serem negativamente carregadas, tendo ligado a elas maior número de íons, sendo assim este solo mais afetado pela entrada da água destilada. A água se mistura aos íons ligados às partículas de argila diminuindo a concentração iônica nos poros do solo, o que provoca um aumento na espessura da dupla camada difusa, como explicado por Mitchell (1993). Uma vez que a dupla camada sofre alterações devido à entrada da água nos poros do solo, diminuindo a concentração no seu interior como discutido por Pupisky e Shainberg (1979) assim que a solução atinge uma concentração de equilíbrio nos poros do solo, K_0 passa a ter uma redução mais discreta até atingir o “steady-state”.

A amostra do Solo 1 levou aproximadamente 15 dias para atingir o “steady-state”, assim como a amostra do Solo 2, enquanto para a amostra do Solo 3 foi necessário um período de 27 dias para que se constatasse o equilíbrio dinâmico.

Portanto, não seria aconselhável tomar como base o tempo necessário para atingir o “steady-state” de um solo e assumi-lo para todos os solos em estudo, tomando como exemplo o fato de os dois primeiros solos terem levado em média 15 dias para atingir o equilíbrio, o que está de acordo com o que foi apresentado por Azevedo et al. (2003), e o último solo, 27 dias.

Os dados finais da condutividade hidráulica saturada no tempo, encontrados por Azevedo et al. (2003) num ensaio que durou aproximadamente 17 dias, foram entre $1,2 \times 10^{-8}$ m/s e $1,8 \times 10^{-8}$ m/s, tendendo os valores ao equilíbrio a partir do sexto dia de ensaio, em conformidade com o que foi encontrado neste trabalho.

Neste caso os autores associaram tal decréscimo à lixiviação de sais solúveis presentes no solo, devido ao uso de água destilada, que como explicado anteriormente diminui a concentração eletrolítica do fluido nos poros, causando expansão da dupla camada difusa. Como o objetivo desses autores era realizar ensaios de eluição, eles chamam atenção para o fato de que o valor inicial de K_0 com a solução era o final de K_0 com água destilada, como é sugerido no presente trabalho.

A diminuição da condutividade hidráulica saturada percolada com água destilada observada neste trabalho, foi também constatada por Levy; Goldstein e Mamedov (2005). Estudando solos semiáridos de Israel, eles combinaram efeitos de salinidade da água e associaram a diminuição de K_0 à expansão da argila, já que não encontraram argila dispersa no líquido percolado. No entanto, no presente trabalho como foi observado material no líquido percolado, se atribuiu também essa diminuição à migração das partículas devido à diminuição das forças de atração entre elas.

Outros autores que encontraram uma diminuição considerável na condutividade foram Paseka; Iqbal e Walters (2000) que observaram uma redução de quase metade da velocidade de infiltração em colunas de solo de amostras deformadas, associando este efeito às reações de trocas de cátion e ainda à expansão dos minerais de argila. Esses autores concluíram que fatores que causam variações temporais em laboratório deveriam ser mais investigados em estudos de modelos de transportes.

O efeito da diminuição de K_0 no tempo, portanto, pode ser resultado da interação entre a água destilada e a matriz do solo, bem como pela dispersão e migração das partículas. O primeiro devido à água destilada apresentar uma concentração iônica próxima de zero quando comparada com outras soluções (ver Tabela 1), e o segundo devido à diminuição da força de atração entre as partículas, por causa da entrada da água nos poros do solo, diminuindo assim o espaço poroso disponível para o fluxo, como pesquisado por Keren e Singer (1988).

Ao final do ensaio quando as colunas foram desmontadas, notou-se que os três primeiros centímetros, aproximadamente, da parte superior se encontravam mais úmidos que a parte inferior. Era possível perceber que a textura na parte superior era pastosa e na parte inferior, apesar da saturação, era firme, provavelmente devido à migração das partículas a camada inferior sofreu um adensamento, diminuindo o fluxo

de água fazendo com que essa se concentrasse mais na parte superior da coluna, ou seja, é possível que a condutividade hidráulica saturada não tenha se mantido constante ao longo da coluna.

2.3.5 Variabilidade de K_0 em relação ao tempo de ensaio

A diminuição de K_0 em função do tempo encontradas neste trabalho, devido às variações que ocorrem no solo, apresentam em geral segundo Shimakura (2005) um coeficiente de variação baixo (indicando um conjunto de dados razoavelmente homogêneo), por possuírem valores menores ou igual a 25%. Entretanto, alguns dados ultrapassam esse valor, como apresentado nas Tabelas 2, 3 e 4.

Para a avaliação da precisão dos dados, utilizou-se o coeficiente de variação, definido como a razão entre o desvio-padrão e a média aritmética das repetições, podendo ser dado em porcentagem, por permitir a comparação da precisão entre experimentos, já que de acordo com Beiguelman (1994), o CV é independente da medida pois tanto o desvio padrão quanto a média são expressos na mesma unidade de medida, fazendo com que a variabilidade de amostras numericamente diferentes se tornem comparáveis, sendo assim a medida estatística mais utilizada pelos pesquisadores de acordo com Amaral et al. (1997).

Não foram encontrados trabalhos que apresentassem valores de coeficientes de variação em relação à variabilidade temporal da condutividade hidráulica saturada em campo ou em amostras de solo em laboratório, para que se pudesse avaliar se os valores encontrados estão de acordo com outros experimentos. Dessa forma, na tentativa de comparar a ordem de grandeza de alguns dados de coeficientes de variação com os encontrados neste trabalho, apresenta-se uma discussão em relação à variabilidade espacial do solo.

Para a amostra do Solo 1, os maiores coeficientes, acima de 25%, foram encontrados nos tempos t_1 , t_6 , e t_8 , que apresentaram grandes desvios em relação à média. Os primeiros seis pontos da curva apresentaram os maiores desvios padrão, mostrando uma maior variabilidade em relação à média no início do ensaio. Os

menores CV foram encontrados nos três últimos pontos da curva, indicando uma maior confiabilidade dos dados.

Para a amostra do Solo 2 o maior coeficiente encontrado foi de 21,33% para o décimo tempo medido. Os cinco primeiros pontos da curva apresentaram maior desvio em relação à média, no entanto, o tempo t_1 ($4,62 \times 10^3$ s), apresentou um CV de 6,30%, menor CV encontrado para os três solos.

