

**INFILTRÔMETRO DE DISCO PARA
DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE
HIDRÁULICA DE SOLO NÃO SATURADO**

FLÁVIO VASCONCELOS GODINHO

2000

FLÁVIO VASCONCELOS GODINHO

**INFILTRÔMETRO DE DISCO PARA DETERMINAÇÃO DA
CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DE SOLO NÃO SATURADO**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós Graduação em Engenharia Agrícola, área de concentração Irrigação e Drenagem, para obtenção do título de "Mestre".

Orientador
Prof. Elio Lemos da Silva

LAVRAS
MINAS GERAIS – BRASIL
2000

**Ficha Catalográfica Preparada pela Divisão de Processos Técnicos da
Biblioteca Central da UFLA**

Godinho, Flávio Vasconcelos

Infiltrômetro de disco para determinação da condutividade hidráulica de solo não saturado / Flávio Vasconcelos Godinho. – Lavras : UFLA, 2000.

68.:il.

Orientador: Elio Lemos da Silva.
Dissertação (Mestrado)—UFLA .
Bibliografia.

1. Infiltrômetro de disco. 2. Condutividade hidráulica. 3. Solo não saturado. 4. Dispositivo. 5. Tensão. I. Universidade Federal de Lavras. II. Título.

CDD-631.7
-631.587

FLÁVIO VASCONCELOS GODINHO

**INFILTRÔMETRO DE DISCO PARA DETERMINAÇÃO DA
CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DE SOLO NÃO SATURADO**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós Graduação em Engenharia Agrícola, área de concentração Irrigação e Drenagem, para obtenção do título de "Mestre".


APROVADA em 28 de julho de 2000

Prof. Antônio Marciano da Silva

UFLA

Prof. Mozart Martins Ferreira

UFLA


Prof. Elio Lemos da Silva
UFLA
(Orientador)

LAVRAS
MINAS GERAIS - BRASIL

DEDICATÓRIA

Ao amor, paciência, incentivo, companheirismo e amizade de minha esposa Alessandra.

Ao sorriso, carisma e amor de meu filho Gustavo Henrique e a meu próximo bebê que já está a caminho.

Aos meus pais, Luiz e Sonja, meu irmão Adriano, a meus familiares e aos velhos amigos.

A Deus pela chance da vida e por fazer-me perfeito num mundo tão preconceituoso.

A Gonzaguinha, que dizia:

“Eu fico com a pureza da resposta das crianças: é a vida é bonita e é bonita.

Viver e não ter a vergonha de ser feliz, cantar e cantar e cantar, a beleza de ser um eterno aprendiz.

Ah meu Deus eu sei que a vida devia ser bem melhor e será, mas isso não impede que eu repita, é bonita é bonita e é bonita.

E a vida, e a vida o que é diga lá meu irmão? Ela é a batida de um coração, ela é uma doce ilusão.

E a vida, ela é maravilha ou é sofrimento, ela é alegria ou lamento ...

...é uma gota no tempo que nem dá um segundo...

...é um sopro do criador numa atitude repleta de amor...

Somos nós que fazemos dá vida como der ou puder ou quiser...”

Dedico este trabalho.

AGRADECIMENTOS

De ante mão, minhas desculpas e desde já meu muito obrigado à(s) alguma(s) pessoa(s) que por ventura tenha esquecido(as) nas citações abaixo, e que também contribuíram no desenvolvimento deste trabalho.

A minha esposa Alessandra por ter abdicado de muitas coisas em meu favor neste período.

Ao Prof. Elio Lemos da Silva pela paciência, compreensão, amizade e incentivo durante todo o curso, na mudança de emprego e na orientação equilibrada.

Ao prof. Antônio Marciano da Silva pelo carinho, e incentivo para fazer o mestrado desde a época que ingressei na EPAMIG.

Aos novos amigos nascidos neste período de curso: Leo, Wellington, Jacinto, Miguel, ao saudoso Marquinho, e aos demais colegas que me receberam tão bem.

À FAPEMIG pela concessão de 4 meses de bolsa (setembro/96 a Dezembro/96) e à CAPES pela concessão de 6 meses de bolsa (Janeiro/97 a junho/97).

Ao Prof. José Aparecida Bahia e Ivan Chaves de Magalhães, Diretor e Vice Diretor, respectivamente, da E.A.F. de Bambuí e às demais pessoas envolvidas na minha aceitação para começar a trabalhar na referida Escola, estando ainda cursando o mestrado e também por permitirem a construção do Infiltrômetro de Disco no setor de mecanização da referida escola.

À memória do Prof. Izoldino Roberto Filho e Dr. Gui Torres.

Ao colega e Prof. da E.A.F. de Bambuí, Hener Coelho pela inestimável colaboração na construção do Infiltrômetro de Disco e também a: Amasilis (pelas sugestões inteligentes), João Flávio (pela finalização do aparelho),

Luciana Gonçalves (colaboradora paciente na editoração), Messias, Benjamin, Luciano Paulinelli, Luís Henrique e Gustavo Luís.

Aos Professores envolvidos no processo de seleção para mestrado do Departamento de Engenharia da Universidade Federal de Lavras para o segundo semestre de 1996, pelo aceite no cursar pós-graduação e à Universidade pela oportunidade inigualável.

Aos professores do Departamento de Engenharia pelos ensinamentos transmitidos, por estarem sempre disponíveis quando solicitados a darem sugestões e pela convivência pacífica e saudável neste período, em especial a Manoel Alves de Faria e ao então professor Luís Antônio Lima.

Ao Senhor Berg, Adão, Elieser, Moretti, colaboradores e amigos, e Sr. Tercílio.

SUMÁRIO

RESUMO.....	i
ABSTRACT	ii
1 INTRODUÇÃO	01
2 REFERENCIAL TEÓRICO	03
3 MATERIAL E MÉTODOS	15
3.1 Descrição da área experimental.....	15
3.2 Descrição do Infiltrômetro	16
3.3 Metodologia de utilização do dispositivo na coleta de dados	20
3.4 Determinação da Condutividade Hidráulica	22
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	27
5 CONCLUSÕES	39
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	40
ANEXOS	48

RESUMO

GODINHO, Flávio Vasconcelos. Infiltrômetro de Disco para Determinação da Condutividade Hidráulica de Solo Não Saturado. Lavras: UFLA, 2000.68p.(Dissertação-Mestrado em Engenharia Agrícola)*

Com o intuito de construir e avaliar um novo dispositivo que permita medir a condutividade hidráulica de solos não saturados, foi desenvolvido o infiltrômetro de disco. É um dispositivo constituído basicamente de duas torres (uma alimentadora e outra reguladora de pressão), ligadas a uma base maciça de nylon aberta ao meio em forma de cone, e fechada por baixo por uma membrana de nylon, que permite a continuidade hidráulica, sendo esta base colocada sobre a superfície do solo que se quer estudar. A água estará presa à torre alimentadora por meio de uma tensão imposta a ela através da segunda torre. Os resultados obtidos permitiram verificar a praticidade na utilização do aparelho para a determinação da condutividade hidráulica de solos não saturados podendo-se salientar as vantagens do pesquisador trabalhar sozinho, ser de resultados mais rápidos, baixo consumo de água, dispensar instrumentos para determinação da umidade ou tensão da água no solo.

Orientador : Elio Lemos da Silva – UFLA

ABSTRACT

GODINHO, Flávio Vasconcelos. Disk Infiltrometer designed to determine the hydraulic conductivity of non-saturated soils. Lavras: UFLA, 2000.68p.(Magister-Scienc on Agricultural Engineering)*

In order to build and evaluate a new device that make possible to measure the hydraulic conductivity of non-saturated soils, was developed the disk infiltrometer, as a new method thought to replace others that work with a reduced point values. The disk Infiltrometer is compound basically by two towers; the first one is water delivering, while the other regulates the pressure. These towers are put on a massive support, open at the center as if it was a cone and closed at it bottom by a nylon membrane that stimulates the hydraulic continuity. This support is put on the soil surface that will be evaluated. The water is enclosed in the delivering tower by the tension caused by the second one. The results show that it is applicable the use the new method in order to measure the hydraulic conductivity of non-saturated soils. There are many advantages by using this new method: the researcher can work alone, it does not require much water, the desired results are more rapidly obtained, does not require instruments for soil moisture content determination.

Advisor: Elio Lemos da Silva - UFLA

1 INTRODUÇÃO

A avaliação da condutividade hidráulica de solos não saturados é de fundamental importância na resolução de problemas práticos ligados a projetos e manejo de irrigação e drenagem, transporte de nutrientes, infiltração e escoamento da água de chuva e movimento de contaminantes visto que, a maior parte desses processos que envolvem o movimento da água nos solos agrícolas ocorre estando o solo em condição de não saturação. Medições "in situ", da condutividade hidráulica como função da tensão da água, são portanto de elevada importância (Hillel, 1980), e são também úteis na caracterização da macro estrutura do solo e suas mudanças como resultado de mudanças nas práticas de manejo do solo (White, Sully e Perroux, 1992). A avaliação do consumo de água pelas plantas, por exemplo, exige a quantificação da água que entra ou que sai da zona radicular. Esta quantificação pode ser feita através das relações entre condutividade hidráulica e gradientes de potencial da água do solo.

Dos diferentes métodos propostos para a avaliação da condutividade hidráulica de solos não saturados, tem-se três categorias: a) métodos que se baseiam na solução da equação de Richards; b) métodos que se baseiam na distribuição do tamanho de poros do solo; e c) métodos empíricos que procuram relacionar a condutividade hidráulica estimada por um dado método, com outras propriedades do solo. No que diz respeito ao levantamento de dados básicos, em cada categoria podem ser encontradas variações entre métodos, que podem ser feito no campo ou através de determinações em laboratório ou combinações das mesmas, bem como variações nas técnicas utilizadas para a determinação de tais dados.

Com o objetivo de facilitar os trabalhos de campo, muitos métodos surgiram como simplificações de outros mais trabalhosos. Os métodos

empíricos, principalmente, foram desenvolvidos com base em número limitado de condições testadas. Assim as considerações e simplificações assumidas com sucesso para as condições nas quais tais métodos foram desenvolvidos, podem levar a grandes distorções quando a situação em estudo não permite, a rigor a sua adoção. A homogeneidade das propriedades físicas do perfil de solo é uma condição necessária para a viabilização de determinados métodos simplificados, o que quase sempre não se verifica para a maioria dos solos.

Recentemente, o infiltrômetro de tensão, também conhecido por disco infiltrômetro ou infiltrômetro de disco, tem se popularizado, entre estudiosos de diversos países, como método de determinação das propriedades hídricas do solo, "in situ". Vários pesquisadores têm descrito este infiltrômetro e o seu uso com algumas diferenças mínimas nos componentes operacionais do método (Ankeny, Kasper e Horton, 1988; Perroux e White, 1988; Lien, 1989; Warrick, 1992; Reynolds, 1993; Hussen e Warrick, 1995).

Com o presente estudo objetivou-se o desenvolvimento de um infiltrômetro de disco com base nas informações de literatura e avaliação de sua potencial praticidade na determinação da condutividade hidráulica.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Libardi (1995), afirma que quando se diz condutividade hidráulica de um solo, está implícito que se está considerando como meio poroso uma amostra de solo e como fluido que nela se move, uma solução aquosa (daí o adjetivo hidráulica). Caso contrário seria apenas condutividade. E sendo o solo o meio de interesse, todas as propriedades que têm reflexo na geometria do solo são importantes como por exemplo, a distribuição de tamanho e forma de suas partículas, a tortuosidade, a superfície específica e a porosidade.

Quanto ao fluido, a propriedade que afeta a condutividade é a viscosidade dinâmica η e afeta de maneira inversa, isto é, para uma mesma matriz porosa, quanto maior η , menor a condutividade.

Libardi (1995), descreve que em 1856, o engenheiro Henry Darcy realizou uma experiência de infiltração vertical de solução (água comum) em filtros (colunas) de areia homogênea de tamanho L , sob condição de saturação e sujeita a uma carga hidráulica $h_1 - h_2$. Após atingido a condição de equilíbrio dinâmico, isto é, quando o valor Q (vazão) não variava mais com o tempo, Darcy obteve as seguintes conclusões:

$$Q \propto h_1 - h_2 \quad (\text{carga hidráulica})$$

$$Q \propto A \quad (\text{área da seção transversal})$$

$$Q \propto \frac{1}{L} \quad (\text{comprimento})$$

e, quando uma grandeza é simultaneamente proporcional a várias outras, é também proporcional ao produto delas, podendo-se dizer que $Q \propto \frac{A \cdot (h_1 - h_2)}{L}$.

