MODELO COMPUTACIONAL PARA SIMULAR A EQUAÇÃO DA
VELOCIDADE DE INFILTRAÇÃO DA ÁGUA NO SOLO

SÉRGIO MARQUES JÚNIOR

Engenheiro Agrônomo

Orientador: Prof. Dr. Tarlei Arriel Botrel

Dissertação apresentada à Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", da Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Mestre em Agronomia, área de concentração: Irrigação e Drenagem.

P I R A C I C A B A

Estado de São Paulo

Março - 1993

Ficha catalográfica preparada pela Seção de Livros da
Divisão de Biblioteca e Documentação - PCLQ/USP

- M357m Marques Junior, Sérgio
Modelo computacional para simular a equação da velocidade de infiltração da água no solo. Piracicaba, 1993.
83p. il.
- Diss. (Mestre) - ESALQ
Bibliografia.
1. Água no solo - Infiltração - Equação 2. Simulação - Modelo I. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba.

CDD 631.42

MODELO COMPUTACIONAL PARA SIMULAR A EQUAÇÃO DA
VELOCIDADE DE INFILTRAÇÃO DA ÁGUA NO SOLO

SÉRGIO MARQUES JUNIOR

Aprovada em: 30.04.93

Comissão julgadora:

Prof. Dr. Tarlei Arriel Botrel

ESALQ/USP

Prof. Dr. José Antonio Frizzone

ESALQ/USP

Prof. Dr. Raimundo Leite Cruz

UNESP/BOTUCATU

Prof. Dr. Tarlei Arriel Botrel

Orientador

Aos meus pais
Sergio e Seleunice
 e aos meus irmãos
Augusto e Ivana

À minha doce
Maria Dilma
 por tudo que ela
 significa
 para mim

Dedico este Trabalho

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Tarlei Arriel Botrel, pelo apoio, orientação e companheirismo em todas as etapas deste trabalho;

Aos funcionários do Departamento de Engenharia Rural, cuja ajuda foi indispensável à confecção do trabalho;

Aos colegas de curso de Pós-Graduação cuja convivência afetiva e técnica foram responsáveis por muitas idéias defendidas no trabalho;

Ao amigo Eduardo Pinheiro de Freitas cuja capacidade técnica e convivência amigável foram fundamentais no direcionamento de todas as fases do curso de Pós-Graduação;

Aos amigos Leonardo, Paulo, Rita e Silvana,
que me ensinaram o Verdadeiro Caminho;

A todos, que direta ou indiretamente,
contribuíram para o êxito deste trabalho.

S U M Á R I O

	Página
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE QUADROS	x
RESUMO	xiv
SUMMARY	xvi
1. INTRODUÇÃO	01
2. REVISÃO DE LITERATURA	04
2.1. Movimento da água em solo saturado e não saturado	04
2.2. Condutividade hidráulica em meio não saturado	06
2.3. Aspectos da infiltração da água no solo ...	11
2.3.1. Umidade inicial	11
2.3.2. Carga hidráulica	12
2.3.3. Histerese em coluna de solo	14
2.3.4. Fluxo preferencial da água	15
2.4. Aspectos da simulação matemática do movimento de água no solo	16
3. MATERIAL E MÉTODOS	21
3.1. Solos	22
3.1.1. Análise granulométrica	23
3.1.2. Curva característica do solo	23

3.1.3. Condutividade hidráulica em meio saturado	25
3.1.4. Massa específica aparente e real ..	26
3.2. Coluna vertical de solo	27
3.2.1. Características físicas	27
3.2.2. Processo de empacotamento	29
3.3. Procedimento para obtenção dos dados de infiltração	29
3.3.1. Delimitação do sistema	30
3.3.2. Umidade inicial do solo	32
3.3.3. Evaporação da água	34
3.4. Procedimento para o modelo de simulação ...	34
3.4.1. Delimitação do sistema	35
3.4.2. Aspectos matemáticos	35
3.4.3. Diagrama lógico de fluxo	40
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	43
4.1. Considerações sobre a sensibilidade do modelo	43
4.1.1. Aspectos referentes à profundidade camada (Δz)	43
4.1.2. Aspectos referentes ao intervalo de tempo (Δt)	53
4.1.3. Aspectos referentes à condutividade hidráulica em meio saturado	56

4.2. Considerações referentes à metodologia de coleta e estimativa de dados	63
5. CONCLUSOES	67
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	69
APÊNDICE 1	76
APÊNDICE 2	79

LISTA DE FIGURAS

Figura	Página
1 - Sistema de aplicação de água	31
2 - Divisão hipotética do perfil de um solo em camadas	36
3 - Diagrama lógico de fluxo	41
4 - Equação ajustada e pontos simulados sob diferentes valores de Δz - Solo 1a	47
5 - Equação ajustada e pontos simulados sob diferentes valores de Δz - Solo 2a	47
6 - Equação ajustada e pontos simulados sob diferentes valores de Δz - Solo 1b	51

7 - Equação ajustada e pontos simulados sob diferentes valores de Δz - Solo 2b	51
8 - Equação ajustada e pontos simulados sob diferentes valores de Δt - Solo 1a	57
9 - Equação ajustada e pontos simulados sob diferentes valores de Δt - Solo 2a	57
10 - Equação ajustada e pontos simulados sob diferentes valores de K_s - Solo 1a	61
11 - Equação ajustada e pontos simulados sob diferentes valores de K_s - Solo 2a	61

LISTA DE QUADROS

Quadros	Página
1 - Análise granulométrica e classe textural ...	23
2 - Parâmetros de solo encontrados para ajuste ao modelo da equação de VAN GENUCHTEN (1980)	24
3 - Valores de condutividade hidráulica em meio saturado (k_s) $m.s^{-1} \cdot 10^6$	25
4 - Massa específica aparente ($Kg.m^{-3} \cdot 10^{-3}$) ...	26
5 - Massa específica real ($Kg.m^{-3} \cdot 10^{-3}$)	27
6 - Equações simuladas de velocidade de infiltração sob diferentes valores de Δz - Solo 1a	45
7 - Equações simuladas de velocidade de infiltração sob diferentes valores de Δz - Solo 2a	46

8 - Equações simuladas de velocidade de infiltração sob diferentes valores de Δz - Solo 1b	48
9 - Equações simuladas de velocidade de infiltração sob diferentes valores de Δz - Solo 2b	49
10 - Equações simuladas de velocidade de infiltração sob diferentes valores de Δt - Solo 1a	54
11 - Equações simuladas de velocidade de infiltração sob diferentes valores de Δt - Solo 2a	55
12 - Equações simuladas de velocidade de infiltração sob diferentes valores de K_s - Solo 1a	58
13 - Equações simuladas de velocidade de infiltração sob diferentes valores de K_s - Solo 2a	59

Apêndice 1**Anexo****Página**

Listagem do modelo computacional	77
--	----

Apêndice 2

Quadro

Página

1 - Dados coletados para ajuste da equação de velocidade de infiltração - Solo 1a	80
2 - Dados coletados para ajuste da equação de velocidade de infiltração - Solo 2a	81
3 - Dados coletados para ajuste da equação de velocidade de infiltração - Solo 1b	82
4 - Dados coletados para ajuste da equação de velocidade de infiltração - Solo 2b	83

MODELO COMPUTACIONAL PARA SIMULAR A EQUAÇÃO DA
VELOCIDADE DE INFILTRAÇÃO DA ÁGUA NO SOLO

Autor : Sérgio Marques Júnior

Orientador : Prof. Dr. Tarlei Arriel Botrel

RESUMO

O objetivo do presente trabalho foi desenvolver um modelo de simulação para utilização em microcomputadores, capaz de simular a equação de velocidade de infiltração da água no solo.

O procedimento matemático para este propósito foi baseado na técnica das diferenças finitas, onde procurou-se estimar a quantidade de água que atravessa um volume hipotético de solo num determinado intervalo de tempo considerado. Para tal estimativa, diversas equações matemáticas foram utilizadas, entre elas, a equação de Buckingham-Darcy.

Para a aferição do modelo computacional, utilizaram-se colunas verticais de solos com amostras pertencentes à duas classes texturais distintas. Através desse sistema de fluxo, procedeu-se a coleta de dados de

infiltração de água ao longo do tempo, dados estes utilizados para determinação da equação ajustada de velocidade de infiltração. Estas equações foram comparadas com as equações estimadas por simulação.

Os parâmetros necessários à simulação foram: umidade inicial, curva de retenção da água no solo, condutividade hidráulica em meio saturado, densidade global e a carga hidráulica utilizada no experimento.

Observou-se um certo grau de sensibilidade apresentado pelo modelo aos valores de alguns parâmetros físicos-matemáticos de simulação. Os fatores que mais influenciaram na estimativa das equações de velocidade de infiltração foram o intervalo de tempo (Δt) e a condutividade hidráulica em meio saturado (K_s).

Dentro do conjunto de dados amostrados, não se verificou influência significativa do parâmetro volume hipotético da camada, nas estimativas das equações de velocidade de infiltração.

COMPUTATIONAL MODEL TO SIMULATE THE INFILTRATION
RATE EQUATION OF SOIL WATER

Author : Sérgio Marques Júnior

Adviser : Prof. Dr. Tarlei Arriel Botrel

SUMMARY

This research objective was to develop a simulation model for microcomputers, to simulate the infiltration rate equation of soil water.

The mathematical procedure for this purpose was based in the finite difference technic. The objective was to determinate the moisture flow across a imaginary soil volume during a time increment.

In this estimating, several mathematical equations were used, especially the Buckingham-Darcy's law.

To the computational model calibrate, two samples of different textural class were used in verticals soils columns. Cumulative infiltration data were taken from this flow system to determinate the adjusted infiltration rate equations. These equations were compared to the simulated ones.

The parameters used for this simulation were: initial soil-water content, soil-water retention curve, saturated hydraulic conductivity, soil bulk density and the water depth over soil.

Sensitivity degree was observed to the use of different values of some physical-mathematical simulation parameters. In this case, the time increment (Δt) and the saturated hydraulic conductivity (K_s) were the most influential parameters.

It was not observed significant influence to the use of different values of the imaginary compartment volume in the estimating of infiltration rate equations.

1. INTRODUÇÃO

No dimensionamento e manejo de projetos de irrigação, o comportamento da infiltração da água no solo é de fundamental importância. Em sistemas de irrigação por aspersão, por exemplo, a intensidade máxima de aplicação de água pelos aspersores é limitada por esse processo físico. No processo de irrigação por superfície, o conhecimento das funções de infiltração é de interesse para todo o manejo e dimensionamento dos sistemas.

Especificamente para este estudo, existe no meio científico certa discordância sobre qual o método que melhor pode estimar esta característica física. Como exemplo, cita-se COELHO et al. (1992) onde enfatiza que a estimativa da velocidade de infiltração da água no solo, através do infiltrômetro de anéis concêntricos, pode ser considerada o método mais prático e econômico para ser aplicado em condições de campo, quando comparado aos demais métodos existentes, como por exemplo, o simulador de chuva.

Sob outro aspecto, VIEIRA (1977) comenta que a metodologia do infiltrômetro de anéis é muito influenciada por fendas no solo, onde são gerados fluxos preferenciais de água, superestimando o valor da velocidade

de infiltração básica. Visto que a presença de fendas no solo pode ser considerado um fator difícil de ser equacionado, pode-se esperar alta variabilidade de dados coletados em testes de infiltração realizados por esta metodologia.

Neste aspecto, é interessante o comentário feito por COELHO et al. (1992) citando que a quantificação da intensidade de aplicação de água pelos aspersores em projetos de irrigação, quando efetuada pela metodologia do infiltrômetro de anel, deve ser baseada em um número significativo de ensaios em campo e limitada pelo bom senso do projetista.

Mediante tais dificuldades e dúvidas, as técnicas para estimativa da capacidade de infiltração da água no solo têm sofrido muitas modificações, levando em consideração os objetivos aos quais se destina.