O maior CV encontrado para a amostra do Solo 3 foi de 25,70%, para t_{13} ($1460,34 \times 10^3$ s), onde o desvio foi grande em relação à média, e o menor foi 11,94% para o último tempo t_{19} ($2409,90 \times 10^3$ s), que apresentou um baixo desvio padrão. Neste caso, não foram encontrados coeficientes de variação menores que 11%, tendo os valores de CV se concentrado em sua maioria entre 15-20%.

Para as três amostras de solo, os maiores desvios padrão foram encontrados nos primeiros pontos da curva, indicando uma maior variabilidade em relação à média no início dos ensaios, onde se tem uma diminuição mais acentuada de K_0 , o que leva a concluir que provavelmente no início da lavagem o movimento das partículas no interior das amostras de solo é maior, bem como a expansão da dupla camada, diminuindo rapidamente o espaço disponível para o fluxo, tornando-se esse efeito mais discreto ao final do experimento, quando se obteve menores valores de desvio padrão.

Os dados de coeficiente de variação obtidos nesse trabalho são, de acordo com Warrick e Nielsen (1980), classificados como médio, já que para esses autores um baixo coeficiente de variação seria menor que 12%, uma média variabilidade estaria entre 12-60% e acima deste valor uma alta variação. Portanto, tendo se encontrado os dados para o primeiro solo entre 10,13-35,23%, para o segundo entre 11,07-21,33% e para o terceiro entre 11,94-25,70%, poderia se caracterizar a variabilidade temporal de K_0 como média. Só foi encontrada uma pequena variação para a primeira medida do Solo 2, que teve uma média grande em relação ao desvio padrão, apresentando um CV de 6,30%.

Em termos de variabilidade espacial a condutividade hidráulica saturada tem alto coeficiente de variação, entre 100-200% (WARRICK; NIELSEN, 1980). Mesquita; Moraes e Corrente (2003) caracterizando estatisticamente as variáveis físicas de um latossolo de textura argilo arenosa, encontraram para amostras indeformadas um

coeficiente de variação acima de 70% para a condutividade hidráulica saturada, enquanto para propriedades como densidade de partículas, densidade do solo e macroporosidade os valores encontrados foram de 2%, 7% e 20%, respectivamente. Dessa forma os dados encontrados no presente trabalho estariam mais próximos dos dados encontrados por Mesquita; Moraes e Corrente (2003) para macroporosidade.

Dados de coeficientes de variação muito maiores foram encontrados por Nielsen; Biggar e Erh (1973), que combinando 6 profundidades em 20 pontos amostrais, encontraram para 30 cm de profundidade um CV de 110% para K_0 , e para as profundidades combinadas um CV de 86%. Warrick e Nielsen (1980) citam que Gumaa (1978)¹, combinando cinco profundidades em 64 amostras encontrou coeficiente de 190% para esta propriedade.

Da mesma forma, também obtiveram dados de alta variação, Mbagwu (1995) que ao desenvolver um modelo para estimativa da condutividade hidráulica saturada a partir de propriedades do solo mais fáceis de serem determinadas, obteve para amostras indeformadas de 18 pontos amostrais, um coeficiente de variação de 125,2% e Mallants et al. (1997) avaliando a variabilidade espacial de K_0 em laboratório usando tamanhos diferentes de coluna, concluíram que quanto maior o volume da amostra, menor o coeficiente de variação, tendo sido os valores de coeficientes encontrados 619%, 217% e 105%, para as amostras de 100 cm³, 6283 cm³ e 70684 cm³, respectivamente.

Quanto maior o coeficiente de variação, maior a variabilidade das amostras em torno da média, indicando que maiores números de amostras são necessários, para se obter maior confiança no experimento. Mesquita; Moraes e Corrente (2003), considerando os altos coeficientes de variação para a variabilidade espacial, dizem que K_0 requer um grande número de análises para manter a mesma confiabilidade e permitir comparações.

Portanto, considerando os dados obtidos, mais amostras seriam necessárias no início do ensaio para se obter menores desvios padrão e coeficientes de variação, ou seja, maior confiabilidade no experimento. Considerando que o interesse seria obter as

¹ GUMAA, G.A. **Spatial variability of in situ available water**. Tucson, 1978. 140 p. Thesis - (Ph.D.) - University of Arizona.

curvas de eluição de um soluto, se os ensaios fossem iniciados após um dia, visto que os tempos encontrados foram de 15 e 27 dias, depois do início da lavagem das colunas, ter-se-ia maior variabilidade e, portanto, menor confiabilidade nos dados em relação ao ensaio iniciado após ser constatado o “steady-state”. Ou seja, para obter uma resposta mais confiável dos dados nos estudos de movimento de íons, é necessário que a condutividade hidráulica saturada do solo com água tenha atingido o “steady-state”.

3 CONCLUSÕES

Os resultados permitiram concluir que:

- O tempo necessário para atingir o equilíbrio dinâmico e, portanto, sugerido para o início do ensaio de eluição foi de 15 dias para a amostra de Terra Roxa Estruturada, 15 dias para a de Latossolo Vermelho Escuro e 27 dias para a de Latossolo Vermelho Amarelo e, portanto, não se deve adotar para amostras de solos distintos o mesmo tempo para o início do ensaio de eluição.

- A condutividade hidráulica saturada apresentou maior variabilidade no início dos ensaios, mais propriamente nos seis primeiros dias, o que pode levar a uma menor confiabilidade nos experimentos de movimento de solutos, se estes forem realizados durante este período.

REFERÊNCIAS

AGUIAR, A.B. de. **O emprego do Permeâmetro de Guelph na determinação da permeabilidade do solo, de camadas de lixo e sua cobertura.** 2001. 90 p. Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia Civil) – COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2001.

AMARAL, A.M. do; MUNIZ, J.A.; SOUZA, M. de. Avaliação do coeficiente de variação como medida da precisão na experimentação com citros. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 32, n. 12, p. 1221-1225, dez. 1997.

ANDRADE, L.N.V. de; CRUCIANI, D.E. Condutividade hidráulica no processo de eluição em um solo Bruno-não-cálcico. **Scientia Agrícola**, Piracicaba, v. 53, n. 1, p. 43-50, jan./abr. 1996.