Darcy substituiu a constante de proporcionalidade α por K . Como ele trabalhou com água, chamou-a de condutividade hidráulica, assim ficando:

$$Q = K \cdot A \frac{(h_1 - h_2)}{L} \quad (1)$$

Libardi (1995) explica ainda que Darcy considerou a carga piezométrica h_1 igual ao potencial total da solução ϕ_1 (em termos de altura de líquido) na extremidade superior do filtro de areia e h_2 , similarmente, é igual ao potencial total da solução ϕ_2 na extremidade inferior do filtro. Sob saturação tem-se $\phi_1 = \phi_p + \phi_z$ onde, ϕ_p é o potencial de pressão e ϕ_z é o potencial gravitacional, podendo-se escrever que:

$$\frac{h_1 - h_2}{L} = \frac{\phi_1 - \phi_2}{L} = \frac{\phi_1 - \phi_2}{z_1 - z_2} = \frac{\Delta\phi_1}{\Delta z} \quad (2)$$

que é o gradiente do potencial total da solução na direção vertical z podendo, em termos infinitesimais, ser escrito como $\left(\frac{\partial\phi_1}{\partial z}\right)\vec{k}_z$ o que fisicamente, representa a força que atua na unidade de massa (ou volume) de solução fazendo-a mover.

Quando a equação (1) tem seus dois membros divididos por “A”, seu membro da esquerda é transformado numa vazão por unidade de área, ou seja, num volume de solução que passa verticalmente para baixo (se $h_1 > h_2$) ou para cima (se $h_1 < h_2$) através da unidade de área da seção transversal da coluna, por unidade de tempo constituindo-se um vetor \vec{q} de módulo igual a Q/A , denominado de densidade de fluxo.

O conceito de vetor gradiente de um escalar nos diz que seu sentido é o dos potências totais (ϕ_1) crescentes, sendo de sentido para cima ou para baixo se $\phi_1 > \phi_2$ e se $\phi_1 < \phi_2$, respectivamente, o que segundo Libardi (1995), torna \vec{q} e $\left(\frac{\partial\phi_1}{\partial z}\right)\vec{k}_z$ colineares (encontram-se sobre uma mesma reta) porém de

sentidos opostos. Desta forma, considerando o meio com relação à K isotrópico (não dependendo da direção dentro do meio, isto é, um escalar), pode-se concluir que segundo as considerações anteriores, tem-se \vec{q} e $\left(\frac{\partial\phi_i}{\partial z_i}\right)\vec{k}_z$ com mesmo módulo, mesma direção mas, com sentidos opostos ou seja:

$$\vec{q} = -K \left(\frac{\partial\phi_i}{\partial z_i}\right)\vec{k}_z \quad (3)$$

onde o sinal negativo se justifica pelo sentido oposto dos vetores \vec{q}_z e $K\left(\frac{\partial\phi_i}{\partial z_i}\right)\vec{k}_z$.

De acordo com Libardi (1995), esta situação se aplica apenas à experiência de Darcy. Para um caso mais geral, que é a realidade nos solos, é necessário considerar um movimento tridimensional, generalizando a equação para:

$$\vec{q} = -K \vec{\nabla} \phi_i \quad (4)$$

em que \vec{q} é o vetor densidade de fluxo, em qualquer direção no espaço e, $\vec{\nabla} \phi_i$ o vetor resultante dos componentes cartesianos triortogonais do vetor $grad \phi_i$, de direção igual à \vec{q} .

O primeiro pesquisador a demonstrar a importância da umidade do solo no movimento da água e verificar a relação existente entre a umidade e o potencial matricial da água no solo foi Buckingham (1907) e, desde então, generalizava-se a equação de Darcy, na qual a constante de proporcionalidade entre o fluxo de água e o gradiente de potencial, denominada condutividade hidráulica, apresenta uma dependência da umidade do solo.

Combinada a equação de Darcy com a equação da continuidade, em 1931, por Richards, obteve-se uma expressão ainda mais geral, válida também para o regime não estacionário (Libardi, 1995).

Este desenvolvimento analítico citado, do movimento da água em meios porosos não saturados, incluindo-se o modelo de Darcy para a condição de saturação é:

$$q_0 = K_0 \cdot \frac{d\psi}{dz} \quad (5)$$

em que q_0 é o fluxo de água no solo saturado na direção z , isto é, o volume de água que flui por unidade de área e de tempo na direção z ; K_0 é a condutividade hidráulica do solo com dimensão de comprimento por unidade de tempo; ψ (ou ϕ , como aparece nas equações 2 e 3) é o potencial total da água no solo, expresso em unidades de energia por unidade de peso, ou unidade de comprimento, e z a coordenada vertical de posição.

Para condição de não saturação o movimento da água em meios porosos pode ser também ser expresso, segundo Libardi (1995), por:

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (\text{equação de Buckingham-Darcy}) \quad (6)$$

em que q é o fluxo de água do solo não saturado, $K(\theta)$ a condutividade hidráulica do solo não saturado, função da umidade do solo θ , e ψ é a soma do potencial matricial e gravitacional da água, função também da umidade do solo.

Sabe-se da equação da continuidade, conforme Bacchi (1988), que:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (7)$$

em que a variação da umidade com o tempo $(\partial\theta/\partial t)$ é igual à variação da densidade de fluxo com a distância $(\partial q/\partial z)$ para uma direção z e, substituindo (6) em (7), tem-se a equação de Richards:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial\psi}{\partial z} \right] \quad (8)$$

Em se tratando de metodologia para a determinação de $K(\theta)$, foi o próprio Richards (1931) o primeiro a propor um procedimento em laboratório para condição de fluxo não estacionário. O autor utilizou uma pequena coluna de solo entre duas placas porosas de cerâmica e manteve um gradiente de potencial constante entre elas por meio de colunas de água. Quando o regime estacionário era atingido, a condutividade hidráulica era, então, facilmente estimada pela equação de Darcy-Buckingham.

Novas técnicas de laboratório foram desenvolvidas por muitos outros pesquisadores a partir dos trabalhos de Richards para a avaliação de $K(\theta)$, com variações de contorno da equação de Richards e diferentes sistemas para a avaliação do gradiente de potencial e conteúdo de água do solo. Richards, Gardner e Ogatta, (1956), segundo Klute (1972), foram os primeiros a utilizarem uma metodologia básica para a determinação da $K(\theta)$ sob condições de campo, conhecida como "Método do Perfil Instantâneo". Através deste método, procura-se uma solução para a equação de Richards. Quando se integra a equação de Richards com relação à distância, obtêm-se a diferença entre os fluxos nas distâncias correspondentes aos limites de integração, equivalente à integral das variações de umidade com o tempo na camada de solo considerada. Se a variação da umidade do solo com a profundidade e com tempo for conhecida, esta integral pode ser avaliada e, se um dos fluxos for também conhecido, o outro pode ser estimado. Por outro lado, se as variações de potencial hidráulico com o tempo e a distância também forem conhecidos, o gradiente de potencial

para um dado tempo e posição também pode ser avaliado. Entretanto, se as variações de potencial hidráulico com o tempo e a distância também forem conhecidas, o gradiente de potencial para um dado tempo e posição também pode ser avaliado. Dividindo-se o fluxo num dado tempo e posição pelo respectivo gradiente de potencial, obtém-se a condutividade hidráulica para a umidade encontrada naquela posição.

Childs e Collis-George (1950), Marshall (1958), Millington e Quirk (1959, 1960), Mualem (1976), Anderson e Bouma (1973), desenvolveram expressões matemáticas para o cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado a partir da distribuição de poros.

Miller e Miller (1955,a,b, 1956) estudaram analiticamente os efeitos da variação de escala sobre as propriedades hídricas de meios similares (meios que apresentam a mesma estrutura, diferindo apenas na escala de suas dimensões, tal como um se apresentasse como uma ampliação ou redução fotográfica do outro), tomando como constantes as características e propriedades da água e dos gases contidos no espaço poroso de ambos os meios assim idealizados, tais como tensão superficial, viscosidade, densidade, etc. Também Miller & Miller (1955b), Klute e Wilkinson (1958) e Wilkinson e Klute (1959), testaram a teoria dos meios similares aplicando-a a meios porosos reais, obtendo bons resultados com areias mas, sem sucesso para outros meios compostos de silte e argila. Persinger e Yahmer (1970), Jaynes e Tyler (1984), foram outros que relacionaram a condutividade hidráulica com a textura do solo de forma puramente empírica.

Hillel, Krentos e Stylianov (1972), apresentam um procedimento simplificado para a determinação da condutividade hidráulica pelo método do perfil instantâneo, conhecido como "método de Hillel". Estes pesquisadores trabalharam com valores de potencial matricial médio, obtidos das leituras periódicas dos tensiômetros instalados em diversas profundidades, e das

respectivas curvas de retenção de umidade e determinaram a umidade média dos solos nas diversas profundidades ao longo do tempo de redistribuição da água no perfil do solo.

No "método de Hillel" a variação do armazenamento de água nas diversas profundidades em função do tempo, $(\partial\theta/\partial t)dz$ e a mesma variação nas diversas camadas desde a superfície até a profundidade $z[\sum(\partial\theta/\partial t)dz]$, que correspondem ao fluxo de água "q" em cada profundidade, é calculada com base nas regressões lineares entre θ (umidade do solo na profundidade z) e $\ln t$ (logaritmo neperiano do tempo de redistribuição da água). Nessas regressões, o coeficiente angular corresponde ao valor de $(\partial\theta/\partial t) \times t$. Sendo assim, para cada redistribuição t são determinados os valores de $\partial\theta/\partial t$.

Do potencial total da água (ψ) e profundidade "z" é feito uma regressão linear, para determinação dos gradientes de potencial, em cada tempo, através dos coeficientes angulares das retas ajustadas.

$$\psi = a + bz \quad (9)$$

em que

$$\frac{\partial\psi}{\partial z} = b \quad (10)$$

Calculadas as densidades de fluxo "q" e os respectivos gradientes de potencial total ($\partial\psi/\partial z$), as condutividades hidráulicas são então calculadas para cada tempo (ou umidade), pela relação:

$$K(\theta) = \frac{\frac{\partial\theta}{\partial t}}{\frac{\partial\psi}{\partial z}} \quad (11)$$

Para evitar grandes perturbações no solo e facilitar o acompanhamento das variações de umidade ao longo do perfil provocadas por freqüentes

amostragens exigidas nas determinações gravimétricas, diversos pesquisadores, como Nielsen et al. (1962), Hillel, Krentos e Styllianov (1972), van bavel et al. (1968), Cho et al. (1977), entre outros, passaram a utilizar da técnica da moderação de neutrons. Alguns autores como Black, Gardner e Trurtell (1969), Davidson et al. (1969) e Libardi et al. (1980), passaram a explorar uma simplificação do método do perfil instantâneo, que consiste em se considerar gradientes unitários de potencial da água ao longo do perfil para solos tidos como homogêneos, variando a técnica de medida de umidade do solo. Com a simplificação do gradiente unitário assume-se o gradiente de potencial total da água na profundidade z igual à taxa de variação da umidade média do perfil até a profundidade $z(\bar{\theta})$, isto é :

$$K(\bar{\theta})_z = \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \cdot z \quad (12)$$

em que $\bar{\theta}$ é a umidade média do perfil desde a superfície até a profundidade z .

Libardi et al. (1980), adotando a simplificação do gradiente unitário, introduziram nova simplificação na metodologia para a determinação da condutividade hidráulica de solos não saturados, assumindo relações exponenciais entre condutividade e umidade e difusividade e umidade do solo, propostos por Davidson, Nielsen e Biggar (1963), nas formas:

$$K(\theta) = K_o e^{\gamma(\theta-\theta_o)} \quad (13)$$

em que K_o e θ_o são os valores de condutividade hidráulica e umidade correspondentes à infiltração em equilíbrio dinâmico, e γ é uma constante .

$$D(\theta) = D_o e^{\alpha(\theta-\theta_o)} \quad (14)$$

em que D_o e θ_o são os valores de difusividade e umidade correspondentes à condição de infiltração em equilíbrio dinâmico, e α é uma constante.

Sendo assim, a relação entre o potencial matricial e a umidade (curva característica da água no solo) deve seguir a seguinte expressão:

$$\psi_m = A[e^{B(\theta-\theta_o)} - 1] \quad (15)$$

em que

$$A = \frac{D_o}{K_o(\alpha - \gamma)} \quad (16)$$

$$B = (\alpha - \gamma) \quad (17)$$

Com isso, os autores desenvolveram uma equação analítica que expressa a variação da umidade do solo com o tempo, da forma:

$$\theta = \theta_o \ln(1 + ct) \quad (18)$$

em que:

$$c = \frac{\gamma - k_o}{a.z} \quad (19)$$

$$a = \frac{\gamma}{\gamma} \quad (20)$$

θ é a umidade do solo na profundidade z no tempo t .

θ_o é a umidade do solo na profundidade z no tempo $t=0$.