Atualmente, devido ao avanço na área da eletrônica, principalmente no que se refere a computadores, os pesquisadores vêm tentando estimar os processos físicos através de simulação. Deve-se entender por simulação, como uma técnica numérica que consiste em descrever, de forma aproximada, o comportamento de um modelo que represente uma situação real, como por exemplo, o processo de infiltração da água no solo. Através de descrições matemáticas que simbolizam quantitativamente as hipóteses feitas ao sistema, é possível promover-se manipulações e experiências que seriam difíceis de serem levadas à cabo, quer por

impraticabilidade ou impossibilidade de suas realizações.

Baseado no contexto até aqui discutido, o presente trabalho tem por objetivo o desenvolvimento de um modelo de simulação para utilização em microcomputadores capaz de estimar a equação de velocidade de infiltração da água sob diferentes condições de umidade inicial no solo.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Movimento de água em solo saturado e não saturado

O movimento da água nas diferentes partes do sistema solo-planta-atmosfera obedece à tendência natural dos corpos moverem-se procurando o menor estado energético. De forma análoga, a origem desse movimento se deve a diferenças de potenciais entre partes do sistema.

No caso da água, conhecendo-se o estado energético em cada ponto do universo que se esteja analisando, tem-se subsídio para quantificar algumas forças que atuam sobre suas moléculas e, de uma forma aproximada, determinar sua posição no espaço e no tempo.

Assim sendo, é importante primeiramente definir quais os fatores que geram essa diferença de energia, ou melhor, diferença de potencial. Na literatura, encontra-se a maior concordância entre os autores em citações como a proposta por LIBARDI (1973) onde é colocado que o potencial da água no solo¹ é a soma de uma série de componentes, sendo que, quando se refere a infiltração da

¹ Neste texto deve-se entender "água" como sendo solução do solo, e não como componente água da solução do solo.

água, as principais são o potencial matricial e o gravitacional, podendo as outras serem desprezadas. Tal idéia já havia sido proposta por KLUTE (1952).

Dentro desse contexto, o movimento da água em solo saturado ou não saturado vem sendo estimado por diversos pesquisadores através da equação proposta por Buckingham-Darcy², citados por KLUTE (1952), equação esta que na sua expressão matemática pode ser escrita da seguinte forma:

$$\vec{q} = - K(\theta) \cdot \vec{\nabla} \psi \quad (1)$$

sendo :

- $\vec{q}$ - densidade de fluxo, $L^3.L^{-2}.T^{-1}$;
- $K(\theta)$ - função condutividade hidráulica na unidade considerada, $L.T^{-1}$;
- $\vec{\nabla} \psi$ - gradiente de potencial total, $L.L^{-1}$.

Encontra-se apresentada à equação um sinal negativo, podendo ser entendido como um artifício matemático para indicar que o fluxo da água se dá em sentido contrário ao aumento do gradiente, ou seja, a água

² BUCKINGHAM, E. Studies on the movement of soil moisture. Washington, USDA/Bureau of soil, 1907. 61 p. (USDA-Bulletin, 38).

DARCY, H. Les fontaines publique de la Ville de Dijos, Paris, Victor Dalmont, 1856. 502 p.

se move do maior estado energético para o menor.

Nota-se que, apesar da densidade de fluxo $\vec{q}$ ter dimensões de velocidade, deve ser entendida como um volume de água que passa por unidade de área de secção transversal perpendicular ao movimento, por unidade de tempo.

Essa equação aplicada à equação da Continuidade proposta por RICHARDS (1931) promoveu diversas investigações teóricas propostas por PHILIP (1957a,b,c) e experimentais em laboratório como a proposta por KLUTE et al. (1965). Uma das características pertinentes a utilização de tal equação em estudos de física de solo, é que o sistema em questão deve ser considerado isotrópico.

O termo função condutividade hidráulica $[K(\theta)]$, cujo valor é variável no tempo em decorrência do acréscimo ou decréscimo no teor de água que sofre o sistema, depende também, segundo REICHARDT (1985), do arranjo geométrico das partículas do solo.

Alguns aspectos referentes à essa função são discutidos a seguir.

2.2. Condutividade hidráulica em meio não saturado

Além de sofrer influência de certas propriedades físicas do solo, a condutividade hidráulica depende também das propriedades do fluido. Com relação ao fluido, REICHARDT (1985) coloca que experimentalmente verificou-se que essa função depende de sua densidade e

viscosidade. Como nos estudos de física de solo considera-se que o movimento da água se dá em meio isotérmico para um dado experimento, a condutividade hidráulica dependerá apenas dos parâmetros referentes ao solo, ou seja, ao arranjo geométrico das partículas e da umidade, que segundo REICHARDT (1985) determinam a seção útil ao fluxo.

Sob este aspecto, diversas investigações vêm sendo realizadas no meio científico com o objetivo de se estimar a função discutida a partir de dados de distribuição de poros. KUNZE et al. (1968) citam que provavelmente foram Childs & Collis-George³ (1950) os primeiros a promoverem essa metodologia, cujos valores obtidos foram muito aproximados àqueles obtidos em dados experimentais. O modelo proposto por Childs & Collis-George, comenta o autor, pôde ser refinado por Millington & Quirk⁴ (1961) onde procurou-se além de correlacionar a função com a distribuição de poros, considerar a interação existentes entre eles.

Contudo, a função condutividade hidráulica em meio não saturado que a partir de agora será referida como

³ CHILDS, E. C. & COLLIS-GEORGE, N. The permeability of porous materials. Proceedings of Royal Society. London A:201, 392 - 405. 1950.

⁴ MILLINGTON, R. J. & QUIRK, J. P. Permeability of porous solids. Transactions of Faraday Society, 57 (4) : 200 - 7, 1961.

$K(\theta)$ é difícil de ser estimada quando se analisa simplesmente a distribuição do tamanho de poros, já que existe dificuldade em se quantificar com exatidão um número "n" de classes de tamanho. É passível de entendimento que quanto melhor for determinado um número "n" de classes de poros, melhor a estimativa de $K(\theta)$, para uma dada umidade.

Neste ponto da discussão, é importante a citação de GREEN & COREY (1971) onde colocam que a distribuição de poros pode ser correlacionada com a relação conteúdo de água versus tensão de retenção, o que de forma indireta refere-se à estimativa da função $K(\theta)$.

A partir dessa proposição, há a tendência demonstrada pelos autores em tentar correlacionar $K(\theta)$ com a curva de retenção da água no solo, ou seja, a relação conteúdo de água versus tensão de retenção, citada anteriormente.

Encontra-se então o modelo proposto por MUALEM (1976) cuja estimativa da função baseia-se na curva característica do solo e valores medidos da condutividade hidráulica em meio saturado (K_s). Tal modelo é similar àquele apresentado por Childs e Collis-George sendo, contudo, dispensado maiores estudos para os efeitos dos poros de seção larga. Segundo o autor, o modelo proposto apresentou melhores resultados àqueles encontrados quando se estimou $K(\theta)$ através do modelo de Millington & Quirk.

Entretanto, a teoria proposta por MUALEM (1976) conduz a uma fórmula integral, diminuindo assim a

praticabilidade de sua utilização.

Alguns autores, como VAN GENUCHTEN (1980), relatam que os modelos citados anteriormente têm a desvantagem de produzir resultados tabulares os quais aplicados a solos não homogêneos em modelos multidimensionais são trabalhosos para utilização. Baseado então na teoria de Mualem, o autor pôde equacionar uma metodologia de estimativa de $K(\theta)$, relacionada à função condutividade hidráulica relativa, expressa da seguinte forma:

$$K_r(\theta) = \theta^{1/2} \cdot (1 - (1 - \theta^{1/m})^m)^2 \quad (2)$$

sendo :

$K_r(\theta)$ - função condutividade hidráulica relativa, adimensional;

m - parâmetro relacionado ao solo;

θ - umidade adimensional.

A umidade adimensional (θ) é dada por:

$$\theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (3)$$

onde θ corresponde a umidade volumétrica considerada, θ_r corresponde a umidade volumétrica residual (neste estudo considerada como sendo a umidade encontrada ao potencial mátrico correspondente à 1,5 MPa) e θ_s corresponde a

umidade volumétrica no ponto de saturação (umidade à 0 MPa de tensão no solo). Os parâmetros mencionados têm a dimensão $L^3.L^{-3}$.

É importante verificar que para utilização prática da eq. (1) há a necessidade de uma relação entre valores de umidade (θ) e valores de potencial de pressão (h). Para tal utilização, Van Genuchten adaptou uma função $\theta = \theta(h)$ através da umidade adimensional, dada pela expressão:

$$\theta = \left[\frac{1}{(1 + (\alpha \cdot |h|)^n)^m} \right] \quad (4)$$

onde α e n são parâmetros de solo.

Nota-se pelo modelo proposto, três parâmetros relacionados ao solo (α, n e m). A obtenção desses parâmetros ocorre através de regressão entre valores de θ e h obtidos por dados experimentais. O parâmetro m , neste estudo, é dependente de n , retirado da seguinte relação:

$$m = 1 - 1/n \quad (5)$$

A função condutividade hidráulica relativa refere-se a porcentagem da condutividade hidráulica em meio saturado representada por $K(\theta)$, ou seja:

$$K_r(\theta) = \frac{K(\theta)}{K_s} \quad (6)$$

relação da qual é possível obter-se então o valor de $K(\theta)$.

2.3. Aspectos da infiltração da água no solo

2.3.1. Umidade inicial

Muitos trabalhos empíricos têm demonstrados a influência que o teor inicial de água no solo exerce no processo de infiltração, principalmente na quantidade infiltrada em um determinado intervalo de tempo e no avanço da frente de molhamento.

CHILDS (1969) expõe que um dos modos de estudar esse processo físico é considerá-lo como uma consequência da condutividade hidráulica e do gradiente potencial na superfície do solo. Assim, observando a existência da relação $\theta = \theta(h)$, a umidade inicial que se encontra na superfície e, conseqüentemente, nas camadas subjacentes, terá influência na contabilização de todo o fenômeno.

Em relação ao processo como um todo, PHILIP (1957c) coloca que a influência da umidade inicial na taxa de infiltração refere-se ao início do fenômeno, sendo que com o decorrer do tempo, esse efeito diminui. Segundo o autor, uma análise matemática desse fenômeno indica uma complexa interação entre o teor de água inicial

com as funções de condutividade hidráulica e gradientes potenciais.

Mediante análises teóricas e observações experimentais, a relação entre taxa de infiltração e tempo pode ser expressa de forma exponencial. Essa relação será influenciada pela umidade inicial do solo, o que pressupõe que qualquer descrição matemática que se queira fazer do processo, necessariamente deve-se constar a delimitação desse estado físico.

2.3.2. Carga hidráulica⁵

A taxa de infiltração pode ser estimada por diferentes técnicas, dependendo da finalidade que se objetiva esse fato. Dentre os diversos métodos, PARR & BERTRAND (1960) mencionam um no qual uma lâmina de água é colocada numa área limitada mantendo-se uma carga hidráulica constante, fenômeno este que ocorre quando se utilizam os chamados infiltrômetros de anéis.

Baseando-se na equação de Buckingham-Darcy, a carga hidráulica sobre o solo exerce a função de uma pressão hidrostática positiva, ou seja, uma força a mais na somatória das componentes do potencial total da água. Dessa forma, espera-se que diferentes valores de carga hidráulica promovam diferentes valores na taxa de infiltração como

⁵ Neste estudo, "carga hidráulica" corresponde a altura da lamina de água sobre o solo.

comenta Musgrave⁶ (1955), citado por FRANCO (1980).

A influência desse fator também é colocada por PHILIP (1957d) citando que a existência da carga hidráulica na superfície do solo cria uma zona saturada sob pressão positiva. Com o aumento da carga hidráulica, há um aumento no valor da velocidade de infiltração da água.

Contudo, é interessante citar que o autor verificou que o efeito desse fator sobre a taxa de infiltração decresce gradualmente com o tempo, tornando-se desprezível quando esse tempo tende para o infinito.

O efeito da pressão positiva sobre a velocidade de infiltração pôde ser considerada significativa por ERIE (1962) quando trabalhou com lâminas de 2,5 a 15,2 centímetros em solos com alta capacidade de infiltração.