AZEVEDO, I.C.D. de; NASCENTES, C.R.; AZEVEDO, R.F. de; MATOS, A.T. de; GUIMARÃES, L.M. Coeficiente de dispersão hidrodinâmica e fator de retardamento de metais pesados em solo residual compactado. **Solos e Rochas**, São Paulo, v.26, n.3, p. 229-249, set./dez. 2003.

BARRETO, A.N.; OLIVEIRA, G.R. de; NOGUEIRA, L.C.; IVO, W.M.P. de M. Condutividade hidráulica saturada em um solo aluvial do perímetro irrigado de São Gonçalo, PB. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 5, n. 1, p. 152-155, 2001.

BEIGUELMAN, B. **Curso prático de Bioestatística.** 3.ed. Ribeirão Preto: Sociedade Brasileira de Genética, 1994. 244 p.

BELTRÁN, J.M. **Drenaje Agrícola.** Madrid: IRYDA, 1986. 239 p.

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

BEVEN, K.; GERMANN, P. Macropores and water flow in soils. **Water Resources Research**, Washington, v. 18, n. 5, p. 1311-1325, Oct. 1982.

BUCKMAN, H.O.; BRADY, N.C. **Natureza e propriedades dos solos**. Tradução de A.B.N. Figueiredo F^o. 4.ed. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1976. 594 p.

CHIRINOS, I.J. **Variação da condutividade hidráulica do solo saturado em função da concentração de sódio presente em soluções e resíduo agroindustrial**. 1992. 66 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1992.

CORRÊA, M.M.; LIMA, L.A.; MARTINEZ, M.A.; RIGITANO, R.L. de O.; SAMPAIO, S.C. Deslocamento miscível de sulfona de aldicarbe em colunas de solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.3, n. 2, p. 217-221, 1999.

DANIEL, D.E. State-of-the-art: Laboratory hydraulic conductivity tests for saturated soils. In: DANIEL, D.E.; TRAUTWEIN, S.J. (Ed.). **Hdraulic conductivity and waste contaminant transport in soil**. Philadelphia: ASTM, 1994. p. 30-78.

HILLEL, D. **Fundamentals of soil physics**. New York : Academic Press, 1980. 413 p.

HO, G.E.; NOTODARMOJO, S. Phosphorus movement through soils and groundwater: application of a time-dependent sorption model. **Water Science & Technology**, Oxford, v. 31, n. 9, p. 83-90, 1995.

HUNTER, R.J. **Zeta potential in colloid science** : principles and applications. London; New York : Academic Press, 1981. 386 p.

INOUE, M.; SIMUNEK, J.; SHIOZAWA, S.; HOPMANS, J.W. Simultaneous estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from transient infiltration experiments. **Advances in Water Resources**, Southampton, v. 23, n. 7, p. 677-688, Jun. 2000.

ISRAELACHVILI, J.N. Measurement of viscosity of liquids in very thin films. **Journal of Colloid and Interface Science**, New York, v. 110, n. 1, p. 263-271, Mar. 1986.

IWATA, S.; TABUCHI, T.; WARKENTIN, B.P. **Soil-water interactions** : mechanisms and applications. 2nd ed. New York : M. Dekker, 1995. 440 p.

KAY, B.D.; ANGERS, D.A. Soil structure. In: SUMMER, M.E. (Ed.). **Handbook of soil science**. Boca Raton: CRC Press, 2000. chap. 7, p. A229-A276.

KEREN, R.; SINGER, M.J. Effect of low electrolyte concentration on hydraulic conductivity of sodium/calcium-montmorillonite-sand system. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 52, p. 368-373, 1988.

KLUTE, A.; DIRKSEN, C. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. In: KLUTE, A. (Ed.). **Methods of soil analysis, Part 1**. Physical and mineralogical methods. Madison : Asa, 1986. chap. 28, p. 687-734.

LACERDA, R.D.; GUERRA, H.O.C.; BARROS JUNIOR, G.; CAVALCANTI, M.L.F.; BARROS, A.D. Determinação da condutividade hidráulica de um solo argiloso pelo método do perfil instantâneo. **Revista de Biologia e Ciências da Terra**, Belo Horizonte, v. 5, n. 1, p. 1-7, 2005.

LEE, J.; JAYNES, D.B.; HORTON, R. Evaluation of a simple method for estimating solute transport parameters: laboratory studies. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 64, n. 2, p. 492-498, Mar./Apr. 2000.

LEIJ, F.J.; VAN GENUCHTEN, M.Th. Solute transport. In: SUMMER, M.E. (Ed.). **Handbook of soil science**. Boca Raton: CRC Press, 2000. chap. 6, p. A183-A227.

LEVY, G.J.; GOLDSTEIN, D.; MAMEDOV, A.I. Saturated hydraulic conductivity of semiarid soils: combined effects of salinity, sodicity, and rate of wetting. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 69, n. 3, p. 653-662, May/June. 2005.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da água no solo**. Piracicaba : P.L. Libardi, 2000. 509 p.

LOPES, A.S.; GUIDOLIN, J.A. **Interpretação de Análise de Solo – Conceitos e Aplicações**. 3.ed. São Paulo: ANDA, 1992. 64 p. Disponível em <http://www.anda.org.br/portug/boletins/Boletim_02.pdf>. Acesso em: 1 jul. 2005.

MALLANTS, D.; MOHANTY, B.P.; VERVOORT, A.; FEYEN, J. Spatial analysis of saturated hydraulic conductivity in a soil with macropores. **Soil Technology**, Amsterdam, v. 10, n. 2, p. 115-131, Feb. 1997.

MARTINEZ, M.A.; RAMOS, V.B.N.; OLIVEIRA, R.A. de; COSTA, S.N. da. Influência da competição catiônica nos valores de fator de retardamento e coeficiente de dispersão-difusão de zinco e cobre no solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 5, n. 2, p. 211-215, 2001.

MATOS, A.T.; COSTA, L.M.; FONTES, M.P.F.; MARTINEZ, M.A. Retardation factors and dispersion-diffusion coefficients of Zn, Cd, Cu, and Pb in soils from Viçosa-MG, Brazil. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v. 42, n. 4, p. 903-910, 1999.

MBAGWU, J.S.C. Saturated hydraulic conductivity in relation to physical properties of soils in the Nsukka Plains, southeastern Nigeria. **Geoderma**, Amsterdam, v. 68, n. 1/2, p. 51-66, Sept. 1995.