Os autores verificaram, experimentalmente, que para tempos relativamente longos, acima de um dia, a relação entre a umidade θ e o $\ln t$ (logaritmo neperiano do tempo) é linear, podendo-se, portanto, desprezar o número 1 que aparece na equação (18) durante seu desenvolvimento analítico. Portanto, para essa condição, a equação (18) pode ser rescrita na seguinte forma:

$$\theta - \theta_o = \frac{1}{\gamma} \ln c + \frac{1}{\gamma} \ln t \quad (21)$$

Com as simplificações propostas, o procedimento de campo necessário para a avaliação da condutividade hidráulica do solo não saturado se resume no

acompanhamento das variações de umidade do perfil ao longo do tempo de redistribuição da água nas profundidades. Uma regressão linear entre $\theta - \theta_0$ contra $\ln t$ permite a determinação do valor de $\frac{1}{\gamma}$ que corresponde ao coeficiente angular da reta (equação 21). O valor de K_0 é estimado pelo coeficiente linear na mesma reta, que corresponde ao valor de $\frac{1}{\gamma} \times \ln c$, onde "c" é obtido em (19). O valor de "α" corresponde ao coeficiente angular da reta que relaciona a umidade (θ) na profundidade z com a umidade média ($\bar{\theta}$) da camada de solo desde a superfície até a profundidade z para todas os tempos de redistribuição da água.

Determinados os valores de γ e K_0 , fica estabelecido a expressão (13), que relaciona a condutividade hidráulica com a umidade do solo.

O método de Libardi et al. (1980) difere dos anteriores descritos pelo desenvolvimento analítico de uma expressão para $\theta = (z, t)$ que contém um parâmetro comum (γ) à expressão de $K(\theta)$ assumida com válida.

Dane (1980), comparando os métodos propostos por van Genuchten (1980), com os de Libardi et al. (1980) em solo arenoso, obteve boa concordância entre os métodos.

Pauletto et al. (1988), defenderam a hipótese de uma relação universal entre os coeficientes α e γ das equações (13) e (14) e que, conhecendo-se portanto apenas o valor de B da curva de retenção da água no solo (equação 15), pode-se estimar o valor de γ da expressão de $K(\theta)$. A relação empírica entre α e γ encontrada pelos autores, trabalhando com dois perfis de solo diferentes, Latossolo Vermelho Amarelo, textura média e Terra Roxa Estruturada, foi a seguinte:

$$\alpha = -13,26047 + 0,86799\gamma \quad (r=0,99450) \quad (22)$$

Em consequência, a relação encontrada entre γ e B foi a seguinte:

$$\gamma = -\frac{B + 9,54017}{0,15829} \quad (23)$$

Com isso, a relação entre $K(\theta)$ e a curva característica da água do solo seria estabelecida pelo parâmetro B da seguinte forma:

$$K(\theta) = K_o \cdot e^{-\frac{B+9,54017}{0,15829}(\theta-\theta_o)} \quad (24)$$

Mesmo sendo este método derivado de Libardi et al. (1980), fazendo uso das relações (15), (17) e (18) para obtenção dos valores de α e γ , a relação obtida entre α e γ (equação 22) e conseqüentemente, a relação entre α e B (equação 23), é obtida de forma empírica, não sendo demonstrada analiticamente pelo autor.

van Genuchten (1980) apresentou uma forma analítica de determinação da condutividade hidráulica através do ajuste da curva de retenção da água do solo a uma nova equação, utilizando os modelos de condutividade hidráulica desenvolvidos anteriormente por Burdine (1953) e Mualem (1976) que é a seguinte expressão:

$$K_r = S_e^p \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad (25)$$

em que

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (26)$$

onde θ_s = umidade de saturação; θ_r = umidade residual; θ = umidade atual do solo; $p=0,5$ para 45 tipos de solos trabalhados por Mualem (1976) e "m", é um parâmetro de ajuste da equação.

van Genuchten (1980) desenvolveu um programa de computador, baseado no método dos mínimos quadrados dos desvios, para ajuste dos dados θ e h levantados e obtidos juntos com os demais parâmetros pela equação:

$$S_e = \frac{1}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad (27)$$

e estimando a condutividade hidráulica relativa para qualquer valor de θ pela equação (25).

Há ainda o método de Green et al. (1986) que como o de Hillel et al. (1972), requer tempo relativamente grande (semanas) e grande quantidade de água; requerem pessoal treinado e equipamentos caros tais com os medidores de umidade de precisão e tensiômetros de vários comprimentos. Outros métodos para a determinação da condutividade hidráulica como função da tensão podem ser encontrados em Dirksen (1991).

O infiltrômetro de disco, ou de tensão, foi descrito pela primeira vez em 1982 e desenvolvido por Perroux e White (1988), com modificação do desenho do tubo de sorptividade publicado por Clothier e White (1981), e por Lien (1989). O dispositivo destina-se a uma medição rápida do macroporo capilar, sorptividade, fluxo da água do solo, condutividade hidráulica, e texturas, causando o mínimo de distúrbios possíveis ao solo (Perroux e White, 1988).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Descrição da área experimental

Os testes do dispositivo desenvolvido foram conduzidos no Campus da Universidade Federal de Lavras, numa área de 27,30 m², localizada atrás do Departamento de Engenharia, (Figura 3). Segundo Freire (1975), o solo da área experimental é um Latossolo Roxo distrófico. A densidade média do solo obtida foi de 1,167 g/cm³. Foram feitos estudos na superfície do solo (nível zero), a 20 cm e a 40 cm de profundidade. Para os níveis abaixo da superfície do solo, foram feitas trincheiras de larguras 50 cm X 60 cm. As trincheiras foram utilizadas para mais de um teste, em dias diferentes.

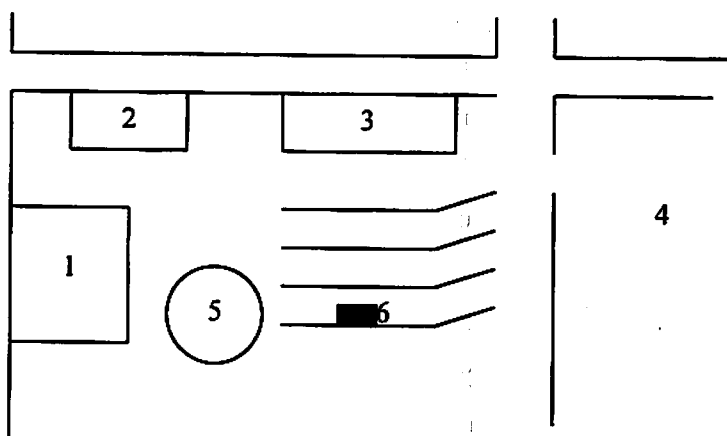


FIGURA 3 – Croqui de localização da área experimental

1. Biblioteca;
2. Ciências dos Alimentos;
3. Departamento de Engenharia;
4. Setor de Olericultura;
5. Pivô central;
6. Área experimental

3.2 Descrição do Infiltrômetro

A versão do infiltrômetro de disco desenvolvido neste estudo a partir da literatura foi construída na Escola Agrotécnica Federal de Bambuí, Minas Gerais, no período de janeiro a junho de 1998, com algumas modificações que julgou-se mais práticas no uso do aparelho.

O dispositivo em geral, consiste de três partes:

- a) Torre reguladora de pressão: é um tipo mariote constando de dispositivo controlador de pressão, que é um tubo fechado na sua parte superior, com uma ou mais entradas de ar, na forma de pequenos tubos, que se estendem para o interior dessa torre com água, e que é aberta – apenas uma delas – durante o teste. À cada profundidade desses pequenos tubos, teremos uma tensão a ser imposta a interface do disco com o solo (ver Figura 1).
- b) Reservatório: o reservatório de água para o disco tem o nível de água monitorado através de leitura feita em uma escala milimetrada fixada junto ao tubo ou por sensor de pressão.
- c) Platô-base poroso: é uma base circular sendo que em sua parte inferior (que estará em contato com o solo) haverá uma membrana porosa (nylon) com malha tal que permita estabelecer a continuidade hidráulica entre o solo e o reservatório. O valor da entrada de ar pela membrana é entre 25 e 50 cm (pressão) entretanto, algumas membranas aproximam de 100 cm (White et al.1992).

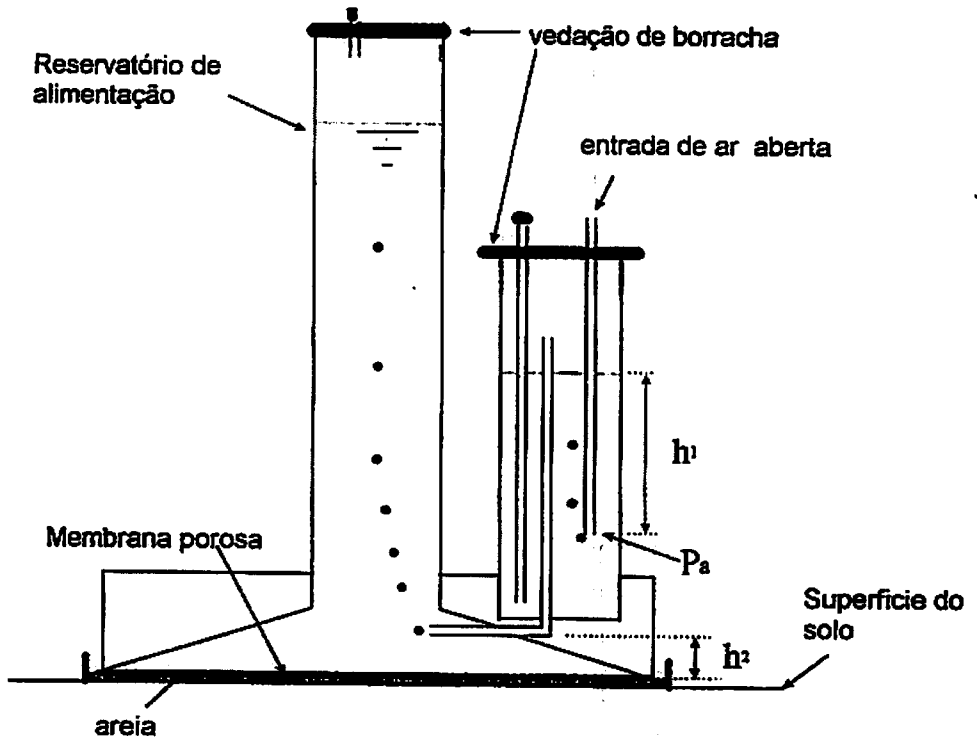


FIGURA 1. Diagrama de um Infiltrômetro de Disco com seus componentes.

A base foi feita em torno mecânico a partir de um maciço de nylon. Um cone de baixa altura foi feito em seu interior (1,5cm), na sua parte inferior. Os tubos de acrílicos que são os reservatórios de água e torre reguladora de tensão foram presos à base por meio de anéis de vedação do tipo utilizado em bombas hidráulicas, eliminando assim as roscas nos tubos, que eram por demais frágeis e susceptíveis a quebra. Para o fechamento da base por baixo, foi utilizada uma membrana de nylon. Foi feito um alojamento para um anel de vedação, o qual prende o tecido junto ao sulco e, construiu-se uma braçadeira que completa a segurança do tecido na peça de nylon maciço. Houve aí uma nova vantagem pois, eliminou-se a cola neste acabamento e, na necessidade de troca do tecido ou mesmo para lavá-lo ao findar algum teste, faz-se apenas por meio do afrouxamento da braçadeira e retirada do anel, ficando assim livre o tecido.

Estas modificações tornaram o aparelho um conjunto bem sólido e fácil de transportar já que as partes podem ser desconectadas. Trabalhou-se com as seguintes medidas e materiais:

- tubo de acrílico da torre alimentadora de 83 mm de diâmetro interno, espessura de 3,4 mm e altura de 90 cm;
- tubo de acrílico da torre reguladora de pressão de 38,2 mm de diâmetro interno, espessura de 3,4 mm e altura de 62 cm;
- base em nylon ,como citado acima, com diâmetro de 24,3 cm, altura de 6,1 cm. Esta base tem um alojamento central, totalmente vazado de diâmetro igual ao diâmetro externo da torre alimentadora, para esta referida torre, e um outro alojamento para a torre reguladora de pressão sendo que, esta última base não é vazada e se comunica com a torre alimentadora através de uma conexão feita em “L” (conforme mostrado na Figura 1) a partir do centro desta base com diâmetro de 6 mm (tipo Mariotte);
- anéis de vedação de borracha de diâmetros internos 9 cm, 4,5 cm, e 25 cm, respectivamente utilizados para a torre alimentadora e sua tampa, torre reguladora de pressão e base do aparelho;
- tubos de cobre com diâmetro interno de 2,6 mm e diâmetro externo de 4,8 mm e de tamanhos 22 cm, 32 cm e 42 cm, presos à tampa de borracha maciça que fecha a torre reguladora de pressão na sua parte superior. Um quarto tubo de cobre de 57,5 cm foi conectado e preso por meio de cola (araldite) no centro do alojamento da torre reguladora pressão, onde existe um furo que interliga as duas torres, como já referido anteriormente;
- tampa de nylon maciço com anel de vedação, com furo central para a torre alimentadora. Este furo central tem um pequeno tubo (cerca de 4 a 5 cm de comprimento), que se fecha por cima com mangueira de látex e clip.
- tecido de nylon (faz o fechamento da base do aparelho por baixo);
- braçadeira para a base do aparelho;

- fita métrica milimetrada fixada à torre alimentadora para controle da infiltração;
- completam ainda o aparelho dois anéis de material maciço (ferro ou mesmo de tarugo de nylon) utilizados na parte superior das torres e externamente, como forma de prevenir possíveis trincas no acrílico durante o fechamento das mesmas, principalmente na torre reguladora de pressão a qual é fechada por uma borracha maciça com pressão para evitar entrada de ar;
- Como material de apoio necessita-se de um balde, que servirá para o armazenamento prévio do aparelho antes dos testes, água limpa, areia malha 20 (#20), aquela que passa na peneira número 20 e fica retida na peneira de número 30, que é o material que irá permitir a continuidade hidráulica entre a água contida na torre alimentadora e o solo, um tecido de 50x50 cm que permite a passagem da água com facilidade e retenha a areia, um aro de metal com 30 cm de diâmetro e espessura 0,2 cm com pelo menos três pontos de fixação que permita que o aro seja preso ao solo, um cronômetro que acumule dados de tempo (pelo menos 30 dados), um nível de pedreiro, uma ripa de uns 50 cm de comprimento, com 3 a 4 cm de largura (para acerto da superfície da areia), uma enxada e anéis volumétricos para determinação de densidade do solo.