Mediante tal fato, é interessante a colocação de BERNARDO (1971) bem como a de OLIVEIRA (1977) onde argumentam que, para os estudos desse fenômeno físico onde se utilizem os infiltrômetros de anel, a carga hidráulica sobre a superfície deve ser mantida em torno de 5 centímetros, permitindo uma oscilação de mais ou menos 1 centímetro.

Nota-se então que, como o processo vem a ser influenciado por esse fator físico, nos estudos de

⁶ MUSGRAVE, G.W. How much of the rains enters the soil. USDA Yearbook Water, p. 151 - 9, 1955.

infiltração de água onde se utilize a metodologia dos anéis de infiltração, deve-se procurar manter a altura da lâmina de água o mais constante possível, visando uma melhor estimativa do processo.

2.3.3. Histerese em coluna de solo

Se uma propriedade física Y depende exclusivamente de uma variável independente X , então a relação entre X e Y é única, e, independentemente se X aumenta ou diminui num campo de amostragem. Contudo, alguns processos físicos não seguem esta tendência. A curva $Y(X)$ obtida por um aumento de valores da variável X não coincide com a mesma curva obtida quando se processa o evento por diminuição dos valores dessa variável, o que pode indicar a existência de outros fatores influenciando o processo. Em diversos estudos de movimentação de água ocorre um fenômeno semelhante, denominado de histerese.

NIELSEN et al. (1962) cita a ocorrência de histerese quando se refere principalmente à determinação da curva característica do solo, ou seja, $\theta(h)$ obtida por molhamento ou secagem da amostra utilizada.

Segundo HILLEL (1971), a histerese pode ser atribuída à diversas causas, como por exemplo, (1) geometria desuniforme de poros individuais, (2) efeito de ângulos de contacto água-partículas do solo, (3) bolhas de ar aprisionadas e (4) fenômenos de rearranjo de partículas no solo.

Neste aspecto, WHISLER & KLUTE (1965) citam que, em estudos de modelagem de infiltração vertical de água em coluna de solo, caso se ignore a histerese, a posição da frente de molhamento para um determinado tempo pode ser super ou subestimada dependendo de qual tipo de curva característica (molhamento ou secagem) foi utilizada para descrever o fenômeno.

Apesar de geral, essa idéia não é compartilhada por alguns autores como VACHAUD & THONY (1970) onde colocam que as teorias sobre os fenômenos histeréticos não são satisfatórias para explicar completamente todo o processo e, em alguns casos, a histerese entre K e θ pode ser negligenciada.

Assim, nos estudos onde se procure propor modelos matemáticos de fluxo de água no solo, principalmente referindo-se a infiltração de água, o fenômeno histerético pode ser considerado *a priori* um dos fatores de erro na estimativa, já que existe dificuldade na obtenção da função $\theta(h)$ via molhamento.

2.3.4. Fluxo preferencial da água

Os modelos que descrevem a infiltração e movimentação da água, assumem a isotropia do meio, possibilitando assim a utilização da equação de Buckingham-Darcy.

Contudo, como citam BOUMA et al. (1977), vários trabalhos têm demonstrados que macroporos contínuos

(como canais formados por raízes de plantas, animais de solo, etc.) podem ter influência significativa na infiltração da água. A esse fenômeno definido por EVERTS & KANWAR (1990) como o movimento mais rápido da água através do solo, onde ocorre uma mínima distribuição de umidade nos poros, dá-se o nome de fluxo preferencial da água.

Neste contexto, a utilização da equação de Buckingham-Darcy fica limitada, visto que na determinação dos parâmetros necessários ao seu emprego, fenômenos de fluxo preferencial não são computados.

Assim sendo, a modelagem matemática baseada na isotropia do meio, tem a tendência de apresentar melhores resultados em solos cuja estruturação não favoreça o surgimento de caminhos preferenciais. Essa característica deve sempre ser analisada quando se procura aferir um modelo de simulação.

2.4. Aspectos da simulação matemática do movimento de água no solo

Sob o ponto de vista matemático, diversos estudos vêm sendo desenvolvidos ao longo do tempo com o intuito de expressar um determinado modelo físico. Neste contexto, identifica-se então tentativas de se estimar o processo de infiltração da água no solo.

Com relação as equações matemáticas que descrevem a infiltração acumulada da água, experiências práticas têm comprovado que o fenômeno pode ser relatado

pela equação empírica desenvolvida por Kostiaikov⁷ (1932), citado por HACHUM & ALFARO (1980) sendo assim descrita:

$$I = K \cdot t^n \quad (7)$$

sendo:

- I - Lâmina de infiltração acumulada de água, L;
- t - Tempo de infiltração, T;
- K e n - Constantes empíricas.

Esta relação foi considerada por HILLEL (1971) ideal para casos onde o processo de infiltração se da em poucas horas, o que é particularmente adaptável ao processo de irrigação por aspersão.

Este mesmo ponto de vista é defendido por BERNARDO (1989), onde comenta que a utilização da equação de Kostiaikov na forma como é apresentada tem a limitação para períodos longos porque, neste caso, a velocidade de infiltração tende à zero, o que não descreve a situação física real. Entende-se por situação física real a velocidade de infiltração tendendo para a chamada

⁷ KOSTIAKOV, A. V. On the dynamics of the coefficient of water-percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. IN: COMMITTEE INTERNATIONAL SOCIETY OF SOIL SCIENCE, 6. Russian, 1932. Transactions - pt. A, p. 17 - 21.

velocidade de infiltração básica (VIB), valor este muito aproximado ao da condutividade hidráulica em meio saturado (K_s) local.

Para períodos maiores, o autor recomenda a equação de Kostiaikov-Lewis, descrita da seguinte forma:

$$I = K \cdot t^n + K_v \cdot t \quad (8)$$

onde o parâmetro K_v corresponde à velocidade de infiltração básica, ($L.T^{-1}$).

Verifica-se que a equação requer uma constante a mais sendo, como consequência, mais difícil de ser ajustada com dados de campo.

A equação desenvolvida por Kostiaikov tornou-se muito útil quando aliada à processos de informática. Esta foi, por exemplo, utilizada por CHANIN et al. (1985) onde procurou-se desenvolver um modelo matemático capaz de estimar a infiltração horizontal e vertical da água. Neste modelo, foram utilizados os parâmetros da equação citada (k e n), além do valor da umidade inicial do solo.

Outro aspecto interessante condizente ao fenômeno em discussão pôde ser relatado por NIELSEN et al. (1962) ao estudarem o avanço horizontal da água em colunas de solo sob diferentes tensões, onde foi observado que existe uma relação linear entre o caminamento da água e a raiz quadrada do tempo.

A mesma tentativa de se contabilizar o processo de infiltração e redistribuição de água em colunas verticais de solo através de modelos numéricos foi proposta por STAPLE (1969). Segundo o autor, um dos principais problemas encontrados para a utilização de técnicas computacionais para o teste, foi a determinação da função $K(\theta)$ e a interferência do processo de histerese. O autor conclui que valores de umidade do solo, simulados através de modelos matemáticos quando se negligencia o efeito da histerese, podem apresentar-se consideravelmente diferentes daqueles nos quais tal fenômeno não é negligenciado.

O estudo matemático do estado físico-hídrico em que se encontra o solo torna-se de fundamental importância no desenvolvimento de qualquer modelo onde se queira estudar a movimentação de água. Essa preocupação foi apresentada por RAATS (1970) e BRADT et al. (1971) ao apresentarem modelos que permitiam estimar o potencial da água e a umidade nas diversas camadas do solo nas coordenadas cartesianas x, y e z em função do tempo.

Com o intuito de estudar o movimento da água aplicado por um gotejador, KHATRI et al. (1985) desenvolveram um modelo computacional baseado no princípio da conservação de massa, onde também foi utilizada a equação de Buckingham-Darcy. Entre outros parâmetros analisados, notou-se que a distribuição de água no solo é dependente das características de retenção e da umidade inicial.

A equação de Buckingham-Darcy também foi utilizada por SEGEREN (1991) para idealização de um modelo computacional capaz de quantificar a resistência hidráulica à infiltração de água em sulcos de irrigação, modelo este que, segundo o autor, promoveu boa aproximação entre valores de potenciais medidos e estimados.

Uma tentativa interessante de se tentar estimar o fluxo de água em meio não saturado, foi proposta por VAN DER PLOG & BENECKE (1974) onde procurou-se desenvolver uma metodologia alternativa para a equação comumente utilizada para determinação de fluxo de umidade em solos, conhecida como equação de Folker-Plank (equação diferencial parcial não linear).

No estudo, os autores trabalharam com a técnica das diferenças finitas, muito útil quando aliada a processo de informática.

Utilizando-se do modelo de estimativa da função $K(\theta)$ apresentado por Van Genuchten, BOTREL (1988) promoveu uma adaptação ao modelo proposto por Van der Plog & Benecke, tornando sua aplicação mais confiável.

O modelo idealizado por Botrel foi empregado para estimar a distribuição espacial da água no solo sob uma fonte puntiforme, onde o autor chegou a conclusão que tanto a metodologia utilizada para ajuste da função $K(\theta)$ quanto a técnica para estimativa do fluxo de água, são viáveis para a determinação da variação de umidade que ocorre no solo ao longo do tempo e do espaço.

3. MATERIAL E MÉTODOS

Como proposto anteriormente, o objetivo deste trabalho foi o de desenvolver um modelo computacional expresso em uma linguagem de programação, capaz de simular a equação da velocidade de infiltração da água no solo.

Para a idealização de tal modelo, foram realizados inicialmente 07 (sete) ensaios de infiltração de água em um determinado sistema de fluxo, com o propósito de estabelecer a melhor situação inicial para o experimento de aferição do modelo. A partir desta definição, realizaram-se 04 (quatro) testes de infiltração de água em que se procurou comparar os dados coletados e ajustados em um determinado tipo de equação, com as equações estimadas por simulação.

Nestas condições, foram utilizados alguns componentes do sistema solo-água e determinados procedimentos, sendo discutidos a seguir.

Para que fossem estabelecidos determinados critérios relativos à utilização de certos valores dos parâmetros físicos de solo, procurou-se uniformizar os padrões de coleta de dados, tomando-se como base os procedimentos usuais existentes em um laboratório de física

de solos⁸.

3.1. Solos

Visando uma melhor definição das condições de contorno para o sistema estudado, principalmente no que se refere à isotropia do meio, procurou-se realizar o experimento em laboratório.

Para o estudo em questão foram utilizadas amostras de um solo classificado por RANZANI et al. (1966) como Terra Roxa Estruturada, série "Luiz de Queiroz". Para melhor descrição e facilidade de leitura da discussão aqui proposta, este solo é denominado de solo 1.

Com a finalidade de testar o modelo sob diferentes condições de classes texturais, também foi utilizado um solo classificado por RANZANI et al. (1966) como Latossol Vermelho Amarelo, fase arenosa, série "Sertãozinho". Neste estudo, este solo é denominado solo 2.

Para ambos sistemas utilizaram-se amostras de solos que, após serem desagregadas e secas à sombra, passaram por peneira com abertura de 0,001 metro. Algumas características das amostras utilizadas são apresentadas à seguir:

⁸ Neste trabalho foi utilizado como padrão o laboratório de física de solos do Departamento de Engenharia Rural - ESALQ/USP.

3.1.1. Análise granulométrica

Como forma de caracterização do material, é apresentado no Quadro 1 a análise granulométrica das amostras dos solos. Para a obtenção dos dados foi empregado o processo do hidrômetro proposto por BOUYOUCOS (1926).

Quadro 1. Análise granulométrica e classe textural^p.

SOLO	Análise Granulométrica			Classe Textural
	% argila	% silte	% areia	
1	39,80	18,68	41,52	argilo arenoso
2	25,72	6,86	67,42	franco argilo arenoso

Nota-se pelo Quadro 1 que os materiais analisados pertencem à diferentes classes texturais.