MESQUITA, M. da G.B. de F. **Caracterização estatística da condutividade hidráulica saturada do solo**. 2001. 110 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2001.

MESQUITA, M. da G.B. de F.; MORAES, S.O. A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. **Ciência Rural**, Santa Maria, v.34, n. 3, p.963-969, mai./jun. 2004.

MESQUITA, M. da G.B. de F.; MORAES, S.O.; CORRENTE, J.E. Caracterização estatística de variáveis físicas do solo. **Acta Scientiarum: Agronomy**, Maringá, v.25, n.1, p. 35-44, 2003.

MIRANDA, J.H. **Modelo para simulação da dinâmica de nitrato em colunas verticais de solo não-saturado**. 2001. 79 p. Tese (Doutorado em Irrigação e Drenagem) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2001.

MITCHELL, J.K. **Fundamentals of soils behavior**. 2nd ed. New York : Wiley, 1993. 437 p.

MORAES, S.O. **Heterogeneidade hidráulica de uma terra roxa estruturada**. 1991. 141 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1991.

NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Miscible displacement in soils: I. Experimental information. **Soil Science Society of America Proceedings**, Ann Arbor, v. 25, n. 1, p.1-5, Jan./Feb. 1961.

NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W.; EARTH, K.T. Spatial variability of soil water properties. **Hilgardia**, Berkeley, v.42, n.7, p.215-260, 1973.

PASEKA, A.I.; IQBAL, M.Z.; WALTERS, J.C. Comparison of numerical simulation of solute transport with observed experimental data in a silt loam subsoil. **Environmental Geology**, Heidelberg, v.39, n.9, p. 977-989, Jul. 2000.

PREVEDELLO, C.L. **Física do solo**. Curitiba: C.L. Prevedello, 1996. 446 p.

PUPISKY, H.; SHAINBERG, I. Salt effects on the hydraulic conductivity of a sandy soil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 43, n. 3, p. 429-433, May/June 1979.

RADCLIFFE, D.E.; RASMUSSEN, T.C. Soil water movement. In: SUMMER, M.E. (Ed.). **Handbook of soil science**. Boca Raton: CRC Press, 2000. chap. 4, p. A879-A127.

REICHARDT, K. **Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera**. 4.ed. Campinas: Fundação Cargill, 1985. 466 p.

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

ROTH, C.H.; PAVAN, M.A. Effects of lime and gypsum on clay dispersion and infiltration in samples of a Brazilian Oxisol. **Geoderma**, Amsterdam, v. 48, n. 3/4, p. 351-361, May 1991.

SETA, A.K.; KARATHANASIS, A.D. Water dispersible colloids and factors influencing their dispersibility from soil aggregates. **Geoderma**, Amsterdam, v. 74, n. 3/4, p. 255-266, Dec. 1996.

SHACKELFORD, C.D. Water-soil interactions that alter hydraulic conductivity. In: DANIEL, D.E.; TRAUTWEIN, S.J. (Ed.). **Hidraulic conductivity and waste contaminant transport in soil**. Philadelphia: ASTM, 1994. p. 111-168.

SHIMAKURA, S. **Dados quantitativos:** Coeficiente de variação. Disponível em: <<http://www.est.ufpr.br/~silvia/CE055/node26.html>>. Acesso 5 out. 2005.

SHUKLA, M.K.; ELLSWORTH, T.R.; HUDSON, R.J.; NIELSEN, D.R. Effect of Water Flux on Solute Velocity and Dispersion. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 67, n. 2, p. 449–457, Mar./Apr. 2003.

STARRETT, S.K.; Christians, N.E.; Austin, T.A. Comparing dispersivities and soil chloride concentrations of turfgrass-covered undisturbed and disturbed soil columns. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 180, n. 1/4, p. 21-29, May 1996.

VAN GENUCHTEN, M.Th.; WIERENGA, P.J. Solute dispersion coefficients and retardation factors. In: KLUTE, A. (Ed.). **Methods of soil analysis, Part 1.** Physical and mineralogical methods. Madison : Asa, 1986. chap. 44, p. 1025-1054.

WAGENET, R.J. Water and solute flux. In: KLUTE, A. (Ed.). **Methods of soil analysis, Part 1.** Physical and mineralogical methods. Madison : Asa, 1986. chap. 45, p. 1055-1088.

WANG, H.; PERSAUD, N. Miscible displacement of initial solute distributions in laboratory columns **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 68, n. 5, p.1471-1478, Sep./Oct. 2004.

WARRICK, A.W.; NIELSEN, D.R. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D. (Ed.). **Applications of soil physics.** New York: Academic Press, 1980. chap. 13, p. 319-344.

WOPEREIS, M.; KROPFF, M.; BOUMA, J.; VAN WIJK, A.; WOODHEAD, T. (Ed.). **Soil physical properties:** measurement and use in rice-based cropping systems. Los Baños: IRRI, 1994. 111 p.

YOUNGS, E.G. Hydraulic conductivity of saturated soils. In: SMITH, K.A.; MULLINS, C.E. (Ed.) **Soil analysis** : physical methods. New York : M. Dekker, 1991. chap. 4, p.161-207.

ZHANG, X.C.; NORTON, L.D. Effect of exchangeable Mg on saturated hydraulic conductivity, disaggregation and clay dispersion of disturbed soils. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 260, n. 1/4, p. 194-205, Mar. 2002.

ANEXOS

ANEXO A

Fluxo da água no solo

Darcy em 1856 verificou experimentalmente, em colunas verticais de areia sob condição de saturação, que a densidade de fluxo é proporcional a um gradiente de potencial total, e que o fator de proporcionalidade (constante), denominado condutividade hidráulica, caracteriza a rapidez com que determinado líquido atravessa um meio poroso (LIBARDI, 2000; PREVEDELLO, 1996; REICHARDT, 1985; entre outros).

Para expressar esta verificação numa equação matemática, pode-se partir do conceito de gradiente de potencial, que pode ser entendido lembrando-se que num campo de forças conservativo, a força responsável pelo movimento atua no sentido dos potenciais decrescentes, isto é, em sentido contrário ao gradiente do potencial (sinal negativo), portanto, tem-se:

$$F \propto -\nabla\phi \quad (13)$$

sendo:

F = força responsável pelo movimento, (Newton, N); e

$\nabla\phi$ = gradiente do potencial, ($m\ m^{-1}$).