O aparelho montado pesa 5,180 kg, e quando se trabalha tendo água até uma altura de 80 cm na torre alimentadora e 56 cm de água na torre de tensão, teremos um peso a mais de 5,277 kg, passando o aparelho em início de teste a ter 10,457 kg, o que, para uma base de contato do aparelho com a superfície do solo de 463,770 cm², nos dá uma pressão sobre o solo de 0,025 kg/cm² ou 25 g/cm².

3.3 Metodologia para utilização do dispositivo na coleta de dados

Para se trabalhar com o dispositivo, utilizou-se da seguinte metodologia:

1. Preparou-se uma área plana com aproximadamente 80 cm de comprimento por 50 cm de largura no local dos experimentos, tomando-se os devidos cuidados para não compactar o solo.
2. Colocou-se o aro de metal no centro do local preparado, pressionando-o de modo a enterrar os pontos de apoio, observando-se a recomendação de permanecer externamente apenas 2mm da espessura do aro. A superfície do solo deve ser plana (utilizou-se aí o nível de pedreiro).
3. Enterrou-se no solo recipientes (coletores previamente tarados e com suas medidas também devidamente registradas – diâmetro e altura), para determinação da densidade do solo, a cada lado do aro, ficando cada um dos recipientes a uma distância de 15-20 cm desse aro.
4. Colocou-se o tecido permeável sobre o solo e aro.
5. Preencheu-se completamente a área interna do anel com a areia #20, e nivelou-se com a ripa.
6. Com o infiltrômetro dentro do balde com água, abriu-se a entrada de ar da torre de alimentação e succionou-se água para seu interior até próximo do topo fechando-se em seguida a entrada de ar.
7. Retirou-se a tampa da torre reguladora de pressão e completou-a com água até pouco antes da entrada de ar do tubo de cobre que está fixo na base desta torre.
8. Escolheu-se uma tensão de trabalho (cada tubo de cobre preso à tampa de borracha da torre reguladora de pressão estava a uma profundidade diferente, no interior desta torre, e permitia-se uma tensão diferente; escolheu-se um deles para o trabalho e manteve-se os demais fechados, sendo o escolhido para o teste, aberto somente no início do teste). A tensão

obtida, foi igual à distância entre a membrana e a passagem de ar no reservatório de alimentação, ($h_2 = 1.5$ cm para o infiltrômetro em estudo), menos a distância entre a entrada de ar e o nível da água na torre reguladora de pressão (h_1), conforme Figura 1.

9. Retirou-se o infiltrômetro de dentro do balde com água esperou-se escorrer a água em excesso sobre a base (neste ponto, um rolo de papel absorvente à mão agiliza o processo).
10. Colocou-se o aparelho sobre a areia, já aplainada anteriormente, de forma que ele ficou bem acamado (toda sua base em contato com a areia), conforme Figura 2.
11. Fez-se a leitura do nível de água no reservatório de alimentação através da fita métrica presa neste tubo, e registrou-se numa folha de dados. Destampou-se a entrada de ar do tubo para a tensão em estudo. Deu-se partida ao cronômetro tão logo começaram a formar bolhas na torre alimentadora. Pressionou o botão "lap/reset" do cronômetro, para os registros de tempos de leituras periódicas, sempre que o nível de água do reservatório, alcançava a marca subsequente pré-determinada, anotando-se as leituras de nível na folha de dados.
12. Finalizando o teste retirou-se o aparelho de cima da areia e limpou-se a membrana, retirando a areia aderida, antes de levar o infiltrômetro de volta para o balde de água. Retirou-se o pano do solo que trouxe junto a areia, evitando-se o desperdício.
13. Removeu-se cuidadosamente os recipientes contendo as amostras de solo do terreno, para determinação da densidade do solo e procurou-se deixar o local com suas condições originais.

3.4 Determinação da condutividade hidráulica

Como mostra a Figura 1, a pressão P_s ($M L^{-1} T^{-2}$) na base de contato é definida pela seguinte equação:

$$P_s = P_a - \rho g(h_1 - h_2) \quad (28)$$

em que P_a é a pressão atmosférica, h_1 é a carga hidráulica L , h_2 a distância (L) entre a superfície do solo e a entrada de ar, pela torre reguladora de pressão, para o reservatório, ρ é a massa específica da água ($M L^{-3}$) e g é a constante gravitacional (MT^{-2}).

Se P_a é tomada como zero, a pressão da água h_s na base de contato com o solo expressa como coluna de água, dependerá dos valores de h_1 e h_2 . Se h_1 é maior que h_2 a pressão da água h_s será menor que a atmosférica e será dada pela seguinte equação:

$$h_s = -h_1 + h_2 < 0 \quad (29)$$

O fluxo da água sob uma tensão de infiltração é tridimensional e é o resultado da ação da gravidade (para baixo), ação de forças capilares em todas as direções, e geometria particular da fonte em estudo.

Para pequenos tempos ou os primeiros momentos de teste, o escoamento é próximo de unidimensional (Philip, 1969) e representado por:

$$I = S \cdot T^{0.5} \quad (30)$$

em que I é a infiltração acumulada por unidade de área, S é a sorptividade e T é o tempo. A sorptividade S ($m \cdot s^{-0.5}$) corresponde à tangente do ângulo de inclinação da reta de I versus $T^{0.5}$ para tempos inferiores a um minuto. A lâmina infiltrada a cada intervalo de tempo, ΔI , não corresponde à variação de leitura, ΔL , no reservatório. A correção é feita pela relação de áreas, reservatório/base pela expressão:

$$\Delta I = \Delta L \cdot \left(\frac{d}{D}\right)^2 \quad (31)$$

Para tempos longos, Wooding (1968) apresenta uma solução para fluxo em equilíbrio dinâmico por unidade de área:

$$q = K \cdot \left[1 + \frac{4\lambda_c}{\pi r_0} \right] \quad (32)$$

em que r_0 é o raio do disco infiltrômetro (L), K é a condutividade hidráulica para tensão h e λ_c é o comprimento capilar do macroporo (L). Wooding assume o solo como uniforme, homogêneo, não expansivo e com condutividade hidráulica expressa pela Equação de Gardner (1958):

$$K(h) = K_s \cdot \exp\left(\frac{h}{\lambda_c}\right) \quad (33)$$

em que $K(h)$ é a condutividade hidráulica não saturada num potencial matricial h (L) e K_s a condutividade hidráulica saturada.

Do lado direito da equação (32), o primeiro termo representa a contribuição para o escoamento devido a gravidade e o segundo termo representa a contribuição da capilaridade e geometria da fonte. White e Sully (1987) mostraram que λ_c é uma função da sorptividade e condutividade hidráulica e pode ser determinado da seguinte forma:

$$\lambda_c = \frac{b \cdot S^2}{(\theta - \theta_i)(K - K_i)} \quad (34)$$

onde θ ($L^3 \cdot L^{-3}$) é a umidade volumétrica atual no solo em estudo para o potencial fornecido h , θ_i é a umidade inicial (volume de água contido inicialmente) no solo, K e K_i são valores de condutividade hidráulica para θ e θ_i , respectivamente, e b é uma constante (adimensional). O valor de b pode ser tomado como 0,55 (White e Sully, 1987; Warrick e Broabridge, 1992), para $k \gg k_i$. Das equações (31) e (32) obtém-se:

$$q = K + \frac{2,2.S^2}{\pi r_o (\theta - \theta_i)} \quad (35)$$

ou, pode-se escrever que:

$$K = \frac{q - 2,2.S^2}{\pi r_o (\theta - \theta_i)} \quad (36)$$

em que q é o fluxo da água em equilíbrio dinâmico.

Se S é conhecido da equação (30) baseado em tempo curto ou período inicial pequeno e q é extremo para tempos maiores, então K segue a equação (36).

Quando o fluxo atinge o equilíbrio dinâmico, e são conhecidos valores para dois ou mais r_o ; K pode ser determinado por métodos descritos por Scooter, Clothier e Harper (1982), Yitayew e Watson (1986), Smettem e Clothier (1989) e Hussen (1991). Para fluxo em equilíbrio dinâmico com dois diferentes valores de raios de disco, a equação (32) é resolvida para dois fatores desconhecidos (K e λ_c), e λ_c é calculado por:

$$\lambda_c = \frac{\pi}{4} \left[\frac{\frac{q_1 - q_2}{r_1} - \frac{q_2 - q_1}{r_2}}{\frac{q_1 - q_2}{r_1} - \frac{q_2 - q_1}{r_2}} \right] \quad (37)$$

em que q_1 e q_2 (LT^{-1}) são valores de fluxo estável correspondentes aos raios de disco r_1 e r_2 , respectivamente. O valor de K segue da equação (33). Se o fluxo de escoamento estável q é conhecido para mais de dois raios, um procedimento não linear pode ser conveniente usando a equação (33) para achar o mais conveniente λ_c e K .

O mesmo princípio pode ser aplicado para um só raio de disco com variadas tensões (Lien, 1989; Ankeny et al, 1991; Hussen, 1991; Reynolds e Elrick, 1991), sendo este o procedimento utilizado neste trabalho.

Quando substituí-se K da equação de Wooding (32) pelo valor de K obtido da equação Gardner (33), então a equação de Wooding pode ser escrita como:

$$q = K_s \cdot \exp\left(\frac{h}{\lambda_c}\right) \left[1 + \frac{4\lambda_c}{\pi r_o}\right] \quad (38)$$

Medição do fluxo em equilíbrio dinâmico para n tensões num mesmo lugar, produz n equações, cada uma com duas incógnitas desconhecidas K_s e λ_c . Se $n=2$, o valor de λ_c é obtido da seguinte forma:

$$\lambda_c = \frac{|h_2 - h_1|}{\left| \ln\left(\frac{q_2}{q_1}\right) \right|} \quad (39)$$

Quando q_1 e q_2 são conhecidos, a razão do fluxo em equilíbrio dinâmico das duas tensões h_1 e h_2 são fornecidas. O valor de K_s é estabelecido por substituição de λ_c na equação (38) pois, já se conhece q e h de um mesmo teste e também r_o . Se valores do fluxo estável são medidos a três ou mais tensões, então K_s e λ_c podem ser avaliados usando um procedimento mais conveniente (Hussen, 1991; Hussen e Warrick, 1993b). Determinado K_s , voltamos à equação (34). Como temos $\alpha = 1/\lambda_c$ e K é dado em função de h , a equação de Gardner pode ser rescrita como:

$$K(h) = K_s e^{(\alpha h)} \quad (40)$$

Os dados de condutividade hidráulica obtidos, em um mesmo local de testes, segundo Dilerman e Trafford (1984), tendem a uma distribuição log-normal e por isso, não devem ser representadas por média aritmética simples, e sim a partir da média dos logaritmos dos dados.