3.1.2. Curva característica do solo

Para a realização do processo de simulação, a técnica iterativa a ser discutida posteriormente utiliza-se da função adaptada por VAN GENUCHTEN (1980) para obtenção da relação entre o teor de água no solo (θ) e o potencial de pressão (h).

Mediante esta necessidade matemática, procurou-se determinar a curva característica do solo a

^p Classificação Brasileira de Solos

partir de amostras deformadas, coletadas em anéis amostradores de 3×10^{-2} metros de diâmetro interno por 3×10^{-2} metros de altura (anéis de Kopecky), num total de três repetições para cada solo.

As curvas características, determinadas a partir das citadas amostras, foram obtidas em mesa de tensão para valores variando de 0,001 à 0,007 MPa, e pelo método da Câmara de Richards com placas porosas de cerâmica para tensões de 0,01 à 1,5 MPa.

Com os pares de valores θ versus h , foi empregado um modelo computacional proposto por FREITAS¹⁰ para determinação dos parâmetros necessários à equação de Van Genuchten (α , n e m), cujos valores são apresentados no Quadro 2.

Quadro 2. Parâmetros de solo encontrados para ajuste ao modelo da equação de VAN GENUCHTEN (1980).

SOLO	α	m	n
1	0,048299	0,966162	1,577691
2	0,095145	0,401695	1,671222

¹⁰ FREITAS, E. P. Modelo computacional para estimativa dos parâmetros de ajuste da equação de Van Genuchten. Em elaboração.

Os parâmetros de solo apresentados foram obtidos para curva de retenção determinada a partir do processo de secagem.

3.1.3. Condutividade hidráulica em meio saturado

Da mesma forma que no item anterior, para a determinação da função $K(\theta)$ foi utilizado o modelo proposto por Van Genuchten.

Observa-se pelo modelo utilizado, a necessidade da determinação do valor da condutividade hidráulica em meio saturado (K_s). No presente trabalho, K_s foi obtido pelo método do permeâmetro de carga constante, onde procurou-se manter uma lâmina de água equivalente à carga hidráulica de 3×10^{-2} metros. As amostras utilizadas para esta determinação foram preparadas com estrutura deformada, antes da realização dos testes de infiltração.

Dados referentes à esse parâmetro físico são apresentados no Quadro 3.

Quadro 3. Condutividade hidráulica em meio saturado (K_s) $m.s^{-1}.10^6$.

SOLO	Amostras			Média
	1	2	3	
1	9,84	9,01	9,98	9,61
2	6,57	7,12	7,19	6,94

Para a determinação desses valores foram empregados os cilindros de Uhland como sistema de fluxo.

Com os valores da condutividade hidráulica em meio saturado (K_s) e os parâmetros α , n e m , foi possível estimar a função $K(\theta)$ para os solos utilizados.

3.1.4. Massa específica aparente e real

Os valores de massa específica aparente (d_g) foram utilizados para correlacionar valores da curva característica do solo, cuja umidade é obtida na base de peso (massa de água por massa de solo seco) em umidade volumétrica (volume de água por volume total de solo).

Os valores de d_g foram obtidos utilizando-se os mesmos anéis de Kopecky anteriormente citados, encontrando-se os valores apresentados no Quadro 4.

Quadro 4. Massa específica aparente ($\text{Kg.m}^{-3} \cdot 10^{-3}$).

SOLO	Amostras			Média
	1	2	3	
1	1,29	1,22	1,24	1,25
2	1,98	1,49	1,99	1,40

Os valores de massa específica real (d_p), não foram utilizados no processo de simulação empregado pelo modelo. Estes valores são aqui apresentados para

caracterização do material utilizado:

Quadro 5. Massa específica real ($\text{Kg.m}^{-3} \cdot 10^{-3}$).

SOLO	Amostras			Média
	1	2	3	
1	2,66	2,69	2,69	2,64
2	2,60	2,57	2,57	2,58

Para a determinação deste parâmetro físico, foi empregado o método do picnômetro.

3.2. Coluna vertical de solo

Visto que se optou por conduzir o experimento ao nível de laboratório, houve a necessidade da utilização de recipientes que funcionassem como reservatórios dos materiais de solo utilizados. Tais recipientes são referidos neste trabalho como colunas verticais de solo. Algumas características físicas do sistema adotado e o processo de empacotamento do solo são descritos a seguir:

3.2.1. Características físicas

O sistema de fluxo utilizado (coluna de solo) constou de um cilindro de plástico acrílico (PVC) com diâmetro interno de 0,20 metro e altura de 0,50 metro. A espessura da parede da coluna utilizada foi de 0,002 metro.

Esse cilindro possuía uma das extremidades aberta e a outra fechada por meio de uma placa metálica (cuja função era a de promover a sustentação do solo) com furos espaçados regularmente, possibilitando a drenagem do meio caso houvesse necessidade.

Para minimizar a ocorrência de fluxo preferencial de água entre a parede da coluna e a camada interna de solo, já que o sistema estaria trabalhando com pressão positiva (devido o efeito da carga hidráulica sobre a superfície do solo) foi aplicada uma camada de betonita (argila expansiva) na parede interna do cilindro.

Na delimitação da área total disponível ao fluxo de água, a espessura da camada de betonita não foi determinada por ser considerada muito pequena em relação à área total.

Para facilitar a drenagem, caso esta ocorresse, no fundo da coluna foi acoplado uma tela de nylon sobreposta por uma camada de cascalho de aproximadamente 0,04 metro. A amostra de solo foi então colocada sobre o cascalho.

Para o estudo em questão, após os testes iniciais de coleta de dados, foi utilizado 01 (um) cilindro para cada tipo de solo, sendo que cada coluna foi submetida a testes de infiltração em duas situações diferentes de umidade inicial, totalizando-se, 04 (quatro) testes experimentais.

3.2.2. Processo de empacotamento

A técnica de empacotamento de solo baseou-se na metodologia empregada por LIBARDI (1973) utilizando-se para o enchimento do cilindro, um funil com comprimento igual ao da coluna de solo, sendo que, a cada 0,05 metro de coluna preenchida, processou-se o empacotamento batendo-se lateralmente no cilindro com um martelo de borracha até que nenhuma variação interna de volume de solo fosse observada.

Estando o sistema completo até aproximadamente 0,10 metro da altura da coluna, processou-se o empacotamento final, não sendo mais adicionado solo. O espaço restante seria preenchido pela lâmina de água quando do início do processo de infiltração.

Visto que procurou-se promover um certo nível de isotropia no meio, considerou-se que as características físicas dos solos utilizados foram representativas para toda a coluna vertical.

3.3. Procedimento para obtenção dos dados de infiltração

A seguir é discutida a metodologia referente ao mecanismo de coleta de dados utilizados para o ajuste das equações de velocidade de infiltração na coluna, equações essas que foram comparadas com as estimadas pelo modelo de simulação proposto.

3.3.1. Delimitação do sistema

Para a aferição do modelo de simulação foi necessário uma metodologia capaz de gerar dados de infiltração de água no solo ao longo do tempo.

Visando-se principalmente a manutenção de carga hidráulica constante sobre a superfície do solo, utilizou-se um sistema de aplicação de água consistindo de um reservatório alimentador e um reservatório intermediário, cujo esquema pode ser visualizado na figura 1.

O reservatório alimentador, cuja função foi fornecer água ao sistema, constou de um cilindro de plástico acrílico (PVC) com altura de 3 metros e diâmetro interno de 0,10 metro. A esse cilindro foi conectado um tubo de diâmetro interno aproximadamente igual à 0,005 metro, transparente e graduado com escala milimétrica, possibilitando a leitura da lâmina de água infiltrada ao longo do tempo.

O reservatório alimentador foi interligado por meio de uma mangueira de diâmetro interno de aproximadamente 0,015 metro ao reservatório intermediário, cuja função foi a de manter uma carga hidráulica constante dentro da coluna de solo. Para tanto, o sistema constou de uma caixa de cimento amianto cujas dimensões são de 0,40 metro de largura, 0,40 metro de altura por 0,40 metro de comprimento ao qual foi acoplado uma bóia de acionamento vertical. Esse reservatório intermediário era interligado

Figura 1 - Sistema de aplicação de água.

através de uma mangueira de diâmetro interno aproximadamente igual à 0,01 metro à coluna de solo. Antes da realização do processo de infiltração, foi acoplado um filme plástico sobre o solo, interno à coluna. Esse procedimento procurou impedir a infiltração da água enquanto não se iniciasse o processo físico.

Retirando-se o plástico, iniciava-se a infiltração. Neste momento, a água era conduzida do reservatório intermediário para a coluna de solo através de processo de sifonagem. Esse processo promovia a abertura da bóia de acionamento vertical permitindo a passagem da água do reservatório alimentador para o intermediário. Como o reservatório alimentador continha um tubo graduado, era possível contabilizar o volume de água infiltrada dentro de um determinado intervalo de tempo considerado.

Caso o volume total de água dentro do reservatório alimentador não fosse suficiente para a realização do teste de infiltração, o reabastecimento imediato do cilindro era possibilitado por entrada de água externa ao sistema, regulada por meio de um registro de gaveta.

3.3.2. Umidade inicial do solo

Considerando-se um sistema de fluxo isotrópico, ocorrendo o processo de infiltração da água, a umidade (θ) será função da posição (x) e do tempo (t) analisados.

Algumas condições de contorno para o sistema em estudo devem ser discutidas, sendo assim descritas:

$$a) \quad \theta = \theta_{\text{inicial}} \quad \text{para} \quad X > 0, T = 0 \quad (9)$$

ou seja, em qualquer posição do perfil da coluna ($x > 0$), deve ser conhecida a umidade inicial para o tempo inicial ($t=0$).

Neste trabalho, considerando-se desprezíveis as diferenças de potencial gravitacional entre dois pontos quaisquer da coluna de solo quando comparadas as diferenças que ocorrem entre os potenciais matriciais desses pontos (analisando-se quando o meio não está saturado), assumiu-se que ocorre distribuição uniforme de umidade em todo o perfil de solo, para longos períodos de tempo. No caso em questão, considerou-se longos períodos, um tempo de aproximadamente de 7 dias.

Assim sendo, quando necessitou-se determinar a umidade inicial na coluna de solo após esta já ter sofrido o processo de infiltração, considerou-se o valor da umidade média na coluna como sendo a encontrada em qualquer posição do perfil do solo. A umidade média foi obtida por diferença de peso da coluna no início do teste de infiltração e o seu peso seco, dividido por seu peso seco.

$$b) \quad \theta = \theta_s \quad \text{para} \quad X = 0, T > 0 \quad (10)$$

ou seja, na camada superficial ocorre saturação do solo e, no caso em questão, o surgimento da carga hidráulica. No presente trabalho procurou-se manter a carga hidráulica próxima ao valor recomendado por BERNARDO (1971) correspondendo a 0,05 metro.

$$c) \quad \theta = \theta_0 \quad \text{para} \quad X = \infty, \quad T > 0 \quad (11)$$

ou seja, a coluna de solo deve ser suficientemente grande para que as camadas inferiores não tenham alteração do valor de umidade θ .

3.3.3. Evaporação da água

No presente trabalho, devido ao fato do experimento ter sido conduzido em recinto fechado, não foi considerada a ocorrência de evaporação da água na coluna de solo. Qualquer perda que ocorra no sistema deve ser atribuída à drenagem.

3.4. Procedimento para o modelo de simulação

Baseando-se no trabalho de VAN DER PLOG (1974) e BOTREL (1988), a simulação proposta no presente estudo foi obtida a partir de um modelo iterativo codificado em linguagem de programação de alto nível. Neste estudo, foi utilizado a linguagem denominada "PASCAL". A listagem do modelo computacional é apresentada no Apêndice 1.

Os aspectos básicos referentes ao sistema adotado para a idealização do modelo são discutidos a seguir.

3.4.1. Delimitação do sistema

O modelo utilizado no *software* desenvolvido atua de forma unidimensional, ou seja, só analisa o movimento da água em uma única direção. No caso em questão, baseando-se no fato de que nos testes de infiltração quando se utiliza o infiltrômetro de anel, considera-se que o anel externo promove um efeito de bordadura, minimizando o movimento lateral da água sob o anel interno, o modelo procura estimar apenas o movimento vertical da água, onde o perfil de solo é imaginariamente dividido em camadas de profundidade z , como mostra a figura 2.