Por sua vez, a densidade de fluxo é proporcional à força,

$$q \propto F \quad (14)$$

sendo:

q = densidade de fluxo de água, ($m\ s^{-1}$), definida pelo volume (m^3) de água que atravessa a secção transversal (m^2) de uma coluna, por unidade de tempo (s).

Das Equações (13) e (14) tem-se,

$$q \propto -\nabla\phi \quad (15)$$

A proporcionalidade entre fluxo e gradiente do potencial transforma-se em igualdade introduzindo a condutividade hidráulica saturada, K_0 ($m s^{-1}$),

$$q = -K_0 \nabla\phi \quad (16)$$

A condutividade hidráulica saturada é um parâmetro de elevada importância para estudar o fluxo de água, pois indica como uma solução aquosa se move no meio poroso, fornecendo indiretamente informações sobre outras características do solo tais como estrutura e estabilidade, como estudado por Mesquita (2001).

Buckingham (1907)² citado por Libardi (2000) apresenta uma equação que quantifica o movimento da solução em solo não saturado, eq. (17).

$$q = -K(\theta) \nabla\phi_m \quad (17)$$

sendo:

ϕ_m = potencial mátrico, devido às forças de adsorção e capilaridade que intervêm em um solo não saturado.

A eq. (17) não leva em conta a interferência do potencial gravitacional (ϕ_g) no movimento da água no solo e Libardi (2000) cita que foi Richards (1928)³ quem definiu o potencial total (ϕ_t) como sendo a soma do potencial mátrico e o potencial gravitacional, eq. (18).

$$\phi_t = \phi_m + \phi_g \quad (18)$$

² BUCKINGHAM, E. 1907. **Studies of the movement of soil moisture**. USDA Bur. Soil Bull. 38. US. Government Printing Office, Washington D.C., 61p.

³ RICHARDS, L.A. The usefulness of capillary potential to soil moisture and plant investigators. **Journal of Agricultural Research**, n.37, p. 719-742, 1928.

Portanto, a eq. (19) descreve o movimento vertical em solos não saturados. Se o solo estiver saturado ou se considerar a presença de solutos e membranas semipermeáveis, há que se levar em conta outros componentes do potencial total: Potencial de pressão (ϕ_p) e Potencial osmótico ou de soluto (ϕ_s).

$$q = -K(\theta) \nabla \phi_t \quad (19)$$

O fluxo de água no solo pode ser descrito pela eq. (19), porém esta não é suficiente quando se considera o movimento de solutos. Portanto, se faz necessário, também, o desenvolvimento das equações de fluxo de solutos no solo.

Fluxo de solutos no solo

O movimento de solutos no solo pode se dar pelos processos de convecção (fluxo de massa), difusão e dispersão. Além dos processos de transporte, o soluto está sujeito ainda a processos de perdas e ganhos, como o de sorção e o de transformações químicas e/ou biológicas.

O fluxo de massa (J_m) refere-se ao movimento conjunto dos íons dissolvidos e a água sendo descrito pela eq. (20).

$$J_m = qC \quad (20)$$

onde:

C = concentração do íon em solução, (kg m^{-3}), e, portanto,

qC = quantidade de soluto, dado em massa (kg), que atravessa uma dada área do solo, num intervalo de tempo, isto é, densidade de fluxo de soluto, ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

A difusão (J_d), eq. (21), é um processo que resulta do movimento térmico natural de íons devido ao gradiente de concentração e, o processo de dispersão (J_h), eq. (23), resulta das diferentes velocidades de fluxo dentro dos poros e entre os poros do solo

(VAN GENUCHTEN; WIERENGA, 1986; PREVEDELLO, 1996). Maiores detalhes sobre ambas equações podem ser vistos em Leij e van Genuchten (2000).

$$J_d = -\theta D_m \frac{\partial C}{\partial X} \quad (21)$$

em que:

D_m = coeficiente de difusão molecular do soluto na solução do solo, ($m^2 s^{-1}$); e

X = distância, (m).

Pode-se determinar D_m por:

$$D_m = D_0 \tau \quad (22)$$

em que:

D_0 = coeficiente de difusão em água, $m^2 s^{-1}$; e

τ = fator de tortuosidade devido ao caminho percorrido pelo fluxo da solução, adimensional.

$$J_h = -\theta D_h \frac{\partial C}{\partial X} \quad (23)$$

onde:

D_h = coeficiente de dispersão mecânica é uma função da velocidade do fluido, $m^2 s^{-1}$,

$$D_h = \lambda v^n \quad (24)$$

onde:

λ = dispersividade do meio poroso, m;

v = velocidade da água no poro (q/θ), $m s^{-1}$; e

n = constante empírica, aproximadamente igual a 1,0 (VAN GENUCHTEN; WIERENGA, 1986; MIRANDA, 2001).

Dada a similaridade entre os processos de difusão e dispersão, eles são considerados aditivos. Na ausência de difusão, a água e o íon dissolvido movem-se na mesma taxa. Somando, portanto, as eqs. (21) e (23) tem-se:

$$J_{dh} = -\theta D \frac{\partial C}{\partial X} \quad (25)$$

em que:

J_{dh} = fluxo de difusão-dispersão, $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$; e

D = coeficiente de dispersão hidrodinâmica, $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$, dado por:

$$D = D_m + D_h \quad (26)$$

Portanto, o fluxo de solutos no solo pode ser definido combinando as equações (20) e (25):

$$J_s = -\theta D \frac{\partial C}{\partial X} + qC \quad (27)$$

Substituindo a eq. (27) na equação da continuidade, eq. (28), obtém-se a equação de transporte de solutos, eq. (29).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial X} \quad (28)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\theta C + \rho S) = \frac{\partial}{\partial X} (\theta D \frac{\partial C}{\partial X} - qC) \quad (29)$$

em que:

S = concentração do íon adsorvido (massa de soluto por unidade de massa de solo), kg kg^{-1} ;

ρ = densidade do solo, kg m^{-3} ; e

t = tempo, s.