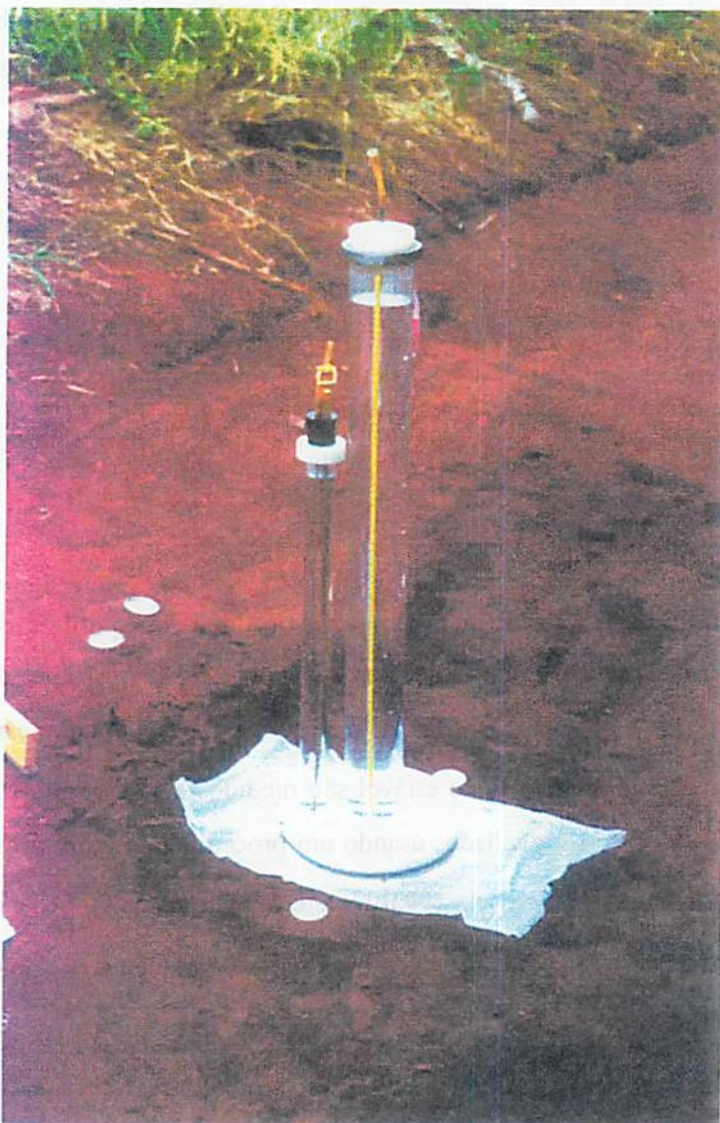


FIGURA 2 Foto do Infiltrometro de Disco em teste, UFLA, Lavras-MG, 1999.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os testes de campo foram identificados pelas profundidades e tensões conforme a Tabela 1. Fez-se, para cada profundidade, quatro testes com tensão de aproximadamente nove centímetros de coluna d'água (9 cm c.a.) e quatro testes com tensão de aproximadamente vinte centímetros de coluna d'água (20 cm c.a.). Tomou-se, de cada teste de campo, os últimos dados de tempo acumulado (t) versus lâmina acumulada (L.A.), conforme mostram as Tabelas 2 a 13, e determinou-se, por regressão linear, os respectivos valores de fluxo constante, correspondentes aos coeficientes angulares, apresentados nas Tabelas 14, 15 e 16. As equações completas de cada reta em suas respectivas Figuras estão apresentadas no Anexo B.

TABELA 1 Identificação dos testes de campo pelas suas respectivas tensões (h) e profundidades (Z)

Z= 0 cm		Z= 20 cm		Z= 40 cm	
Teste	Tensão (cm c.a.)	Teste	Tensão (cm c.a.)	Teste	Tensão (cm c.a.)
0-9A	8,9	20-9A	8,9	40-9A	8,9
0-9B	8,6	20-9B	8,6	40-9B	9,9
0-9C	8,9	20-9C	8,8	40-9C	8,7
0-9D	8,9	20-9D	8,6	40-9D	9,9
0-20A	19,9	20-20A	19,7	40-20A	19,6
0-20B	19,3	20-20B	20,1	40-20B	19,7
0-20C	19,8	20-20C	19,6	40-20C	19,6
0-20D	19,9	20-20D	19,8	40-20D	19,8

TABELA 2 Últimos cinco dados de lâmina infiltrada acumulada e respectivos tempos para os testes 0-9A e 0-20A

Teste 0-9A		Teste 0-20A	
T (min)	L.A (cm)	T (min)	L.A (cm)
37,30	0,210	90,24	0,123
48,00	0,233	97,45	0,134
71,31	0,292	105,44	0,146
99,09	0,350	111,11	0,158
107,51	0,362	117,09	0,169

TABELA 3 Últimos cinco dados de lâmina infiltrada acumulada e respectivos tempos para os testes 09-B e 0-20B

Teste 0-9B		Teste 0-20B	
t(min)	L.A.(cm)	t(min)	L.A.(cm)
55,58	0,181	75,09	0,128
59,20	0,193	83,34	0,152
63,05	0,204	94,06	0,175
68,48	0,216	106,05	0,198
73,33	0,228	116,30	0,222

TABELA 4 Últimos cinco dados de lâmina infiltrada acumulada e respectivos tempos para os testes 0-9C e 0-20C

Teste 0-9C		Teste 0-20C	
t(min)	L.A.(cm)	t(min)	L.A.(cm)
31,97	0,198	123,56	0,123
51,23	0,210	150,36	0,140
73,11	0,222	182,01	0,163
77,96	0,233	213,79	0,187
82,33	0,245	247,22	0,210

TABELA 5 Últimos cinco dados de lâmina infiltrada acumulada e respectivos tempos para os testes 0-9De 0-20D

Teste 0-9D		Teste 0-20D	
t(min)	L.A.(cm)	t(min)	L.A.(cm)
50,11	0,245	76,79	0,163
52,23	0,268	85,35	0,175
53,09	0,292	92,15	0,187
55,89	0,315	101,55	0,198
58,10	0,338	116,11	0,210

TABELA 6 Últimos cinco dados de lâmina infiltrada acumulada e respectivos tempos para os testes 20-9A e 20-20A

Teste 20-9A		Teste 20-20A	
T(min)	L.A.(cm)	t(min)	L.A.(cm)
60,05	1,283	58,44	0,076
65,11	1,400	61,55	0,082
70,03	1,517	64,46	0,088
74,57	1,633	67,48	0,093
79,57	1,750	70,52	0,099

TABELA 7 Últimos cinco dados de lâmina infiltrada acumulada e respectivos tempos para os testes 20-9B e 20-20B

Teste 20-9B		Teste 20-20B	
T(min)	L.A.(cm)	t(min)	L.A.(cm)
69,23	0,630	68,20	0,204
69,59	0,688	71,11	0,216
70,32	0,747	74,13	0,228
71,04	0,805	77,00	0,239
72,04	0,922	80,00	0,251

TABELA 8 Últimos cinco dados de lâmina infiltrada acumulada e respectivos tempos para os testes 20-9C e 20-20C

Teste 20-9C		Teste 20-20C	
T(min)	L.A.(cm)	t(min)	L.A.(cm)
56,01	0,513	113,71	0,099
59,14	0,537	129,88	0,105
68,13	0,595	143,77	0,111
75,19	0,653	160,01	0,117
84,92	0,712	172,23	0,123

TABELA 9 Últimos cinco dados de lâmina infiltrada acumulada e respectivos tempos para os testes 20-9D e 20-20D

Teste 20-9D		Teste 20-20D	
t(min)	L.A.(cm)	t(min)	L.A.(cm)
63,32	0,583	110,31	0,146
70,32	0,630	123,56	0,163
78,04	0,677	138,24	0,181
85,69	0,723	151,20	0,198
93,12	0,770	166,21	0,216

TABELA 10 Últimos cinco dados de lâmina infiltrada acumulada e respectivos tempos para os testes 40-9A e 40-20A

Teste 40-9A		Teste 40-20A	
T(min)	L.A.(cm)	t(min)	L.A.(cm)
63,29	0,163	135,99	0,198
89,39	0,187	147,88	0,210
101,15	0,198	159,65	0,222
112,15	0,210	175,29	0,233
132,51	0,222	191,22	0,245

TABELA 11 Últimos cinco dados de lâmina infiltrada acumulada e respectivos tempos para os testes 40-9B e 40-20B

Teste 40-9B		Teste 40-20B	
T(min)	L.A.(cm)	t(min)	L.A.(cm)
58,42	0,169	90,02	0,070
63,00	0,181	102,02	0,076
67,54	0,193	109,42	0,088
72,18	0,204	114,40	0,099
76,58	0,216	120,04	0,111

TABELA 12 Últimos cinco dados de lâmina infiltrada acumulada e respectivos tempos para os testes 40-9C e 40-20C

Teste 40-9C		Teste 40-20C	
T(min)	L.A.(cm)	t(min)	L.A.(cm)
105,97	0,245	45,41	0,058
121,98	0,280	56,50	0,070
140,88	0,315	66,18	0,082
161,08	0,350	90,16	0,093
183,80	0,385	103,04	0,105

TABELA 13 Últimos cinco dados de lâmina infiltrada acumulada e respectivos tempos para os testes 40-9D e 40-20D

Teste 40-9D		Teste 40-20D	
T(min)	L.A.(cm)	t(min)	L.A.(cm)
66,13	0,117	103,55	0,082
72,09	0,123	111,32	0,088
79,55	0,128	119,63	0,093
84,25	0,134	128,44	0,099
90,07	0,140	137,29	0,105

TABELA 14 Resultados de fluxo constante (q) em cm/min para os diferentes testes na superfície do solo (nível zero)

Teste	Tensão (cm c. a.)	Fluxo constante (cm/min)
0-9A	8,9	0,0022
0-20A	19,3	0,0017
0-9B	8,6	0,0026
0-20B	19,9	0,0022
0-9C	8,9	0,0008
0-20C	19,9	0,0007
0-9D	8,9	0,0116
0-20D	19,8	0,0012

TABELA 15 Resultados de fluxo constante (q) em cm/min para os diferentes testes a 20 cm de profundidade

Teste	Tensão (cm c. a.)	Fluxo constante (cm/min)
20-9A	8,9	0,0240
20-20A	20,1	0,0019
20-9B	8,6	0,0987
20-20B	19,7	0,0040
20-9C	8,8	0,0069
20-20C	19,8	0,0004
20-9D	8,6	0,0062
20-20D	19,6	0,0013

TABELA 16 Resultados de fluxo constante (q) em cm/min para os diferentes testes a 40 cm de profundidade

Teste	Tensão (cm c. a.)	Fluxo constante (cm/min)
40-9A	8,9	0,0009
40-20A	19,6	0,0008
40-9B	9,9	0,0026
40-20B	19,7	0,0014
40-9C	8,7	0,0018
40-20C	19,6	0,0010
40-9D	9,9	0,0010
40-20D	19,8	0,0007

Com os dados das Tabelas 14, 15 e 16, de tensão e fluxo constante para as quatro repetições (A, B, C e D), foram obtidos os valores de λ pela Equação 39 e K_s pela equação 38, para cada repetição. Considerando $\alpha = 1/\lambda c$, gerou-se as equações de $K(h)$ de acordo com o modelo de Gardner (equação 40). Os resultados apresentados nas tabelas 17, 18 e 19 para as profundidades zero(0), 20 cm e 40 cm respectivamente, mostram parâmetros diferentes da equação da condutividade hidráulica não saturada para pontos muito próximos, indicando uma variabilidade espacial da condutividade hidráulica.

TABELA 17 Equações de condutividade hidráulica $K(h)$ para superfície do solo com tensão (h) em cm c.a. e $K(h)$ em cm/min

Repetição	Equação
A	$K(h)_A = 5,25 \cdot 10^{-3} \exp(0,0248 h)$
B	$K(h)_B = 3,65 \cdot 10^{-4} \exp(0,0148 h)$
C	$K(h)_C = 9,28 \cdot 10^{-5} \exp(0,0121 h)$
D	$K(h)_D = 4,92 \cdot 10^{-2} \exp(0,2081 h)$

TABELA 18 Equações de condutividade hidráulica $K(h)$ para profundidade 20 cm com tensão (h) em cm c.a. e $K(h)$ em cm/min

Repetição	Equação
A	$K(h)_A = 1,23 \cdot 10^{-1} \exp(0,2247 h)$
B	$K(h)_B = 8,68 \cdot 10^{-1} \exp(0,2888 h)$
C	$K(h)_C = 4,90 \cdot 10^{-3} \exp(0,2589 h)$
D	$K(h)_D = 3,56 \cdot 10^{-3} \exp(0,1420 h)$

TABELA 19 Equações de condutividade hidráulica $K(h)$ para profundidade 40 cm com tensão (h) em cm c.a. e $K(h)$ em cm/min

Repetição	Equação
A	$K(h)_A = 8,55 \cdot 10^{-3} \exp(0,0110 h)$
B	$K(h)_B = 1,83 \cdot 10^{-3} \exp(0,0632 h)$
C	$K(h)_C = 9,77 \cdot 10^{-4} \exp(0,0539 h)$
D	$K(h)_D = 2,56 \cdot 10^{-4} \exp(0,0360 h)$

Essas equações geradas tem validade para qualquer valor de tensão no intervalo de 8,6 cm c.a. a 19,6 cm c.a.

Comparando-se as equações obtidas para os diferentes pontos, A, B, C e D, nas profundidades 0, 20 cm e 40 cm constatou-se pelo teste F que são estatisticamente diferentes a nível de 95% de probabilidade (Anexo C). Os resultados mostram, portanto, uma variabilidade espacial na horizontal para as diferentes profundidades refletindo prováveis diferenças em tortuosidade, superfície específica e porosidade.