Considerando-se o sistema isotérmico e incompressível, as funções potencial mátrico e condutividade hidráulica em meio não saturado devem ser conhecidas para cada camada imaginária, a fim de se quantificar a variação de umidade que ocorre em cada camada ao longo do tempo. A necessidade e importância desse aspecto são apresentadas a seguir:

3.4.2. Aspectos matemáticos

A simulação baseia-se na técnica das diferenças finitas, ou seja, os cálculos envolvendo quantidade de água que passa de uma camada para outra são

Figura 2 - Divisão hipotética do perfil de um solo em camadas.

realizados dentro de um intervalo de tempo determinado.

Considerando-se o índice i como a posição da camada, é possível determinar a densidade de fluxo da água de uma camada à outra através da equação de Buckingham-Darcy, ou seja:

$$\vec{q}[i \rightarrow i+1] = -k[i \rightarrow i+1] \cdot \frac{h[i+1] - h[i]}{\Delta z} \quad (12)$$

sendo:

$\vec{q}[i \rightarrow i+1]$ - densidade de fluxo da camada i à camada $i+1$, $L \cdot T^{-1}$;

$k[i \rightarrow i+1]$ - condutividade hidráulica média entre a camada i e a camada $i+1$, $L \cdot T^{-1}$;

$h[i]$ - potencial hidráulico total da camada i , L ;

$h[i+1]$ - potencial hidráulico total da camada $i+1$, L ;

Δz - diferença entre a posição das camadas " i " e " $i+1$ "; L .

A simbologia $i+1$ deve ser entendida como a camada inferior a camada i .

O potencial hidráulico total foi considerado como sendo o somatório do potencial mátrico, estimado através da metodologia proposta por Van Genuchten, o potencial gravitacional e o potencial de pressão, quando considerada a camada superficial.

Para o modelo de simulação foi considerado o valor médio da função $k(\theta)$ de cada camada através de ponderação aritmética, ou seja:

$$k[i \text{ à } i+1] = \frac{k[i] + k[i+1]}{2} \quad (13)$$

sendo $k[i]$ a condutividade hidráulica da camada i e $k[i+1]$ a condutividade hidráulica da camada $i+1$, ambas na unidade considerada.

Por definição, densidade de fluxo significa um volume de água que atravessa uma seção de área unitária num determinado intervalo de tempo. Dessa forma, conhecendo-se a seção total de fluxo, o volume de água que permanece em uma determinada camada corresponde à diferença entre a quantidade de água que entrou nessa camada e a que saiu, ou seja:

$$\Delta V[i] = V[i-1 \text{ à } i] - V[i \text{ à } i+1] \quad (14)$$

sendo:

$\Delta V[i]$ - variação no volume de água da camada i , L^3 ;

$V[i-1 \text{ à } i]$ - volume de água que entrou na camada i , L^3 ;

$V[i \rightarrow i+1]$ - volume de água que saiu da camada i , L^3 ;

A variação de umidade θ que ocorre na camada pode ser dada como o acréscimo de água referente ao volume que entrou ou saiu do referido compartimento:

$$\theta[i] = \theta[i]_t + \frac{\Delta V[i]}{Vol[i]} \quad (15)$$

sendo:

$\theta[i]$ - umidade volumétrica da camada i após o acréscimo de umidade, $L^3.L^{-3}$;

$\theta[i]_t$ - umidade volumétrica da camada i antes do acréscimo de umidade, $L^3.L^{-3}$;

$\Delta V[i]$ - variação no volume de água da camada i , L^3 .

$Vol[i]$ - volume total da camada i , L^3 .

A modificação da umidade numa determinada camada analisada, dentro de um intervalo de tempo Δt , ocasiona novo valor de potencial mátrico, promovendo então um processo iterativo de movimentação e redistribuição de água.

O valor da densidade de fluxo $\vec{q}^w$ na interface água-solo é tradicionalmente conhecida como velocidade de infiltração da água. Arquivando-se o valor da densidade de

fluxo $\vec{q}$ simulado na primeira camada em cada iteração executada pelo modelo, no respectivo tempo que se procedeu o fenómeno, obtêm-se diversos valores de velocidade de infiltração ao longo do tempo de teste. A equação desejada pode ser então obtida através de regressão linear por anamorfose da função logaritmo desses dados em função do tempo considerado, já que tradicionalmente espera-se que o fenómeno siga a tendência proposta por Kostiaiov.

Como o modelo não contabiliza o processo de selamento de poros que ocorre nos casos práticos, considera-se a velocidade de infiltração da água como sendo básica, quando não mais forem detectadas diferenças nos valores de $\vec{q}$ gerados na primeira camada hipotética, em cada ciclo executado pelo "software".

3.4.3. Diagrama lógico de fluxo

Adotando-se uma melhor forma de descrição física do modelo proposto, é apresentado na figura 3 um diagrama de fluxo que representa o processo iterativo discutido anteriormente.

A aferição do modelo computacional baseia-se na comparação de uma conhecida distribuição $F(x)$, ajustada através de dados coletados na coluna vertical de solo, com uma distribuição estimada $F_0(x)$, obtida através do processo de simulação.

Para tanto, retirou-se uma amostra n_1 de valores estimados pela equação obtida nos testes

Figura 3 - Diagrama lógico de fluxo

experimentais, e uma amostra n_2 de valores obtidos por simulação, gerando-se uma amostra $n_1 + n_2$, que sofreu transformação de seus valores na respectiva função logarítmo, com posterior processo de regressão linear. Nestas condições, analisou-se o coeficiente de correlação "r" encontrado.

Em outras palavras, o coeficiente r refere-se à uma equação ajustada média entre $F(x)$ e $F_0(x)$. Não deve ser analisado apenas seu valor absoluto. Sua função é a de indicar qual a amostragem proveniente de $F(x)$ e $F_0(x)$ apresenta menor desvio em relação à média, o que como consequência, indica qual a equação simulada que apresentou maior aderência à equação ajustada.

Mediante as técnicas e metodologias propostas realizaram-se os experimentos ao nível de laboratório com a finalidade de aferir o modelo proposto, cujos resultados obtidos são discutidos a seguir.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Considerações sobre a sensibilidade do modelo

Visto que o modelo proposto sofre influência de fatores tanto físicos (referentes ao solo) como matemáticos (técnica de simulação) na realização do processo iterativo, é passível de entendimento que a adoção de diferentes valores de um mesmo parâmetro ligado à simulação pode gerar resultados discrepantes àqueles obtidos em uma única estimativa, podendo indicar influência não correlacionada com a metodologia de aferição empregada.

A discussão aqui apresentada procura então demonstrar alguns dos parâmetros de simulação que exerceram certa influência no processo como um todo, adotando-se certos critérios de avaliação e estudo a fim de que a aferição do processo de estimativa esteja voltada, na medida do possível, apenas para a técnica utilizada.

4.1.1. Aspectos referentes à profundidade da camada

(Δz)

O volume hipotético de cada camada é um dos fatores que determina, dentro do processo de simulação, a

variação de umidade que ocorre num determinado ponto do solo.

Considerando-se constante a seção transversal útil ao fluxo, diferentes valores na distância entre os centros geométricos de uma camada à outra, o que via de regra equivale à profundidade Δz de um compartimento (figura 2), representa um fator de influência na sensibilidade do modelo, já que implica em uma variação de armazenamento da água, num determinado intervalo de tempo considerado.

A discussão referente à importância desse parâmetro dentro da técnica iterativa utilizada pode ser enriquecida com os dados apresentados no Quadro 6, onde são mostradas as equações ajustada e estimadas para o solo de textura mais fina (solo 1) quando realizou-se o teste de infiltração com o teor inicial de água no solo equivalente a $0,338 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$.

As equações estimadas foram geradas através da utilização de diferentes valores de Δz durante o processo de simulação.

Para este tipo de análise, considerou-se constante outros parâmetros de influência, como o intervalo de tempo Δt , por exemplo. Este parâmetro, especificamente, será discutido mais adiante.

Quadro 6. Equações simuladas de velocidade de infiltração sob diferentes valores de Δz - Solo 1a¹¹

Az (cm)	Equações *		r
	Ajustada	Simulada	
9	$12,856 - 0,409 t$	$11,115 - 0,428 t$	0,980
5		$12,870 - 0,492 t$	0,995
10		$12,570 - 0,978 t$	0,999

* - Equação de velocidade de infiltração (cm/h) da água em função do tempo t (minutos).

No Quadro 1 do Apêndice 2 são apresentados os dados coletados no sistema de aplicação de água utilizados para o processo de regressão que gerou a equação ajustada.

Para a análise dos valores do coeficiente de correlação linear "r", utilizou-se o teste "t". Este teste estatístico indica que todos os coeficientes r apresentados no Quadro 6 foram significativos ao nível de 1% de probabilidade, ou seja, existe uma probabilidade de 99% de que os dados amostrados pertencem à uma mesma população.

Observa-se que não houve diferença aparente dos coeficientes lineares das equações simuladas com o coeficiente linear da equação ajustada, dentro do universo

¹¹ O índice "a" corresponde ao teste realizado com alta umidade inicial no solo, ao passo que o índice "b" refere-se ao teste realizado com baixo teor inicial de água no solo.

amostrado. Esta mesma tendência pode ser observada no teste realizado com o solo de textura mais arenosa (solo 2) com umidade inicial de $0,285 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, podendo os resultados serem observados no Quadro 7. A equação ajustada foi obtida a partir dos dados coletados no sistema de fluxo, apresentados no Quadro 2 do Apêndice 2.

Quadro 7. Equações simuladas de velocidade de infiltração sob diferentes valores de Δz - Solo 2a

Δz (cm)	<u>Equações*</u>		r
	Ajustada	Simulada	
3	$20,102 \cdot t^{-0,376}$	$15,518 \cdot t^{-0,401}$	0,945
5		$17,893 \cdot t^{-0,417}$	0,962
10		$17,835 \cdot t^{-0,364}$	0,997

* - Equação de velocidade de infiltração (cm/h) da água em função do tempo t (minutos).

Sob esta situação, o teste t demonstra que todos os coeficientes r foram significativos ao nível de 1% de probabilidade. Para uma melhor visualização do fenômeno discutido, as figuras 4 e 5 apresentam gráficos com as equações ajustadas pelos dados experimentais e os pontos gerados pelas equações simuladas através dos diferentes valores de Δz utilizados na simulação, para os solos 1 e 2, respectivamente.

Figura 4 - Equação ajustada e pontos simulados sob diferentes valores de Δz - Solo 1a

Figura 5 - Equação ajustada e pontos simulados sob diferentes valores de Δz - Solo 2a

É interessante observar que dentro do conjunto de dados amostrados, não se verificou influência significativa na estimativa das equações de velocidade de infiltração da água no solo quando se utilizou diferentes valores de Δz no processo de simulação. Em ambos testes, verifica-se que, independentemente do valor de Δz utilizado, as equações simuladas apresentaram boa correlação com a equação ajustada.

Contudo, esta tendência de estabilidade das equações simuladas não é verificada nos testes realizados em solos com baixa umidade inicial, como pode ser observado através do Quadro 8. Este quadro refere-se ao solo 1 quando o teste de infiltração foi realizado com umidade inicial de $0,164 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$.

Quadro 8. Equações simuladas de velocidade de infiltração sob diferentes valores de Δz - Solo 1b

Δz (cm)	<u>Equações *</u>		r
	Ajustada	Simulada	
3	$10,295 \cdot t^{-0,237}$	$19,512 \cdot t^{-0,417}$	0,909
5		$19,250 \cdot t^{-0,467}$	0,993
10		$26,501 \cdot t^{-0,498}$	0,913

* - Equação de velocidade de infiltração (cm/h) da água em função do tempo t (minutos).