Assumindo que S e C têm relação linear de acordo com a eq. (30):

$$S = kC \quad (30)$$

em que:

k = coeficiente empírico de distribuição, $\text{kg}^{-1} \text{ m}^3$; e que num fluxo estacionário em um perfil de solo homogêneo, considera-se θ e q constantes no tempo e no espaço, a eq. (29) se reduz a

$$R \frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial X^2} - v \frac{\partial C}{\partial X} \quad (31)$$

Sendo R , o fator de retardamento (adimensional), dado por:

$$R = 1 + \frac{\rho k}{\theta} \quad (33)$$

Portanto, pela equação a equação geral que descreve o movimento de solutos no solo, eq. (29), e pela sua forma reduzida, eq. (31), é possível notar que o fluxo de água, q , e a velocidade da água no poro, v , têm influencia direta no fluxo de solutos, e sendo v função de q e este, dependente da condutividade hidráulica do solo, esta tem, também, papel importante no estudo do movimento destes componentes.

ANEXO B

As tabelas a seguir apresentam os dados de condutividade hidráulica saturada no tempo, por repetição, referente a cada coluna dos três solos estudados, suas respectivas médias, desvios padrão e coeficientes de variação.

Tabela 5 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_1 e t_2 , para o Solo 1, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	7,80 ($\times 10^3$ s)	K_0 ($\times 10^{-6}$ m.s $^{-1}$)	Coluna	76,74 ($\times 10^3$ s)	K_0 ($\times 10^{-6}$ m.s $^{-1}$)
	Repetição			Repetição	
1	1 ^a	2,0773	1	1 ^a	1,8268
	2 ^a	2,0684		2 ^a	1,7876
	3 ^a	2,0478		3 ^a	1,7880
	4 ^a	2,0324		4 ^a	1,8038
	5 ^a	2,0193	2	5 ^b	3,0034
	6 ^a	2,0344		6 ^b	2,9859
7 ^b	3,3025	7 ^b		2,9678	
2	8 ^b	3,3151	8 ^b	3,0036	
	9 ^b	3,3149	3	9 ^c	3,0631
	10 ^b	3,3336		10 ^c	3,0720
	11 ^c	3,9541		11 ^c	3,0591
Média ($\times 10^{-6}$ m.s $^{-1}$)	2,6818	12 ^c		2,9806	
s ($\times 10^{-6}$ m.s $^{-1}$)	0,7519		13 ^c	2,9698	
CV (%)	28,04		14 ^c	2,9468	
			Média ($\times 10^{-6}$ m.s $^{-1}$)	2,6613	
			s ($\times 10^{-6}$ m.s $^{-1}$)	0,5656	
			CV (%)	21,25	

Tabela 6 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_3 e t_4 , para o Solo 1, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

(continua)

Coluna	164,22 ($\times 10^3$ s)	K_0 ($\times 10^{-6}$ m.s $^{-1}$)	Coluna	249,30 ($\times 10^3$ s)	K_0 ($\times 10^{-6}$ m.s $^{-1}$)
	Repetição			Repetição	
1	1 ^a	1,4276	1	1 ^a	1,0100
	2 ^a	1,4194	2	2 ^b	1,9247
	3 ^a	1,4095		3 ^b	1,9224
	4 ^a	1,3618	4 ^b	1,9288	

			(conclusão)			
Coluna	$164,22 (x10^3s)$ Repetição	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$249,30 (x10^3s)$ Repetição	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	
2	5 ^b	2,3917	2	5 ^b	1,9216	
	6 ^b	2,3756		6 ^c	2,1850	
	7 ^b	2,3637		7 ^c	2,1936	
	8 ^b	2,3447		8 ^c	2,1998	
	9 ^b	2,3102		3	9 ^c	2,1872
	10 ^b	2,3103			10 ^c	2,1357
3	11 ^b	2,2718	11 ^c	2,1569		
	12 ^c	2,5480	12 ^c	2,1407		
	13 ^c	2,5598	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)	1,9922		
	14 ^c	2,5575	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)	0,3319		
	15 ^c	2,5620	CV (%)	16,66		
Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		2,1476				
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,4741				
CV (%)		22,08				

Tabela 7 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_5 e t_6 , para o Solo 1, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$337,50 (x10^3s)$ Repetição	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$405,78 (x10^3s)$ Repetição	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	0,8965	1	1 ^a	0,8235
	2 ^b	1,6083		2 ^a	0,8092
2	3 ^b	1,6046		3 ^a	0,7931
	4 ^b	1,6293		4 ^a	0,7998
3	5 ^c	1,8889	2	5 ^b	1,2959
	6 ^c	1,8942		6 ^c	1,6637
	7 ^c	1,8381	3	7 ^c	1,6296
	8 ^c	1,8460		8 ^c	1,6301
	9 ^c	1,8382	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)	1,1806	
Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		1,6716	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)	0,4159	
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,3150	CV (%)	35,23	
CV (%)		18,84			

Tabela 8 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_7 e t_8 , para o Solo 1, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{594,54 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{668,16 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	0,6601	1	1 ^a	0,6014
	2 ^a	0,6348		2 ^a	0,5745
	3 ^a	0,6207		3 ^a	0,5643
2	4 ^b	0,9006	2	4 ^b	0,9665
	5 ^b	0,9083		5 ^c	0,9885
	6 ^b	0,9253	3	6 ^c	0,9591
3	7 ^c	1,1847		7 ^c	0,9439
Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,8335	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,7997
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,2068	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,2062
CV (%)		24,82	CV (%)		25,79

Tabela 9 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_9 e t_{10} , para o Solo 1, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{767,58 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{853,80 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	0,5560	1	1 ^a	0,5486
	2 ^a	0,5380		2 ^b	0,6104
	3 ^a	0,5188	2	3 ^b	0,6083
2	4 ^b	0,6759		4 ^b	0,6082
	5 ^b	0,6663	3	5 ^c	0,7638
	6 ^b	0,6617		6 ^c	0,7541
7 ^c	0,8517	7 ^c		0,7279	
3	8 ^c	0,8313	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,6602
	9 ^c	0,8291	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0861
	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,6810	CV (%)	
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,1122			
CV (%)		16,48			

Tabela 10 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_{11} e t_{12} , para o Solo 1, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{940,02 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{1012,56 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	0,5126		1 ^a	0,4265
	2 ^b	0,5627	1	2 ^a	0,4151
2	3 ^b	0,5646		3 ^a	0,4093
	4 ^b	0,5634	2	4 ^b	0,6920
	5 ^c	0,6888		5 ^c	0,6281
3	6 ^c	0,6693	3	6 ^c	0,6108
	7 ^c	0,6541		7 ^c	0,6032
	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)	0,6022		Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)	0,5707
	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)	0,0674		s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)	0,1193
	CV (%)	11,18		CV (%)	22,07