Com o objetivo de avaliar a variabilidade vertical dentro da área experimental, determinou-se uma equação com valores médios de condutividade hidráulica, média logarítmica, conforme sugere Dieleman e Trafford (1984), para valores simulados de tensão, na faixa de 8,5 e 18,5 cm c.a., para cada profundidade, mostradas na Tabela 20.

TABELA 20 Equações de condutividade hidráulica média, $K(h)$, para as três profundidades em estudo, em cm/min, para qualquer valor de tensão no intervalo de 8,6 cm c.a. a 19,6 cm c.a.

Profundidade (cm)	Equação
0	$K(h)_0 = 9,67 \cdot 10^{-4} \exp(0,0649 h)$
20	$K(h)_{20} = 3,69 \cdot 10^{-2} \exp(0,2286 h)$
40	$K(h)_{40} = 4,45 \cdot 10^{-4} \exp(0,0410 h)$

Comparou-se as novas equações obtidas, pelo teste F, e constatou-se diferença significativa a nível de 95% de probabilidade entre elas (Anexo C) indicando variabilidade espacial também na vertical. Estas constatações mostram vantagens no uso do infiltrômetro de tensão que permite detectar

variabilidade espacial, tanto na horizontal quanto na vertical, em uma área relativamente pequena, o que seria difícil com uso de métodos tradicionais de determinação de $K(h)$ como o de Hillel *et al.* (1972).

Para tensão de 0 (zero), solo saturado, como exemplo, tem-se os valores mostrados na Tabela 21 para as três profundidades de estudo, obtidos a partir das equações da Tabela 20.

TABELA 21 Condutividade hidráulica saturada para as três profundidade em estudo em cm/dia a partir das equações da tabela 20

Profundidade em cm	K_0 em cm/dia
0 (zero)	1,39
20	53,14
40	0,64

Pode-se observar na Tabela 21, que a condutividade hidráulica saturada sofre variações na vertical, destacando-se aí uma das vantagens do método proposto, conforme afirmado anteriormente.

5 CONCLUSÕES

O infiltrômetro de disco desenvolvido permite a determinação, “in situ”, da condutividade hidráulica não saturada de um solo com pouco gasto de água, pouco tempo (em torno de 2 horas para cada teste), sem coluna de água sobre o solo, e sem necessidade de instrumentos para determinação da umidade ou tensão da água nas diferentes camadas do solo.

O método proposto permite determinar a condutividade hidráulica mesmo em áreas muito pequenas, o que seria difícil, ou mesmo impossível, pelos métodos tradicionais.

6 REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- ANDERSON, J.; BOUMA, L. Relationships between saturated hydraulic conductivity and morphometric data of an argillic horizon. **Soil Science Society American. Proceedings, Madison, 37(3): 408-413, 1973.**
- ANKENY, M. D.; AHMED, M.; KASPER, T. C. ; HORTON R., Simple Method for Determining Unsaturated Hydraulic Conductivity, **Soil Sci. Soc. Am. J., 55:467-470(1991).**
- ANKENY, M. D.; KASPER, T. C.; HORTON, R. Design for an Automated Tension Infiltrometer. **Soil Sci. Soc. Am. J., v.52, p.893-896, 1988.**
- BACCHI, O. O. S., Teoria dos fatores de escala na análise comparativa de métodos de determinação da condutividade hidráulica de um solo. Piracicaba: ESALQ,1988. 92p.(Tese de Doutorado em Agronomia)
- BLACK, T. A.; GARDNER, W. R.; TRURTELL, G. W. The prediction of evaporation, drainage and soil water storage for a base soil. **Soil Science Society American. Proceedings, Madison, 33: 655-660, 1969.**
- BUCKINGHAM, E. Studies on the movement of soil moisture. **U.S. Dept. of Agr., Bur. Soil, Bul., 38: 1-61, 1907**
- BURDINE, N. T. Relative permeability calculation from size distribution data. **Am. Soc. Agric. Eng., 10: 400-404, 1953.**

CHILDS, E. C.; COLLINS-GEORGE, N. The permeability of porous materials. *Roy. Soc. Proc., Londres, A-201: 392-405, 1950.*

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

CLOTHIER, B. E.; WHITE, I. 1981. Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. *Soil Sc. Soc. Am. J.* 45: 241-245.

DANE, J. H. Comparison of field and laboratory determined hydraulic conductivity values. *Soil Science Society American Journal, Madison*, 44: 228-231, 1980.

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

DIELEMAN, P. J.; TRAFFORD, B. D. **Ensayos de drenaje 28.** Roma: FAO, 1984. 140p.

FREIRE, J.C. Condutividade hidráulica e capacidade de campo de Latossolo Roxo distrófico não saturado. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 3: 73-77.

FREIRE, J.C. Retenção de umidade em perfil Oxisol do município de Lavras, Minas Gerais. **Dissertação.** Piracicaba, S. P. Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 1975. 76p.

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

GREEN, R. E.; AHUJA, L. R.; CHONG S. K. Hydraulic conductivity, diffusivity, and sorptivity of unsaturated soils: field methods. In: KLUTE A. (ed.). **Methods of soil analysis. Part 1. Physical and mineralogical methods.** 2^a ed., Agronomy No. 9, *American Society of Agronomy*, Madison, WI. 1986. pag.771-798.

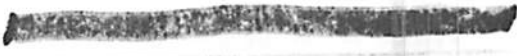
HILLEL, D. **Fundamentals of soil physics.** Academic Press, Toronto, 1980. 413p.

→ HILLEL, D.; KRENTOS, V. D.; STYLLIANOV, Y. Procedure and test of a internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Sci.* Baltimore, 114 (5): 395-400, 1972.

HUSSEM, A. A., Measurement of Unsaturated Hydraulic Conductivity in the Field, **PhD dissertation** , University of Arizona, Tucson, 1991.

HUSSEM, A. A.; WARRICK, A. W. Tension Infiltrimeters for the Measurement of Vadose Zone Hydraulic Properties. In: WILSON L. G. *et al.* (eds.). **Handbook of Vadose Zone Characterization & Monitoring.** Lewis Publ., Boca Raton, Florida. 1995. pag. 189-201.

→ HUSSEM A. A.; WARRICK, A. W., Alternative Analyses of Hydraulic Data from Disc Tension Infiltrimeters, *Water Resour. Res.*, 29: 4103-44108(1993b).



JAYNES, D. B.; TYLER, E. J. Using soil physical properties to estimate hydraulic conductivity. *Soil Sci.*, Baltimore, 138(4): 298-305, 1984.

KLUTE, A.; WILKINSON, G. E. Some tests of similar media concept of capillary conductivity and moisture characteristic data. *Soil Soc. Am. Proc.*, Madison, 22: 278-281, 1958.

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

LIBARDI, P. L. *Dinâmica da água no solo*. Piracicaba: O autor, 1995


LIBARDI, P. L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Madison, 44: 3-7, 1980.

LIEN, B. K. **Field Measurement of Soil Sorptivity and Hydraulic Conductivity**. MS thesis, The University of Arizona, Tucson, 1989.

MARSHALL, T. J. A relation between permeability and size distribution of pores. *J. Soil Sci.*, Oxford, 9(1): 1-8, 1958.

MILLER, E. E.; MILLER, R. D. Theory of capillary flow: I. Practical implications. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Madison, 19: 267-271, 1955a.

MILLER, E. E.; MILLER, R. D. Theory of capillary flow: II. Experimental information. *Soil Sci. Soc. Proc.*, Madison, 19: 271-275, 1955b.

- 
- MILLER, E. E.; MILLER, R.D. Physical theory for capillary flow phenomena. **J. Appl. Phys.**, 27(4): 324-332, 1956.
- MILLINGTON, R. T.; QUIRK, J. P. Permeability of porous media. **Nature**, Londres, 183: 387-388, 1959.
- MILLINGTON, R. T.; QUIRK, J. P. Transport in porous media. **Trans. of 7th Int. Congr. Soil Sci.**, Madison, 1.3: 97-106, 1960.
- MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Res. Res.**, Washington, 12(3): 513-522, 1976.
- NIELSEN, D. R., DAVIDSON, J. M., BIGGAR, J. W., MILLER, R. J. Water movement through panoche clay loam soil. **Hilgardia**, Berkeley, 42: 491-506, 1962.
- PAULETTO, E. A.; LIBARDI, P. L.; MANFRON, P. A.; MORAES, S. O. **Determinação da condutividade hidráulica de solos a partir da curva de retenção de água.** São Paulo. Trabalho submetido à Revista Brasileira de Ciência do Solo, 1988. 134p.
- PERROUX, K. M.; WHITE, I. Designs for disc permeameters. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.52, p.1205-1215, 1988.
- PERSIGER, I. D. YAHNER, J. E. Relation of percolation rates to soil texture on several Indiana soils. **J. Soil Water Conserv.**, Baltimore, 25(5): 189-191, 1970.

PHILIP, J. R. Theory of Infiltration, *Adv. Hydrosci.*, 5:215-305(1969).

REYNOLDS, W. D. Unsaturated hydraulic conductivity: Field measurement. In: CARTER, M. R. (ed.). *Soil Sampling and Methods of Analysis*. Canadian Soc. of Soil Science. Lewis Publ., Boca Raton, Florida. 1993. pag.633-644.

➤ REYNOLDS, W. D.; ELRICK, D. E. Determination of Hydraulic Conductivity Using a Tension Infiltrometer, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55:633-639(1991).

RICHARDS, L.A. Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics*, New York, 1: 318-333, 1931.

RICHARDS, L. A; GARDNER, W.R.; OGATTA, G. Physical processes determining water loss from soil. *Soil Science Society American Proceedings*, Madison, 20: 310-314, 1956.

SCOOTER, D. R.; CLOTHIER B. E.; HARPER E. R., Measuring Saturated Hydraulic Conductivity and Sorptivity Using Twin Rings, *Aust. J. Soil Res.*, 55:295-304(1982).

SMETTEM, K. R. J.; CLOTHIER B. E., Measuring Unsaturated Sorptivity and Hydraulic Conductivity Using Multiple Disk Permeameters, *J. Soil Sci.*, 40:563-568(1989).

Van BAVEL, C. H. M.; STIRK, G. B.; BRUST, K. J. Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurement of water uptake by roots. I. interpretation of water content and pressure profiles. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Madison, 32: 310-317, 1968.

van GENUCHTEN, M. T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, v.44, pag.892-898, 1980.

➤ WARRICK, A. W. Models for Disc Infiltrometers. *Water Resour. Res.*, v.28, pag.1319-1327, 1992.

WARRICK, A. W.; BROADBRIDGE P., Sorptivity and Macroscopic Capillary Length Relationships, *Water Resour. Res.*, 28:1514-1522(1992).

WHITE, I.; SULLY, M. J.; PERROUX, K. M. Measurement of surface-soil hydraulic properties: Disc Permeameters, Tension Infiltrometers and Other Techniques. In: G. C. TOPP *et al.* (ed.), *Advances in measurement of soil physical properties: Bringing theory into practice*. SSSA Spec. Publ. 30. SSSA, Madison, WI. 1992. pag.69-104.

WHITE, I.; SULLY, M. J. Macroscopic and Microscopic Capillary Length and Time Scales from Field Infiltration, *Water Resour. Res.*, 23:1514-1522(1987).

WILKINSON, G. E.; KLUTE, A. Some tests of the similar media concept of capillary flow: II. Flow systems data. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Madison, 23: 434-437, 1959.

WOODING, R. A. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.*, v.4, pag.1259-1273, 1968.

YATAYEW, M.; WATSON, J. E. Field Methods for Determining Unsaturated Hydraulic Conductivity, Am. Soc. Agric. Eng. Paper 86-2570, 1986.