O Quadro 3 do Apêndice 2 apresenta os dados

coletados para a determinação da equação ajustada

Nesta condição de umidade inicial, verifica-se que valores crescentes do parâmetro Δz geram, no processo de simulação, valores crescentes do coeficiente linear nas equações simuladas. Apesar do teste t indicar que os coeficientes de correlação apresentados no Quadro 8 foram todos significativos ao nível de 1% de probabilidade, nota-se que existe uma maior amplitude entre estes valores, indicando que dados estimados de $F_0(x)$ perdem a aderência dos dados ajustados de $F(x)$ com relação à média.

Detecta-se então uma faixa de valores de Δz na qual o coeficiente linear da equação simulada aproxima-se do coeficiente linear da equação ajustada. Esta mesma tendência pode ser observado no teste de infiltração realizado com o solo 2, teste este realizado com umidade inicial do solo equivalente à $0,112 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, cujos resultados são apresentados no Quadro 9.

Quadro 9. Equações simuladas de velocidade de infiltração sob diferentes valores de Δz - Solo 2b

Δz (cm)	<u>Equações *</u>		r
	Ajustada	Simulada	
3	$25,524 \cdot t^{-0,123}$	$21,899 \cdot t^{-0,426}$	0,437
5		$28,191 \cdot t^{-0,466}$	0,465
10		$35,162 \cdot t^{-0,472}$	0,507

* - Equação de velocidade de infiltração (cm/h) da água em função do tempo t (minutos).

Nesta mesma situação, o Quadro 4 do Apêndice 2 apresenta os dados coletados para o ajuste da equação de velocidade de infiltração determinada no teste.

Os menores valores dos coeficientes r encontrados nesta situação provavelmente é um reflexo do valor discrepante do coeficiente angular da equação ajustada, em relação à situação física esperada do processo de infiltração. O fenômeno pode ser visualizado através das figuras 6 e 7, onde é possível observar o comportamento das equações ajustadas.

A equação de Buckingham-Darcy caracteriza-se por ser uma função puntual, ou seja, utiliza valores de potenciais e condutividade hidráulica obtidos numa determinada posição do solo. No presente estudo, estes valores são obtidos no centro geométrico das camadas.

Entretanto, não são determinados valores intermediários de $K(\theta)$ entre os centros geométricos considerados. A ponderação de forma aritmética de valores de condutividade hidráulica (eq. 13) para a estimativa da densidade de fluxo que ocorre num determinado instante, provavelmente induz a um erro na técnica de simulação, já que esta função não é linear. Este erro gerado na suposta linearização da função $k(\theta)$ torna-se mais evidente quanto maior for o gradiente potencial de duas camadas consecutivas, fato que ocorre principalmente no primeiro compartimento, já que este localiza-se próximo à uma zona saturada.

Figura 6 - Equação ajustada e pontos simulados sob diferentes valores de Δz - Solo 1b

Figura 7 - Equação ajustada e pontos simulados sob diferentes valores de Δz - Solo 2b

Mediante esse efeito, fica passível de entendimento que melhores estimativas do processo de infiltração da água no solo, baseada na técnica apresentada neste trabalho, dar-se-ão em condições iniciais de elevados teores de água no solo, visto que dessa forma atenua-se o erro de linearização da função $k(\theta)$.

Nestas condições, observa-se que o modelo de simulação é pouco sensível à modificações no volume de uma camada hipotética. Essa característica é importante na modelagem matemática que envolve utilização de muitos compartimentos, na medida em que o emprego de uma malha de camadas de maior volume gera menor tempo gasto no processo de estimativa.

Por outro lado, modelos cuja função é a de estimar a posição da frente de molhamento num determinado instante tornam-se mais precisos quanto menor for o volume hipotético adotado para o compartimento no modelo.

A partir dessa análise, a discussão a ser apresentada no decorrer desse trabalho refere-se somente aos testes de infiltração realizados com os solos na condição de alto teor inicial de água. Esta atitude visa a não introdução de fontes adversas de erro no estudo da influência exercida por outros parâmetros atuantes na sensibilidade do modelo de simulação.

4.1.2. Aspectos referentes ao intervalo de tempo (Δt)

Observando-se o diagrama lógico de fluxo (figura 3) verifica-se que em cada ciclo executado pelo "software" existe um incremento do intervalo de tempo (Δt), o qual acumulado durante todo o processo iterativo gera a contagem do tempo total de simulação. Este parâmetro determina, dentro da técnica de estimativa utilizada, por quanto tempo um determinado valor de densidade de fluxo é utilizado para contabilização do movimento de água de uma camada à outra.

Através da técnica das diferenças finitas, o "tempo real", uma função contínua, é substituída por um parâmetro Δt , uma função descontínua, implicando assim em certa influência na sensibilidade do modelo.

O Quadro 10 apresenta as equações simuladas e ajustada de velocidade de infiltração da água, para o solo 1, sendo o teste realizado com umidade inicial de $0,338 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, quando se utilizou diferentes valores de Δt no processo de simulação.

Nestas condições, procurou-se manter constante o outro parâmetro de influência até aqui analisado (Δz), correspondente à 0,03 metros, a fim de que os resultados apresentados estejam voltados simplesmente para o efeito do parâmetro Δt em estudo.

Quadro 10. Equações simuladas de velocidade de infiltração sob diferentes valores de Δt - Solo 1a

Δt (s)	<u>Equações*</u>		r
	Ajustada	Simulada	
0,5	$12,856 \cdot t^{-0,409}$	$5,081 \cdot t^{-0,416}$	0,789
2		$11,115 \cdot t^{-0,428}$	0,980
10		$21,494 \cdot t^{-0,422}$	0,922

* - Equação de velocidade de infiltração (cm/h) da água em função do tempo t (minutos).

Utilizando-se o teste t verificou-se que os coeficientes r das equações de Δt correspondente à 2 e 10 segundos, apresentaram significância ao nível de 1% de probabilidade, assim como o coeficiente de correlação da equação simulada através de Δt correspondente a 0,5 segundo.

Observa-se pelo Quadro 10 que, apesar da metodologia de análise estatística não ter sido poderosa suficiente para detectar diferença significativa entre as equações simuladas, valores crescentes do parâmetro Δt geram, no processo de simulação, aumento no valor do coeficiente linear da equação. Esse fato deveria seguir a tendência matemática imposta pela técnica das diferenças finitas, na qual uma melhor estimativa do processo físico estaria ligada ao valor de Δt tendendo à zero, ou seja, o valor de Δt que tende ao tempo real.

Contudo, verifica-se que existe uma faixa de valores de Δt no qual a equação estimada por simulação torna-se mais aderente àquela ajustada em dados experimentais, mostrando que fatores outros podem estar influenciando no processo iterativo, fazendo com que o parâmetro Δt que melhor correlaciona dados estimados com dados obtidos, não siga a tendência matemática esperada.

Essa mesma questão pode ser verificada com o teste realizado com a coluna de solo de textura mais arenosa (solo 2), quando o teor inicial de água encontrava-se à $0,285 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, cujos valores são apresentados no quadro 11.

Quadro 11. Equações simuladas de velocidade de infiltração sob diferentes valores de Δt - Solo 2a

Δt (s)	<u>Equações *</u>		r
	Ajustada	Simulada	
0,5	$20,102 \cdot t^{-0,976}$	$8,699 \cdot t^{-0,989}$	0,787
2		$15,518 \cdot t^{-0,401}$	0,945
10		$29,114 \cdot t^{-0,938}$	0,866

* - Equação de velocidade de infiltração (cm/h) da água em função do tempo t (minutos).

Neste caso, conclui-se através do teste t que todos os coeficientes de correlação também foram significativos ao nível de 1% de probabilidade.

Pelos dados apresentados, verifica-se que em

ambos solos analisados, tomando-se como padrão apenas o coeficiente de correlação (r), o intervalo de tempo Δt que melhor correlacionou os dados amostrados das equações $F(x)$ e $F_0(x)$ em relação à média, dentro do universo amostrado, corresponde à 2 segundos.

Esse fenômeno pode ser visualizado nas figuras 8 e 9 que apresentam as equações ajustadas para os solos 1 e 2 respectivamente, com os pontos das equações simuladas, pontos estes utilizados para obtenção do coeficiente de correlação r da equação ajustada média.

Baseando-se na metodologia de análise utilizada, verifica-se que o modelo computacional apresenta certa sensibilidade à variações do parâmetro "intervalo de tempo" (Δt), na estimativa das equações de velocidade de infiltração da água. Mediante essa situação, torna-se necessário promover calibrações no software desenvolvido, visando encontrar o valor de Δt que melhor se adapte à estimativa de um processo de redistribuição de umidade ao longo do tempo. Este procedimento, em última análise, procura promover a melhor estimativa de dados simulados com relação à dados observados.

4.1.3. Aspectos referentes à condutividade hidráulica em meio saturado (K_s)

Além dos parâmetros matemáticos utilizados pela técnica de estimativa empregada neste trabalho, o modelo proposto sofre influência de parâmetros físicos de

Figura 8 - Equação ajustada e pontos simulados sob diferentes valores de Δt - Solo 1a

Figura 9 - Equação ajustada e pontos simulados sob diferentes valores de Δt - Solo 2a

entrada de dados, referentes às características hídricas e edáficas do solo.

Nesta categoria de fatores atuantes no processo de simulação, o valor estimado da condutividade hidráulica em meio saturado (k_s), fator empregado na equação de Van Genuchten, é um dos parâmetros que pode atuar de forma significativa na sensibilidade do modelo, como pode ser visualizado pelo Quadro 12. Este quadro refere-se à simulação das equações ocorridas para o teste realizado com o solo 1 à alto teor inicial de água no solo, quando se utilizou diferentes valores de K_s em diversas estimativas.

Quadro 12. Equações simuladas de velocidade de infiltração sob diferentes valores de K_s - Solo 1a

K_s (cm/h)	<u>Equações *</u>		r
	Ajustada	Simulada	
1,30	$12,856 \cdot t^{-0,409}$	$11,115 \cdot t^{-0,428}$	0,980
1,95		$16,297 \cdot t^{-0,489}$	0,991
2,60		$18,892 \cdot t^{-0,491}$	0,995

* - Equação de velocidade de infiltração (cm/h) da água em função do tempo t (minutos).

Através da análise dos coeficientes de correlação r encontrados, e mesmo pela visualização dos coeficientes lineares das equações simuladas, verifica-se

que o modelo de simulação apresenta pequena sensibilidade à variações no valor de entrada de K_s , apesar do teste t não ter indicado diferença estatística significativa entre os coeficientes de correlação analisados. Nesta situação, todos os coeficientes de correlação r foram significativos ao nível de 1% de probabilidade.

Essa mesma tendência de variação apresentada pelas equações simuladas no teste de infiltração realizado com o solo 1, também pode ser verificada com mesma amplitude para os testes realizados com o solo 2, quando o teste de infiltração foi realizado com alto teor inicial de água no solo, cujos resultados são apresentados no quadro 13.

Quadro 13. Equações simuladas de velocidade de infiltração sob diferentes valores de K_s - Solo 2a

Ks (cm/h)	Equações *		r
	Ajustada	Simulada	
2,50	$20,102 \cdot t^{-0,976}$	$14,699 \cdot t^{-0,974}$	0,945
3,75		$19,459 \cdot t^{-0,989}$	0,998
5,00		$22,974 \cdot t^{-0,979}$	0,999

* - Equação de velocidade de infiltração (cm/h) da água em função do tempo t (minutos).

Através dos quadros apresentados neste item,

verifica-se que o valor estimado do parâmetro K_s proporciona influência nas estimativas no início do processo de infiltração da água, fato este relacionado ao coeficiente linear das equações estimadas.

A visualização do fenômeno em discussão pode ser realizada através das figuras 10 e 11 relativas à variação dos pontos estimados de equação de infiltração devido utilização de valores adversos de K_s , para os solos 1 e 2 respectivamente.

A variabilidade das características de condução da água no solo, tanto temporal como espacialmente é um fato plenamente esperado em condições de campo. Dessa forma, a requerida situação de isotropia do meio, imposta pelo modelo, torna-se praticamente impossível.