Tabela 11 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_{13} e t_{14} , para o Solo 1, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{1198,62 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{1284,00 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
	1 ^a	0,3920		1 ^a	0,3758
	2 ^a	0,3720	1	2 ^a	0,3750
1	3 ^a	0,3733		3 ^a	0,3779
	4 ^a	0,3958		4 ^b	0,4557
	5 ^a	0,3886	2	5 ^b	0,4539
	6 ^a	0,3908		6 ^b	0,4506
	7 ^b	0,4719		7 ^c	0,4805
2	8 ^b	0,4741	3	8 ^c	0,4678
	9 ^b	0,4762		9 ^c	0,4654
3	10 ^c	0,4962		Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)	0,4336
	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)	0,4231		s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)	0,0439
	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)	0,0496		CV (%)	10,13
	CV (%)	11,73			

Tabela 12 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_{15} , para o Solo 1, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{1373,04 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	0,3650
	2 ^a	0,3410
	3 ^a	0,3360
2	4 ^b	0,4399
	5 ^b	0,4403
	6 ^b	0,4428
3	7 ^c	0,4623
	8 ^c	0,4453
	9 ^c	0,4412
Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,4127
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0500
CV (%)		12,13

Tabela 13 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_1 e t_2 , para o Solo 2, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{4,62 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{95,76 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	0,7354	1	1 ^a	0,6082
	2 ^a	0,7162	2	2 ^b	0,6547
	3 ^a	0,7016	3	3 ^c	0,4337
2	4 ^b	0,7523		4 ^c	0,4668
	5 ^b	0,7320		5 ^c	0,4293
	6 ^b	0,7237	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,5185
3	7 ^c	0,6160	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,1054
Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,7110	CV (%)		20,32
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0448			
CV (%)		6,30			

Tabela 14 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_3 e t_4 , para o Solo 2, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{174,18 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{259,74 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	0,5543	1	1 ^a	0,5210
	2 ^a	0,5336		2 ^a	0,5267
	3 ^a	0,5349		3 ^a	0,5174
2	4 ^b	0,6283	2	4 ^b	0,5777
	5 ^b	0,6194		5 ^b	0,5806
	6 ^b	0,6122		6 ^b	0,5593
3	7 ^c	0,4070	3	7 ^c	0,4000
	8 ^c	0,3953		8 ^c	0,4036
	9 ^c	0,4301		9 ^c	0,3910
Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,5239	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,4975
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0922	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0780
CV (%)		17,59	CV (%)		15,67

Tabela 15 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_5 e t_6 , para o Solo 2, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{347,58 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{607,44 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	0,4653	1	1 ^a	0,3588
	2 ^a	0,4735		2 ^a	0,3470
	3 ^a	0,4288		3 ^a	0,3429
2	4 ^b	0,5276	2	4 ^b	0,4357
	5 ^b	0,5111		5 ^b	0,4252
	6 ^b	0,4810		6 ^b	0,4185
3	7 ^c	0,3942	3	7 ^c	0,3177
	8 ^c	0,3708		8 ^c	0,3119
	9 ^c	0,3767		9 ^c	0,3040
Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,4477	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,3624
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0577	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0513
CV (%)		12,89	CV (%)		14,15

Tabela 16 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_7 e t_8 , para o Solo 2, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{689,40 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{778,80 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	0,3149	1	1 ^a	0,2886
	2 ^a	0,3128		2 ^a	0,2845
	3 ^a	0,3163	2	3 ^b	0,3472
4 ^b	0,3712	4 ^b		0,3492	
2	5 ^b	0,3692	3	5 ^c	0,2691
	6 ^b	0,3700		6 ^c	0,2731
	7 ^c	0,2880		7 ^c	0,2742
3	8 ^c	0,2875	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,2980
	9 ^c	0,2914	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0350
	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,3246	CV (%)	
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0360			
CV (%)		11,07			

Tabela 17 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_9 e t_{10} , para o Solo 2, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{862,74 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{946,74 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	0,2702	1	1 ^a	0,2489
	2 ^a	0,2609		2 ^a	0,2480
2	3 ^b	0,3286	2	3 ^b	0,3087
	4 ^b	0,3205		4 ^b	0,3075
3	5 ^c	0,2376	3	5 ^c	0,1460
	6 ^c	0,2418		6 ^c	0,2670
	7 ^c	0,2477		7 ^c	0,2590
Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,2725	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,2550
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0373	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0544
CV (%)		13,70	CV (%)		21,33

Tabela 18 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_{11} e t_{12} , para o Solo 2, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{1206,12 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{1293,9 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
2	1 ^b	0,2673	2	1 ^b	0,2592
	2 ^b	0,2682		2 ^b	0,2623
3	3 ^c	0,2036	3	3 ^c	0,1961
	4 ^c	0,1959		4 ^c	0,1986
Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,2338	5 ^c		0,2065
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0394	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,2245
CV (%)		20,11	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0333
			CV (%)		16,76

Tabela 19 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_1 e t_2 , para o Solo 3, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{3,6 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{77,22 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	2,4565	1	1 ^a	1,6555
	2 ^a	2,2861		2 ^a	1,6340
	3 ^a	1,9513		3 ^a	1,5867
	4 ^a	1,9077		4 ^a	1,6488
2	5 ^b	1,5364	2	5 ^a	1,5242
	6 ^b	1,3372		6 ^b	1,2406
	7 ^b	1,3987		7 ^b	1,2195
3	8 ^c	1,3191	2	8 ^b	1,2105
	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)	1,7741		9 ^b	1,1672
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,4428	10 ^b		1,1557
CV (%)		24,96	11 ^b		1,1231
			12 ^c		1,1058
			3	13 ^c	1,3385
				14 ^c	1,0701
				Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)	1,3343
			s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,2245
			CV (%)		16,83