11
12

ANEXOS

ANEXO A

Página

TABELA 1A	Densidades do solo na área de testes nas profundidades 0(zero), 20cm e 40cm.....	49
-----------	---	----

TABELA 1A Densidades do solo na área de testes nas profundidades 0 (zero),
20 cm e 40 cm

DENSIDADE DO SOLO (g/cm³)			
	0 (zero)	20 cm	40 cm
Amostra: A	1,20	1,26	1,17
B	1,19	1,24	1,22
C	1,10	1,38	1,02
D	1,18	1,03	1,09
E	1,17	1,05	1,16
F	1,12	1,22	1,18
G	1,13	1,22	1,10
H	1,15	-	1,17
Média:	1,16	1,20	1,14

FIGURA 1B	Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 0-9A.....	52
FIGURA 2B	Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 0-20A.....	52
FIGURA 3B	Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 0-9B.....	53
FIGURA 4B	Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 0-20B.....	53
FIGURA 5B	Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 0-9C.....	54
FIGURA 6B	Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 0-20C.....	54
FIGURA 7B	Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 0-9D.....	55
FIGURA 8B	Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 0-20D.....	55
FIGURA 9B	Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 20-9A.....	56
FIGURA 10B	Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 20-20A.....	56
FIGURA 11B	Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 20-9B.....	57
FIGURA 12B	Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 20-20B.....	57
FIGURA 13B	Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 20-9C.....	58

- FIGURA 14B** Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 20-20C.....58
- FIGURA 15B** Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 20-9D.....59
- FIGURA 16B** Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 20-20D.....59
- FIGURA 17B** Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 40-9A.....60
- FIGURA 18B** Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 40-20A.....60
- FIGURA 19B** Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 40-9B.....61
- FIGURA 20B** Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 40-20B.....61
- FIGURA 21B** Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 40-9C.....62
- FIGURA 22B** Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 40-20C.....62
- FIGURA 23B** Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 40-9D.....63
- FIGURA 24B** Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 40-20D.....63