Nestas condições reais, o emprego do processo de simulação expresso em um *software*, estará muito ligado a uma melhor estimativa dos parâmetros de entrada do modelo, relacionados principalmente às propriedades físicas do solo, como umidade inicial, condutividade hidráulica saturada, e os parâmetros (α , n e m) obtidos através da curva de retenção da água, por exemplo.

Tornam-se então imprescindíveis, melhores investigações com respeito ao número necessário de observações de um determinado parâmetro para que o valor médio adotado caracterize o local indicado, visto que espera-se alto coeficiente de variação dos dados obtidos, em relação à características físicas do solo.

Figura 10 - Equação ajustada e pontos simulados sob diferentes valores de K_s . Solo 1a

Figura 11 - Equação ajustada e pontos simulados sob diferentes valores de K_s . Solo 2a

Além da necessidade de um número significativo de dados para análise, é importante levar-se em consideração a interpretação dos resultados obtidos. Apesar de geral, a utilização da estatística clássica (descritiva) na metodologia de avaliação, deve ser aplicada sob certos critérios. Segundo cita REICHARDT (1985), a umidade do solo segue uma distribuição normal em várias amostragens possibilitando assim a utilização de certos conceitos como estimativa da média e desvio padrão.

Entretanto, comenta o autor, o parâmetro condutividade hidráulica não apresenta distribuição normal.

Sob esta situação talvez fosse mais interessante estimar qual a sua distribuição espacial e, conseqüentemente, determinar locais que apresentam comportamentos diferentes, relativos ao processo de infiltração da água. Estabeleceriam-se assim "curvas de velocidade de infiltração", demonstrando locais de variação de redistribuição de umidade.

De qualquer forma, recomenda-se que as determinações dos valores de entrada dos parâmetros físicos utilizados no modelo de simulação sejam feitas mediante adoção de certos critérios, relacionados principalmente à uma estimativa padronizada.

Fica passível de entendimento que qualquer valor discrepante na entrada de dados pode promover influência significativa nos resultados a serem estimados. Como comenta MORAES (1991), " ... há que se

discutir inicialmente no sentido de minimizar a variabilidade analítica, ou padronizar as "réguas", uma vez que a variabilidade do solo é inevitável ...".

4.2. Considerações referentes à metodologia de coleta e estimativa de dados.

Para qualquer sistema físico que esteja sendo estudando, a tentativa de simulação apresenta um entrave matemático, que é a quantificação de todas as variáveis que atuam no fenômeno.

Essa tentativa, em certos locais e condições de trabalho, é praticamente impossível visto a gama incontável de fatores atuantes, muito deles desconhecidos, que influenciam o processo como um todo. Como não haveria de ser diferente, a descrição matemática do movimento da água no sistema ar-solo apresenta o mesmo entrave.

O presente trabalho traz à tona questões relevantes do ponto de vista técnico, com relação à metodologia empregada tanto na estimativa das equações de infiltração assim como no sistema de coleta de dados, sistema este utilizado para a determinação da chamada equação ajustada.

A utilização das funções matemáticas empregadas neste trabalho para descrição do fluxo de água no meio poroso ao nível de campo é um desses entraves. Neste sistema de fluxo, o conceito isotropia, condição "sine qua non" para tais utilizações, é uma característica

de difícil condicionamento prático, visto a influência sempre existente de canais de fluxo preferencial, criados por entidades biológicas, por exemplo.

A maioria dos processos físicos de redistribuição de umidade ocorrem em condições de solo não saturado, condição esta de difícil descrição quantitativa, visto o envolvimento de funções complexas entre θ e h . Como exemplo, cita-se o processo de histerese, desconsiderado neste trabalho, não sendo conjecturados seus efeitos. Dessa forma, resultados encontrados através de técnicas de computação só podem ser considerados aproximados.

Sobre esta questão, torna-se interessante então o comentário textual de REICHARDT (1985) : *"...a equação de Darcy não é universalmente válida para todas as condições de movimento de fluídos em materiais porosos. Há muito tempo reconhecem-se que a linearidade das relações fluxo gradiente falha para valores muito baixos e muito altos de gradientes de H ..."*¹².

Dentro desse contexto, o sistema de fluxo utilizado neste trabalho procurou possibilitar, na medida do possível, melhores condições de contorno para interpretação dos resultados que porventura seriam obtidos.

Através dos testes realizados, verificou-se que esse sistema de coleta de dados mostrou-se excelente na

¹² Entende-se " H " como sendo o potencial total.

manutenção da carga hidráulica constante e em leituras ao longo do tempo. Apesar disso, encontrou-se certa dificuldade na exatidão de leituras dos valores de água infiltrada no início do processo de infiltração. Esta dificuldade foi correlacionada a um provável tempo lento de resposta do sistema de alimentação, mesmo sendo considerado o sistema de bóia de acionamento vertical sensível suficiente para detectar variações pequenas de volume de água no reservatório intermediário.

Neste ponto da discussão, é importante citar que verificou-se que os dados coletados no início do processo foram aqueles que mais interferiram na determinação do coeficiente linear da equação simulada de velocidade de infiltração.

Outra questão de ênfase, já discutida anteriormente, relaciona-se à variabilidade espaço-temporal das características físicas de condução de água que ocorrem no solo, cuja quantificação e caracterização é necessária em diversas metodologias de descrição de fluxo de umidade.

Como já mencionado, a metodologia utilizada de coleta de dados para este experimento procurou ser baseada nos procedimentos usuais existentes em um laboratório de física de solos. Nesta situação, há a possibilidade de se abrir vasto campo de discussão referente à qual deve ser a metodologia mais precisa de obtenção dos valores de determinados parâmetros físicos

para um dado fenômeno estudado. Vários pesquisadores emitiram preocupação sobre questões similares como qual a melhor forma de se determinar a curva de retenção da água no solo para um determinado fenômeno físico, ou se existe efeito do diâmetro dos amostradores na determinação de certos valores como K_s , por exemplo.

A simulação, como técnica de estimativa de um processo, é uma ferramenta útil e em certos casos, indispensável na descrição de fenômenos complexos. Apesar de poderosa, essa ferramenta matemática está muito ligada a melhores estimativas dos parâmetros físicos usuais em seus procedimentos. Torna-se então indispensável o direcionamento de pesquisas e critérios de análise voltados à quantificação o mais precisa possível das variáveis hídricas-edáficas, pesquisa essa básica na sustentação do estudo computacional aplicado.

5. CONCLUSÕES

Baseando-se nas discussões referentes aos resultados apresentados no presente trabalho, as seguintes conclusões podem ser feitas:

i. Através da técnica de simulação empregada, verifica-se que o modelo de simulação adapta-se melhor à condições de pequeno gradiente de potencial entre as camadas imaginárias, que poderiam representar diferentes posições no perfil do solo. No caso do processo de infiltração da água, este comportamento ocorre em condições de alto teor inicial de água no solo;

ii. Sob esta situação, verifica-se que dentro do conjunto de dados amostrados, variações no volume imaginário do compartimento (parâmetro de influência na sensibilidade do modelo) não promovem variações significativas na simulação das equações de velocidade de infiltração da água no solo;

iii. Verificou-se, entretanto, que o modelo de simulação apresenta relativa sensibilidade à variações

do parâmetro "intervalo de tempo". Nestas condições, recomenda-se calibrações no valor de Δt a ser utilizado em uma situação específica. Para o estudo em questão, em ambos os solos utilizados, o valor de Δt que promoveu melhor aderência entre equações simuladas e ajustada corresponde a 2 segundos;

iv. Com relação ao parâmetro condutividade hidráulica em meio saturado, verifica-se que o modelo de simulação apresenta sensibilidade ao valor estimado de K_s . Devido a amplitude de valores apresentados pelo coeficiente linear das equações simuladas, observa-se efeito desse fator no início do processo de infiltração;

v. Face à iminente característica de variabilidade espaço-temporal apresentada pelos fatores físicos do solo, melhores estimativas realizadas pelo modelo de simulação dar-se-ão com a utilização de valores dos parâmetros relacionados ao solo os mais representativos possível sob uma determinada condição real.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

BERNARDO, S. Agua no solo. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa, 1971. 26 p.

BERNARDO, S. Manual de irrigação. 5a. ed., Viçosa. Imprensa Universitária, 1989. 596 p.

BOTREL, T. A. Simulação da distribuição espacial da água em solo irrigado com gotejador. Piracicaba, 1988. 61 p. (Doutorado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiróz"/USP).

BOUMA, J.; JONGERUS, A.; BOERSMA, O.; JAGER, A.; SCHOONDERBEEK, D. The function of different types of macropores during saturated flow through four swelling soil horizons. Soil Science Society of America Journal, Madison, 41 : 945 - 50, 1977.

BOUYOCOS, G. J. Estimation of the colloidal material in soils. Science, Washington, 64 : 362, 1926.

BRADT, A.; BRESLER, E.; DINER, N.; BEN-ASHER, I.; HELLER, J.; GOLDBERG, D. Infiltration from a trickle source: I. Matemactical models. Soil Science Society of America Proceedings, Madison, 35 : 683 - 9, 1971.

CHANIN, B. S.; NIMAH, M. N.; KAMAND, F. A model to predict emitter spacing from basic soil data. In: INTERNATIONAL DRIP/TRICKLE CONGRESS, 3. Fresno, 1985. Anais, p.712 - 7

CHILDS, E. C. An introduction to the physical basis of soil water phenomeno. New York, John Wiley, 1969. 493 p.

COELHO, R. D.; VICCINO J. R., SILVA; V. M. da. Variabilidade espacial das equações de infiltração da água no solo - Infiltrômetro de anéis. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 21., Santa Maria. Anais. Santa Maria, Universidade Federal de Santa Maria, 1992. p. 406 - 16.

ERIE, J. L. Evolution of infiltrometer measurements. Transactions of the ASAE, St. Joseph, 5 (1) : 11 - 3, 1962.

EVERTS, C. J. & KANWAR, R. S. Estimating preferential flow to a subsurface drain with tracers. Transactions of the ASAE, St. Joseph, 33 (2): 451 - 7, 1990.

FRANCO, M. R. Estudos de correlação entre determinações da capacidade de infiltração de solos, com auxílio de um simulador-de-chuva-infiltrômetro e, infiltrômetro de anéis concêntricos. Piracicaba, 1980. 102 p. (Mestrado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiróz"/USP).

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

HACHUM, A. Y. & ALFARO, J. F. A physically based model of water infiltration in soil. Utah Agricultural Experiment Station, 1980. 31 p. (Bulletin, 505).

HILLEL, D. Soil and water: physical principles and processes. London, Academic Press 1971. 288 p.

KHATRI, K. C.; BROUGHTON, R. S.; JUTRAS, P. J. Computer model for soil moisture distribution from a drip source. In: INTERNATIONAL DRIP/TRICKLE CONGRESS, 3. Fresno, 1985. Anais, p. 760.

KLUTE A. Some theoretical aspects of the flow water in unsaturated soils. Soil Science Society of America Proceedings, Madison, 16 : 144 - 7, 1952.

KLUTE, A.; WHISLER F. D.; SCOTT, E. J. Numerical solution of the nonlinear diffusion equation for water flow in a horizontal soil column of finite length. Soil Science Society of America Proceedings, Madison, 29 : 353 - 8, 1965.

KUNZE, R. J.; VEHARA, G.; GRAHAN, K. Factor important in the calculation of hydraulic conductivity. Soil Science Society of America Proceedings, Madison, 32 : 760 - 5, 1968.

LIBARDI, P. L. Infiltração da água no solo : Uma generalização. Piracicaba, 1973. 46 p. (Mestrado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiróz"/USP).

MORAES, S. O. Heterogeneidade hidráulica de uma terra roxa estruturada, Piracicaba, 1991. 141 p. (Doutorado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" / USP).

MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resources Research, Washington, 12 (3) : 513 - 22, 1976.

NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. M.; DAVIDSON, J. M. Experimental consideration of diffusion analysis in unsaturated flow problems. Soil Science Society of America Journal, Madison, 26 (2) : 107 - 12, 1962.