Tabela 20 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_3 e t_4 , para o Solo 3, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{163,68 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{250,86 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	1,3275	1	1 ^a	1,1212
	2 ^a	1,3169		2 ^a	1,1121
	3 ^a	1,3115		3 ^a	1,0961
	4 ^a	1,2776	2	4 ^b	0,8427
5 ^b	0,9741	5 ^b		0,8275	
6 ^b	0,9715	6 ^b		0,8151	
2	7 ^b	0,9627	3	7 ^c	0,7496
	8 ^b	0,9360		8 ^c	0,7369
	9 ^c	0,8955		9 ^c	0,7181
	10 ^c	0,8718	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,8910
3	11 ^c	0,8590	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,1695
	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		CV (%)		19,02
	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)				
CV (%)		18,58			

Tabela 21 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_5 e t_6 , para o Solo 3, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{338,7 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{597,84 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	0,9996	1	1 ^a	0,8526
	2 ^a	0,9877		2 ^a	0,8489
	3 ^a	0,9756		3 ^a	0,8380
2	4 ^b	0,8794	2	4 ^b	0,6915
	5 ^b	0,8696		5 ^b	0,6777
	6 ^b	0,8602		6 ^b	0,6680
3	7 ^c	0,6611	3	7 ^c	0,5366
	8 ^c	0,6549		8 ^c	0,5393
	9 ^c	0,6446		9 ^c	0,5257
Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,8370	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,6865
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,1470	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,1357
CV (%)		17,56	CV (%)		19,77

Tabela 22 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_7 e t_8 , para o Solo 3, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{682,44 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{768,72 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	0,7997	1	1 ^a	0,7443
	2 ^a	0,7964		2 ^a	0,7472
	3 ^a	0,7872		3 ^a	0,7349
2	4 ^b	0,6469	2	4 ^b	0,6671
	5 ^b	0,6411		5 ^b	0,6664
	6 ^b	0,6360		6 ^b	0,6553
3	7 ^c	0,5068	3	7 ^c	0,4830
	8 ^c	0,5012		8 ^c	0,4774
	9 ^c	0,5011		9 ^c	0,4780
Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,6463	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,6282
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,1249	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,1168
CV (%)		19,32	CV (%)		18,59

Tabela 23 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_9 e t_{10} , para o Solo 3, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{855,24 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{941,94 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	0,7066	1	1 ^a	0,6674
	2 ^a	0,7104		2 ^a	0,6673
	3 ^a	0,7031		3 ^a	0,6509
2	4 ^b	0,6275	2	4 ^b	0,6019
	5 ^b	0,6234		5 ^b	0,5939
	6 ^b	0,6163		6 ^b	0,5877
3	7 ^c	0,4674	3	7 ^c	0,4498
	8 ^c	0,4566		8 ^c	0,4197
	9 ^c	0,4647		9 ^c	0,4276
Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,5973	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,5629
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,1073	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,1026
CV (%)		17,97	CV (%)		18,23

Tabela 24 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_{11} e t_{12} , para o Solo 3, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{1203,63 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{1373,46 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	0,5705	1	1 ^a	0,5002
	2 ^a	0,5762		2 ^a	0,5021
	3 ^a	0,5457		3 ^a	0,5024
2	4 ^b	0,6288	2	4 ^b	0,5632
	5 ^b	0,6332		5 ^b	0,5634
	6 ^b	0,6128		6 ^b	0,5631
3	7 ^c	0,3829	3	7 ^c	0,3507
	8 ^c	0,3763		8 ^c	0,3527
Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,5408	9 ^c		0,3498
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,1039	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,4719
CV (%)		19,22	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0945
			CV (%)		20,03

Tabela 25 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_{13} e t_{14} , para o Solo 3, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{1460,34 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{1546,14 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	0,4722	1	1 ^a	0,4414
	2 ^a	0,4698		2 ^a	0,4425
	3 ^a	0,4702		3 ^a	0,4413
2	4 ^b	0,6685	2	4 ^b	0,5137
	5 ^b	0,6359		5 ^b	0,5137
	6 ^b	0,5369		6 ^b	0,5132
3	7 ^c	0,3445	3	7 ^c	0,3317
	8 ^c	0,3437		8 ^c	0,3411
	9 ^c	0,3402		9 ^c	0,3332
Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,4758	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,4302
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,1223	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0777
CV (%)		25,70	CV (%)		18,06

Tabela 26 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_{15} e t_{16} , para o Solo 3, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{1807,08 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{1891,80 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	0,3768	1	1 ^a	0,3656
	2 ^a	0,3788		2 ^a	0,3631
	3 ^a	0,4107		3 ^a	0,3746
2	4 ^b	0,4833	2	4 ^b	0,4286
	5 ^b	0,4478		5 ^b	0,4250
	6 ^b	0,4471		6 ^b	0,4371
3	7 ^c	0,3059	3	7 ^c	0,3061
	8 ^c	0,3052		8 ^c	0,2951
	9 ^c	0,3136		9 ^c	0,3023
Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,3855	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,3664
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0670	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0561
CV (%)		17,39	CV (%)		15,32

Tabela 27 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_{17} e t_{18} , para o Solo 3, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{1978,44 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$	Coluna	$\frac{2064,78 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	0,3576	1	1 ^a	0,3491
	2 ^a	0,3549		2 ^a	0,3438
	3 ^a	0,3615		3 ^a	0,3674
2	4 ^b	0,4243	2	4 ^b	0,4042
	5 ^b	0,4158		5 ^b	0,3944
	6 ^b	0,4145		6 ^b	0,4102
3	7 ^c	0,2961	3	7 ^c	0,2920
	8 ^c	0,2966		8 ^c	0,2889
	9 ^c	0,2965		9 ^c	0,2946
Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,3575	Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,3494
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0528	s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0488
CV (%)		14,77	CV (%)		13,96

Tabela 28 – Dados de condutividade hidráulica saturada por repetição, por coluna, nos tempos t_{19} , para o Solo 3, onde a, b e c, são as repetições realizadas nas colunas 1, 2 e 3, respectivamente

Coluna	$\frac{2409,90 (x10^3s)}{\text{Repetição}}$	$K_0 (x10^{-6}m.s^{-1})$
1	1 ^a	0,3224
	2 ^a	0,3291
	3 ^a	0,3290
2	4 ^b	0,3688
	5 ^b	0,3720
	6 ^b	0,3664
3	7 ^c	0,2765
	8 ^c	0,2767
	9 ^c	0,2863
Média ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,3253
s ($x10^{-6}m.s^{-1}$)		0,0388
CV (%)		11,94