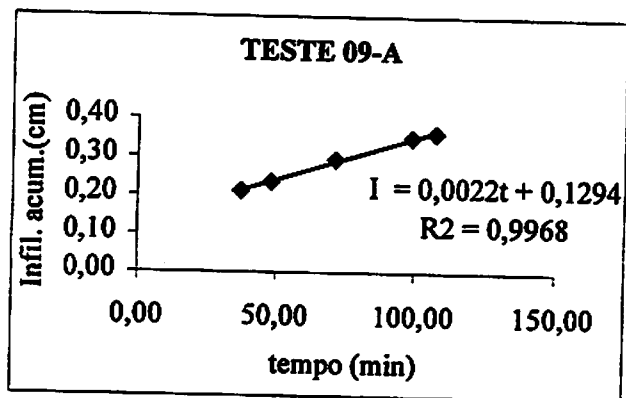


FIGURA 1B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 0-9A

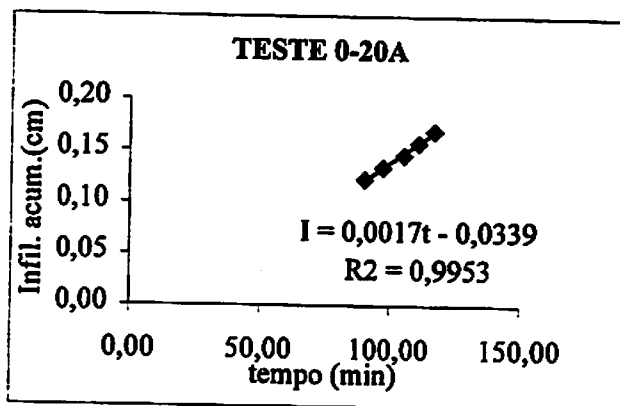


FIGURA 2B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 0-20A

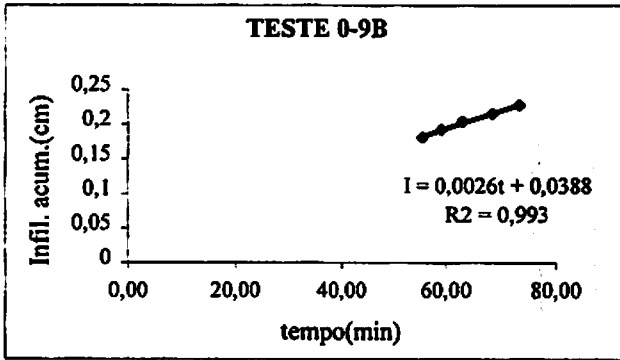


FIGURA 3B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 0-9B

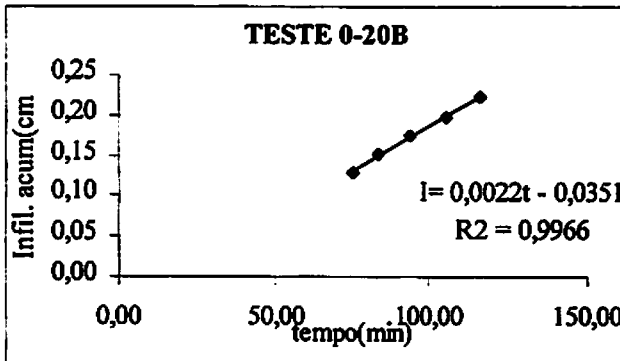


FIGURA 4B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 0-20B

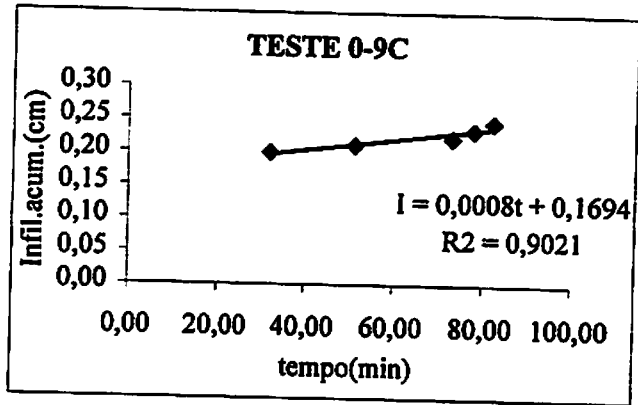


FIGURA 5B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 0-9C

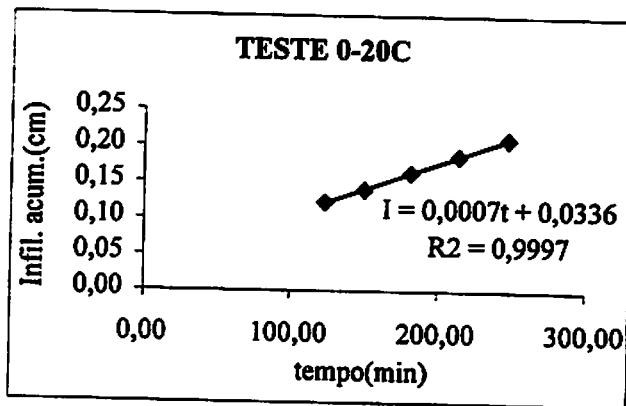


FIGURA 6B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 0-20C

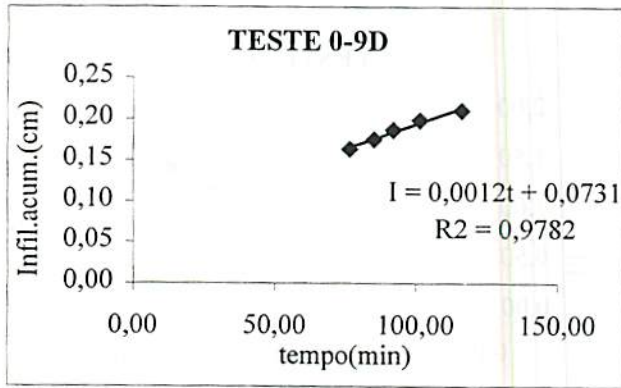


FIGURA 7B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 0-9D

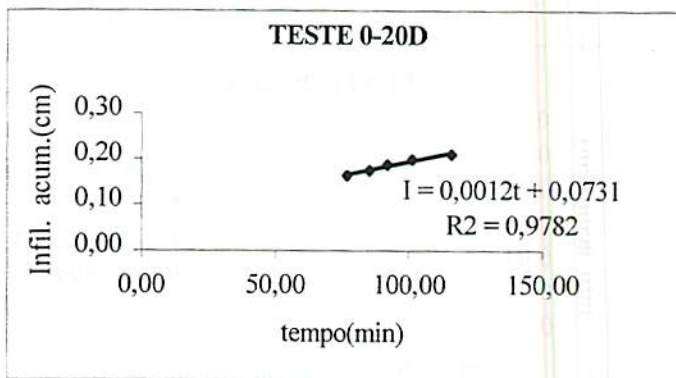


FIGURA 8B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 0-20D

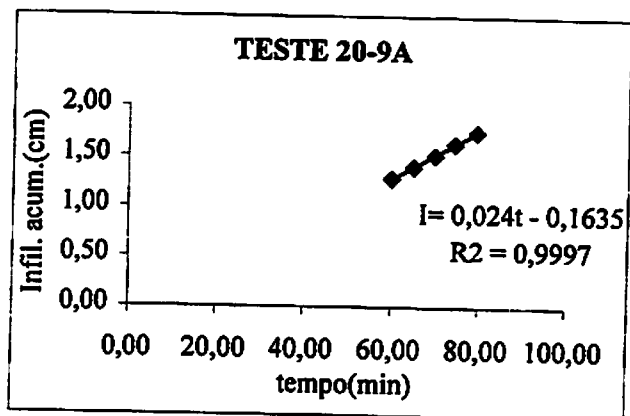


FIGURA 9B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 20-9A

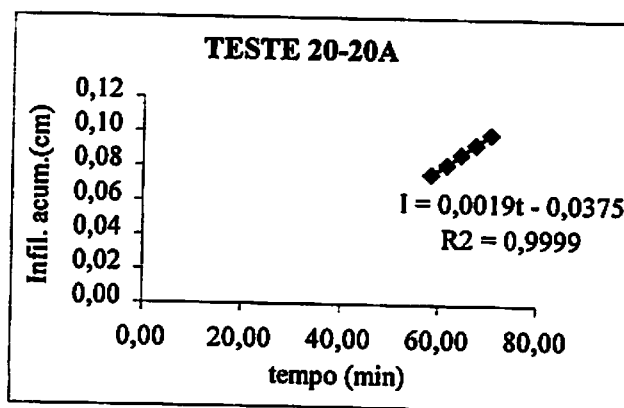


FIGURA 10B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 20-20A

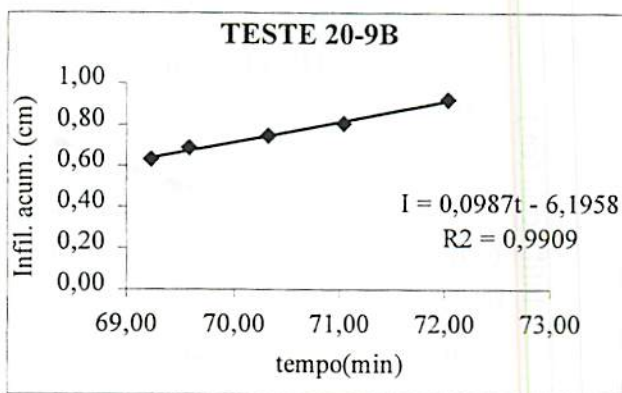


FIGURA 11B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 20-9B

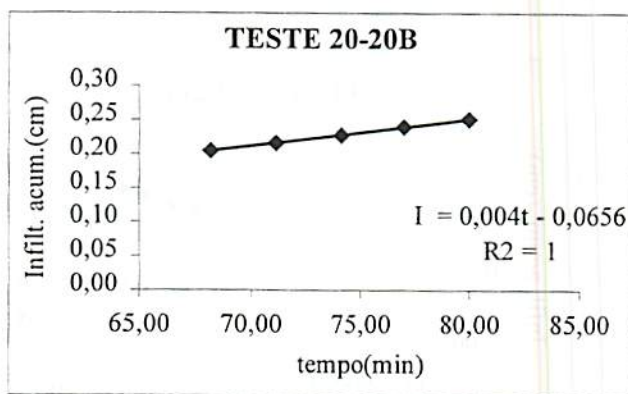


FIGURA 12B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 20-20B

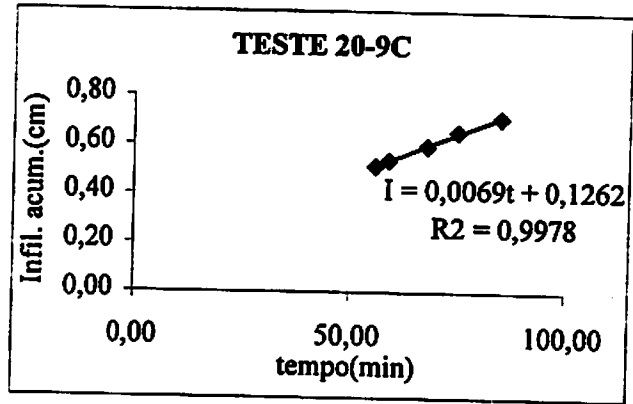


FIGURA 13B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 20-9C

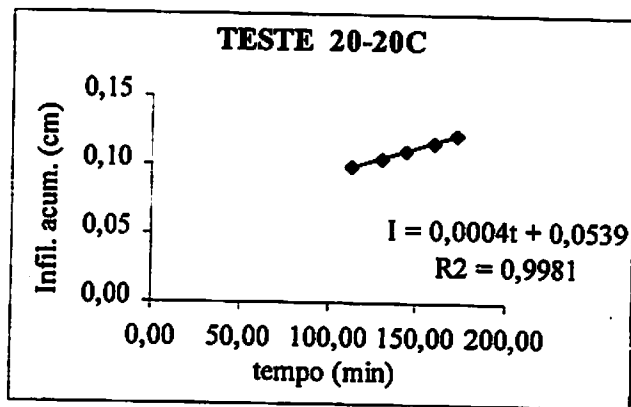


FIGURA 14B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 20-20C

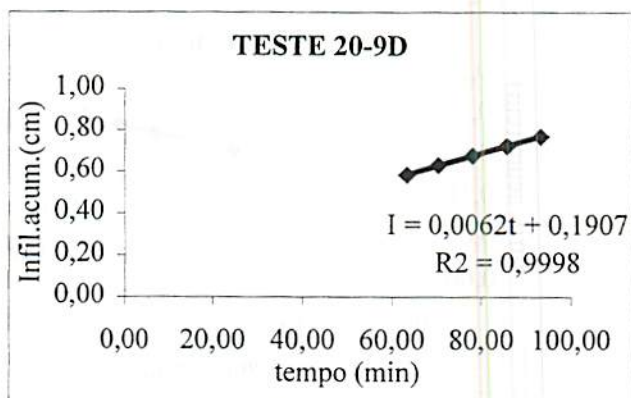


FIGURA 15B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 20-9D

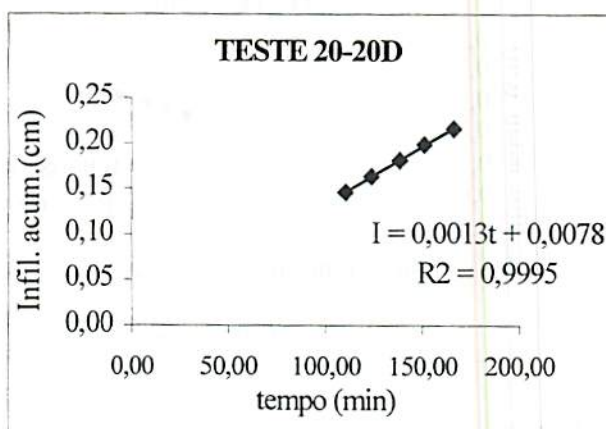


FIGURA 16B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 20-20D

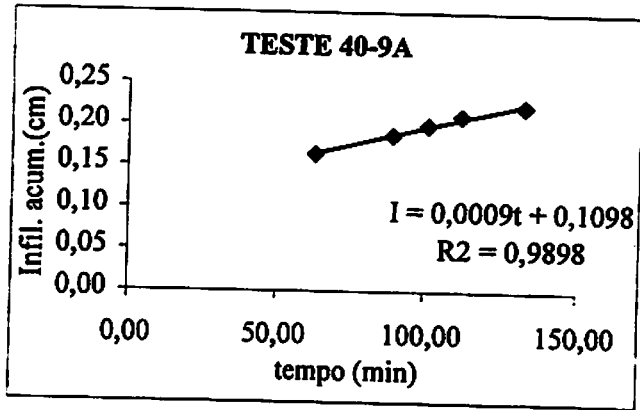


FIGURA 17B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 40-9A

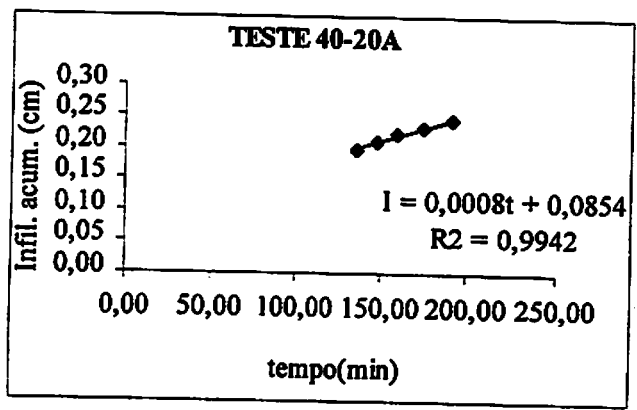


FIGURA 18B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 40-20A

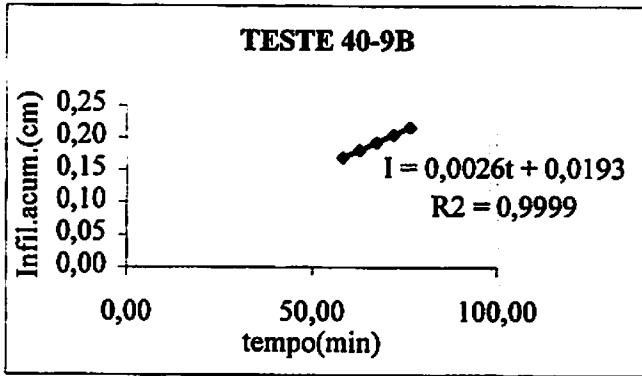


FIGURA 19B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 40-9B

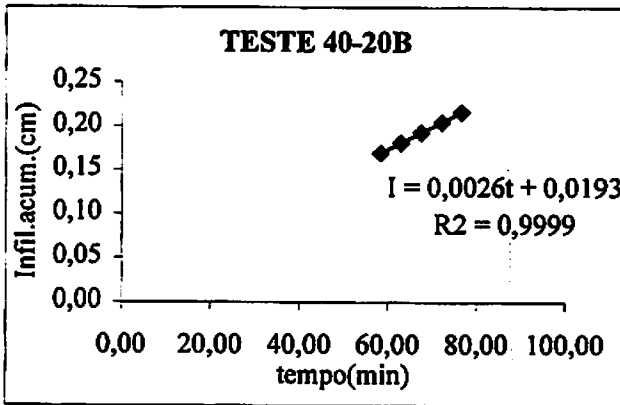


FIGURA 20B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 40-20B

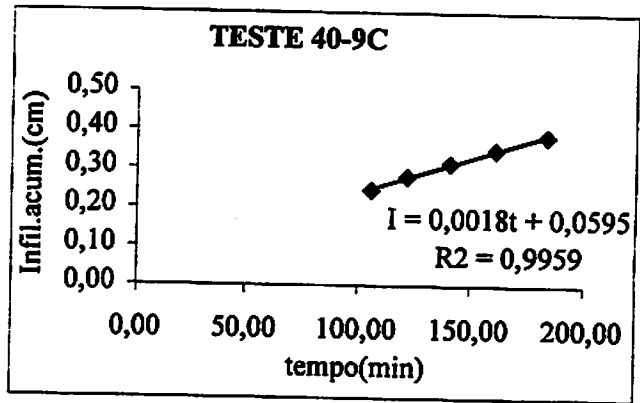


FIGURA 21B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 40-9C

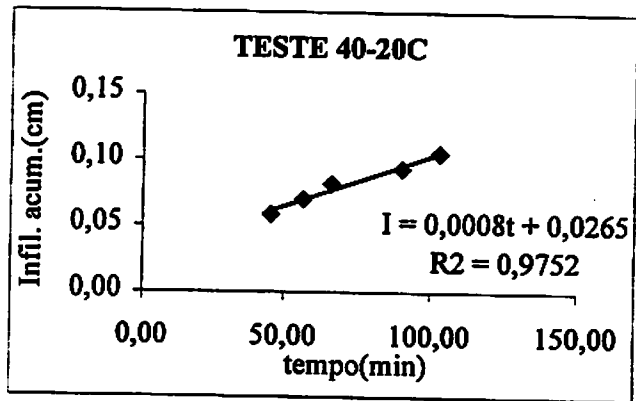


FIGURA 22B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 40-20C

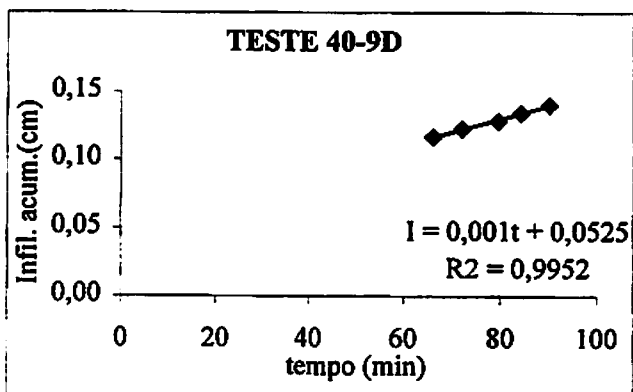


FIGURA 23B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 40-9D

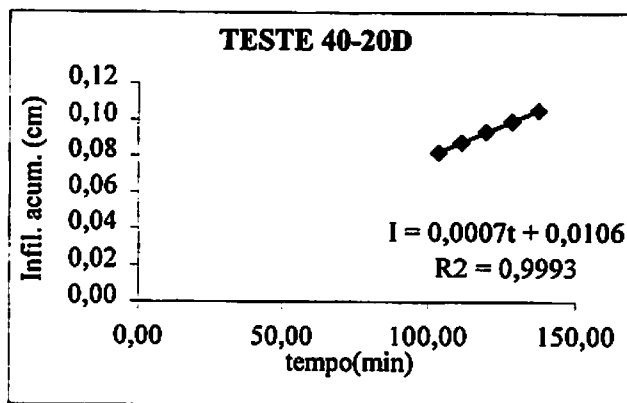


FIGURA 24B Representação da Infiltração acumulada em função do tempo para os últimos 5 dados de tempo do teste 40-20D

ANEXO C

Página

TABELA 1C	Comparação entre as equações da superfície do solo.....	65
TABELA 2C	Comparação entre as equações do nível 20cm.....	66
TABELA 3C	Comparação entre as equações do nível 40cm.....	67
TABELA 4C	Comparação entre as equações geradas para os três níveis.....	68

TABELA 1C Comparação entre as equações da superfície do solo

TESTE F – comparando:

	A x B		A x C	
	A	B	A	C
Média	0,000379	0,0003	0,000379	7,91E-05
Variância	9,31E-10	2,08E-10	9,31E-10	9,66E-12
N. de observações	22	22	22	22
Grau de liberdade	21	21	21	21
F calculado	4,470986		96,38843	
F crítico	2,084189		2,084189	

	A x D		B x C	
	A	D	B	C
Média	0,000379	0,003848	0,0003	7,91E-05
Variância	9,31E-10	6,23E-06	2,08E-10	9,66E-12
N. de observações	22	22	22	22
Grau de liberdade	21	21	21	21
F calculado	6691,898		21,55865	
F crítico	1,767823		2,084189	

	B x D		C x D	
	B	D	C	D
Média	0,0003	0,003848	7,91E-05	0,003848
Variância	2,08E-10	6,23E-06	9,66E-12	6,23E-06
N. de observações	22	22	22	22
Grau de liberdade	21	21	21	21
F calculado	29919,38		645021,6	
F crítico	1,767823		1,767823	

TABELA 2C Comparação entre as equações do nível 20 cm.

TESTE F – comparando:	A x B		A x C	
	A	B	A	C
Média	0,007981	0,0279	0,007981	0,000218
Variância	3,09E-05	0,00059	3,09E-05	2,97E-08
N. de observações	22	22	22	22
Grau de liberdade	21	21	21	21
F calculado	19,13051		1040,015	
F crítico	1,767823		2,084189	

	A x D		B x C	
	A	D	B	C
Média	0,007981	0,000599	0,0279	0,000218
Variância	3,09E-05	7,33E-08	0,00059	2,97E-08
N. de observações	22	22	22	22
Grau de liberdade	21	21	21	21
F calculado	420,6984		19896,03	
F crítico	2,084189		2,084189	

	B x D		C x D	
	B	D	C	D
Média	0,0279	0,000599	0,000218	0,000599
Variância	0,00059	7,33E-08	2,97E-08	7,33E-08
N. de observações	22	22	22	22
Grau de liberdade	21	21	21	21
F calculado	8048,177		2,472116	
F crítico	2,084189		1,767823	

TABELA 3C Comparação entre as equações do nível 40 cm.

TESTE F – comparando:	A x B		A x C	
	A	B	A	C
Média	7,39E-05	0,000808	7,39E-05	0,000485
Variância	6,97E-12	2,73E-08	6,97E-12	7,17E-09
N. de observações	22	22	22	22
Grau de liberdade	21	21	21	21
F calculado	3911,176		1028,482	
F crítico	1,767823		1,767823	

	A x D		B x C	
	A	D	B	C
Média	7,39E-05	0,00016	0,000808	0,000485
Variância	6,97E-12	3,48E-10	2,73E-08	7,17E-09
N. de observações	22	22	22	22
Grau de liberdade	21	21	21	21
F calculado	49,97302		3,802863	
F crítico	1,767823		2,084189	

	B x D		C x D	
	B	D	C	D
Média	0,000808	0,00016	0,000485	0,00016
Variância	2,73E-08	3,48E-10	7,17E-09	3,48E-10
N. de observações	22	22	22	22
Grau de liberdade	21	21	21	21
F calculado	78,26574		20,58074	
F crítico	2,084189		2,084189	

TABELA 4C Teste F entre as equações geradas para os três níveis

Nível:	0 X 20		0 X 40		20 X 40	
Média	-7,8018	-6,3274	-7,8018	-8,2615	-6,3274	-8,2615
Variância	0,04447	0,55089	0,04447	0,01774	0,55089	0,01774
N. observ.	22	22	22	22	22	22
G. de lib.	21	21	21	21	21	21
F calculado	12,3878		2,50646		31,0496	
F crítico	1,76782		2,08419		2,08419	