OLIVEIRA, S. L. Efeito da carga hidráulica, da profundidade de instalação do cilindro interno e do diâmetro do cilindro externo na determinação da velocidade de infiltração básica (VIB), pelo infiltrômetro de anel. Viçosa, 1977. 32 p. (Mestrado - Universidade Federal de Viçosa).

PARR, J. F. & BERTRAND, A. R. Water infiltration into soils. *Advances in Agronomy*, New York, 12 : 311 - 42, 1960.

PHILIP, J. R. The theory of infiltration : III. Moisture Profiles and elation to experiment. *Soil Science*, Baltimore, 84 : 97 - 182, 1957a.

PHILIP, J. R. The theory of infiltration: IV. Sorptivity and algebric infiltration equations. *Soil Science*, Baltimore, 84 : 257 - 64. 1957b.

PHILIP, J. R. The theory of infiltration : V. The influence of the initial moisture content. *Soil Science*, Baltimore, 84 : 329 - 39, 1957c.

PHILIP, J. R. The theory of infiltration : VI . Effect of water depth over soil. *Soil Science*, Baltimore, 85 (5) : 278 - 86, 1957d.

RAATS, P. A. Steady infiltration from line sources and furrows. Soil Science Society of America Proceedings, Madison. 34 (5) : 709 - 14, 1970.

RANZANI, G. O.; FREIRE, O.; KINJO, T. Carta de solos do município de Piracicaba. Piracicaba, ESALQ, 1966. 95 p.

REICHARDT, K. Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera: 4a. ed. Campinas, Fundação Cargill, 1985. 445 p.

RICHARDS, L. A. Capillary conduction of liquids through porous mediuns. Physics, New York. 1 : 318 - 33, 1931.

SEGEREN, A. G. & TROUT, T. I. Hydraulic resistance of soil surface seals in irrigated furrows. Soil Science Society of America Journal, Madison, 55 (3) : 640 - 46, 1991.

STAPLE, W. J. Comparison of computer and measured moisture redistribution following infiltration. Soil Science Society of America Proceedings, Madison, 33 (6) : 840 - 7, 1969.

VACHAND, G. D. & THONY, J. Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water. *Water Resources Research*, (Washington). 7: 111 - 28, 1970.

VAN DER PLOG, R. R. & BENECKE, P. Unsteady, unsaturated, n-dimensional moisture flow in soil: a computer simulation program. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, 38 (6) : 881 - 5, 1974.

VAN GENUCHTEN, M. Th. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, 44 (5) : 892 - 8, 1980.

VIEIRA, H. R. Comportamento de quatro infiltrômetros na determinação da velocidade de infiltração básica da água no solo. Viçosa, 1977. 52 p. (Mestrado - Universidade Federal de Viçosa).

WHISLER, F. D. & KLUTE, A. The numerical analysis of infiltration, considering hysteresis, into a vertical soil column at equilibrium under gravity. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, 29 (5) : 489 - 94, 1965.

A P E N D I C E

1

```

Program infiltracao;
uses crt;
const
    it = 2/3600; dh = 10; dv = 3; ah = 100;
var
    ur,us,khs,aguav_sat,alfa,n,m,somxq,somm,k,r,
    kho,khv,tt,ta,show,a,b,somx,somy,somyq,
    carga,kvs: real;
    h,up,ui,kh,kr,psi,qh,qv,aguav,
    aguah: array [1..20] of real;
    aguat,agua_exc: array [1..20] of real;
    x,y,mul,quadx,quady: array [1..1000] of real;
    pg,vol,razao,i,j,conta: integer;

BEGIN
    clrscr;
    conta:=0;somx:=0;somy:=0;somxq:=0;somyq:=0;somm:=0;
    write ('alfa: ');readln (alfa);
    write ('m: ');readln (m);
    write ('n: ');readln (n);
    write (chr(233),'r : ');readln (ur);
    write (chr(233),'s : ');readln (us);
    write ('condutividade hidraulica saturada : ');
    readln (khs);
    write ('carga hidraulica : ');readln (carga);
    khs:=khs/3600;writeln;
    writeln ('Entrada de dados de umidade inicial:');
    for j:=1 to 10 do
        begin
            write ('umidade da camada ',j,' : '); readln(ui[j]);
        end;
    for j:=1 to 10 do up[j]:=ui[j]; up[11]:=ui[10];
    tt:=0; razao:=1;
    for j:=1 to 11 do agua_exc[j]:=0;
    REPEAT
    for j:=1 to 11 do
        if up[j] >= us then h[j]:=0
        else
            begin
                h[j]:=- (exp(ln(exp(ln((us-ur)/
                    (up[j]-ur))/m)-1)/n))/alfa;
            end;
    for j:=1 to 11 do psi[j]:=(up[j]-ur)/(us-ur);
    for j:=1 to 11 do
        if up[j] >= us then kr[j]:=1
        else
            begin
                kr[j]:=exp(ln(psi[j])/2)*exp(ln(1-
                    exp(ln(1-exp(ln(psi[j])/m))*m))*2);
            end;
    for j:=1 to 11 do kh[j]:=kr[j]*khs; khv:=(khs+kh[1])/2;
    qvs:=-khv*(h[1]-(carga/2)-dv)/((carga/2)+(dv/2));
    for j:= 1 to 10 do
        begin
            khv:=(kh[j]+kh[j+1])/2;

```



```

    qv[j]:=-khv*(h[j+1]-h[j]-dv+(agua_exc[j])/ah)/dv;
    if up[j]=us then qv[j]:=qvs;
    aguav_sat:=qvs*ah; aguav[j]:=qv[j]*ah;
end;
aguat[1]:=aguav_sat-agua_exc[1]+agua_exc[2]-aguav[1];
agua_exc[1]:=0;agua_exc[2]:=0;
for j:=2 to 10 do
begin
    aguat[j]:= aguav[j-1]+agua_exc[j+1]-aguav[j];
    agua_exc[j+1]:=0;
end;
vol:=ah*dv;
for j:=1 to 10 do
begin
    up[j]:= up[j]+(aguat[j]/vol);
    if up[j]>us then
begin
    agua_exc[j]:=(up[j]-us)*ah*dv; up[j]:=us;
end;
end;
tt:=tt + it; show:=tt*60;
if razao=trunc(show) then
begin
    razao:=razao+1;x[razao-1]:=show;
    y[razao-1]:=qvs*3600;
end;
UNTIL round(up[1]*1000)=us*1000;
for j:=1 to (razao-1) do
begin
    x[j]:=ln(x[j])/ln(10); y[j]:=ln(y[j])/ln(10);
    somx:=somx+x[j]; somy:=somy+y[j];
    quadx[j]:=x[j]*x[j]; somxq:=somxq+quadx[j];
    quady[j]:=y[j]*y[j]; somyq:=somyq+quady[j];
    mul[j]:=x[j]*y[j]; somm:=somm+mul[j];
end;
b:=(somm - ((somx*somy)/(razao-1)))/
(somxq - (somx*somx)/(razao-1));
a:=(somy/(razao-1))-(b*(somx/(razao-1)));
k:=exp((Ln(10))*a);
r:=(somm-(somx*somy)/(razao-1))/sqrt((somxq-
(somx*somx/(razao-1)))*(somyq-(somy*somy/(razao-1))));
gotoxy (50,11); write ('Equacao de Infiltracao:');
gotoxy (42,13);write ('q=',k:2:3,'*t^',b:2:3,'cm/h');
gotoxy (42,15);write ('r2 = ',r*r:1:6);
repeat until keypressed;
END.

```

<Entrada de Ks em cm/h>

<Entrada de umidade inicial na base de volume>

A P E N D I C E

2

Quadro 1. Dados coletados para ajuste da equação de velocidade de infiltração - Solo 1a

Tempo (min)	Leituras			Volume infiltrado (ml)
	inicial (cm)	parcial (cm)	acumulado (cm)	
1	179,6	178,60	1,00	77,51
2		177,70	1,90	147,27
3		177,00	2,60	201,53
4		176,20	3,40	263,54
5		175,60	4,00	310,05
6		174,90	4,70	364,31
7		174,40	5,20	403,07
8		173,90	5,70	441,82
9		173,40	6,20	480,58
10		172,90	6,70	519,34
15		171,20	8,40	651,11
20		169,70	9,90	767,38
25		168,80	10,80	837,14
30		167,70	11,90	922,40
35		166,80	12,80	992,17
41		166,10	13,50	1046,43
51		164,80	14,80	1147,19
58		163,90	15,70	1216,95
67		162,90	16,70	1294,47
76		161,80	17,80	1379,73
88		160,60	19,00	1472,75
97		159,60	20,00	1550,26
125		156,50	23,10	1790,55
134		155,50	24,10	1868,06
149		153,70	25,90	2007,59
156		151,10	28,50	2209,12

Quadro 2. Dados coletados para ajuste da equação de velocidade de infiltração - Solo 2a

Tempo (min)	Leituras			Volume infiltrado (ml)
	inicial (cm)	parcial (cm)	acumulado (cm)	
1	182,9	181,80	1,10	85,26
2		180,40	2,50	193,78
3		179,10	3,80	294,55
4		178,80	4,10	317,80
5		176,50	6,40	496,08
6		175,20	7,70	596,85
7		174,00	8,90	689,87
8		172,90	10,00	775,13
9		171,90	11,00	852,64
10		170,90	12,00	930,16
15		166,80	16,10	1247,96
20		164,00	18,90	1465,00
25		161,90	21,00	1627,77
30		160,30	22,60	1751,79
35		158,90	24,00	1860,31
40		157,70	25,20	1953,33
46		156,50	26,40	2046,34
57		154,60	28,30	2193,62
65		153,30	29,60	2294,38
75		151,90	31,00	2402,90
81		151,00	31,90	2472,66
88		150,10	32,80	2542,43
96		149,10	33,80	2619,94
104		148,10	34,80	2697,45
125		145,30	37,60	2914,49
136		143,90	39,00	3023,01
148		142,40	40,50	3139,28
180		138,60	44,30	3433,83
192		137,00	45,90	3557,85

Quadro 3. Dados coletados para ajuste da equação de velocidade de infiltração - Solo 1b

Tempo (min)	Leituras			Volume infiltrado (ml)
	inicial (cm)	parcial (cm)	acumulado (cm)	
1	174,7	173,90	0,80	62,01
7		171,50	3,20	248,04
8		170,90	3,80	294,55
15		167,70	7,00	542,59
20		165,60	9,10	705,37
21		165,20	9,50	736,37
34		160,60	14,10	1092,93
35		160,30	14,40	1116,19
37		159,70	15,00	1162,70
42		158,20	16,50	1278,96
50		155,80	18,90	1465,00
53		155,00	19,70	1527,01
61		152,80	21,90	1697,53
78		148,70	26,00	2015,34
86		146,90	27,80	2154,86
110		141,90	32,80	2542,43
115		140,90	33,80	2619,94
156		133,20	41,50	3216,79
213		124,40	50,30	3898,90
236		121,60	53,10	4115,94
282		116,20	58,50	4534,51
316		112,70	62,00	4805,81
331		111,40	63,30	4906,57

Quadro 4. Dados coletados para ajuste da equação de velocidade de infiltração - Solo 2b

Tempo (min)	Leituras			Volume
	inicial (cm)	parcial (cm)	acumulado (cm)	infiltrado (ml)
1	179,9	178,40	1,50	116,27
2		177,20	2,70	209,29
4		173,30	6,60	511,59
8		165,40	14,50	1123,94
10		162,10	17,80	1379,73
13		157,20	22,70	1759,55
16		152,70	27,20	2108,35
20		147,50	32,40	2511,42
25		141,90	38,00	2945,49
32		134,40	45,50	3526,84
35		131,50	48,40	3751,63
40		126,60	53,30	4131,44
50		117,30	62,60	4852,31
55		113,20	66,70	5170,12
64		106,50	73,40	5689,45
70		103,40	76,50	5929,74
77		99,30	80,60	6247,55
98		87,30	92,60	7177,70
107		82,20	97,70	7573,02
128		71,00	108,90	8441,17