

**SIMULAÇÃO DO MOVIMENTO DA ÁGUA NO SOLO
UTILIZANDO MODELO NUMÉRICO**

Tese de Doutorado

Marcelo Biassusi

Porto Alegre, 2001

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
FACULDADE DE AGRONOMIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO

**SIMULAÇÃO DO MOVIMENTO DA ÁGUA NO SOLO UTILIZANDO
MODELO NUMÉRICO**

Marcelo Biassusi
(Engenheiro Agrônomo, UFPel)

Tese apresentada como um dos requisitos à obtenção do grau de Doutor em Ciência do Solo.

Porto Alegre (RS), Brasil

Julho, 2001

CIP – CATALOGAÇÃO INTERNACIONAL NA PUBLICAÇÃO

B579s

Biassusi, Marcelo

Simulação do movimento da água no solo utilizando modelo numérico/
Marcelo Biassusi – Porto Alegre : M. Biassusi, 2001.

xiii, 84f. : il.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
Faculdade de Agronomia. Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo,
Porto Alegre, 2001.

1. Solo : Água : Modelo matemático : Equação de Richards. 2. Solo : Balanço
hídrico : Relação solo-água-planta. I.Título

CDD: 631.7

CDU:631.425

Catálogo na publicação:

Biblioteca Setorial da Faculdade de Agronomia da UFRGS

MARCELO BIASSUSI
Engenheiro Agrônomo – Universidade Federal de Pelotas
Mestre em Ciência do Solo – Universidade Federal de Pelotas

TESE

SUBMETIDA COMO PARTE DOS REQUISITOS PARA OBTENÇÃO DO GRAU DE

DOUTOR EM CIÊNCIA DO SOLO

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA

FACULDADE DE AGRONOMIA

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

PORTO ALEGRE (RS), BRASIL

Aprovado em: 19/07/2001

Pela Banca Examinadora

Homologado em:

Por

Prof. Dr. Quirijn de Jong van Lier
Orientador (ESALQ/USP)

Prof. Dr. Eloy Antonio Pauletto
(FAEM/UFPel)

Prof. Dr. Renato Levien
(FA/UFRGS)

Prof. Dr. Cimélio Bayer
(FA/UFRGS)

Prof. Dr. Pedro Selbach
(Coordenador do Programa
de Pós-graduação em Ciência
do solo da FA/UFRGS)

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Professor Quirijn de Jong van Lier pela orientação criteriosa prestada na execução deste trabalho, incentivo e amizade.

Aos professores da Universidade Federal do Rio Grande do Sul pelo complemento na minha formação profissional e pela amizade demonstrada.

Aos amigos e colegas do Curso de Pós-graduação em Ciência do Solo pelo convívio, colaboração e amizade.

Aos professores, funcionários e colegas mestrandos e doutorandos do Departamento de Ciências Exatas da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” pelo aprendizado, convívio e amizade.

Às seguintes instituições pela formação, oportunidade, infra-estrutura e facilidades oferecidas na execução deste trabalho:

Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo da FA/UFRGS;

Departamento de Ciências Exatas da ESALQ/USP;

CAPES e CNPq.

O autor

SIMULAÇÃO DO MOVIMENTO DA ÁGUA NO SOLO UTILIZANDO MODELO NUMÉRICO*

Autor: Marcelo Biassusi
Orientador: Quirijn de Jong van Lier

RESUMO

Um dos principais desafios para o século XXI é o uso sustentável dos recursos hídricos. A agricultura é a maior usuária desse recurso, sendo responsável por aproximadamente 70% dos gastos globais de água. Para o uso racional da água é necessário o conhecimento das propriedades hidráulicas do solo na condição de não-saturação. A simulação do movimento da água no solo através da modelagem é uma ferramenta importante no entendimento do sistema solo-água-planta, pois permite a previsão e estudo do comportamento da redistribuição da água no solo de maneira eficiente. Porém a forte dependência entre os parâmetros hidráulicos do solo (teor de água, potencial matricial e condutividade hidráulica) fazem da modelagem um assunto complicado, necessitando de modelos numéricos que utilizem intervalos discretos de tempo e espaço. Esses intervalos devem ser suficientemente pequenos para que dentro de um intervalo as variações dos parâmetros hidráulicos sejam insignificantes. Nesta tese é proposto um algoritmo para a descrição do movimento vertical da água no solo, definindo o intervalo de tempo como função de uma variação máxima admissível do teor de água. O algoritmo foi testado para alguns conjuntos de dados hidráulicos de solos, utilizando as condições de contorno de um experimento de perfil instantâneo. A eficiência do algoritmo foi verificada em situações práticas, como na previsão do teor de água na Capacidade de Campo e na predição do tempo para ser atingida determinada condição de umidade no solo. Utilizando o algoritmo, também foram estudados o comportamento da retenção e dos parâmetros de condutividade em relação aos parâmetros de drenagem. Concluiu-se que o algoritmo descreve adequadamente o processo de redistribuição de água no solo utilizando intervalos suficientemente pequenos de tempo e espaço; a forma de discretização do tempo não comprometeu a acurácia das medidas; a previsão do teor de água na Capacidade de Campo e do tempo para ser atingida determinada condição de umidade no solo foram satisfatórias; e o algoritmo permite o estudo das relações entre os parâmetros hidráulicos do solo.

* Tese de Doutorado em Ciência do Solo, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (84 p.) - julho de 2001.

SIMULATION OF SOIL WATER MOVEMENT USING A NUMERIC MODEL *

Author: Marcelo Biassusi
Adviser: Quirijn de Jong van Lier

SUMMARY

One of the principal challenges for the 21st century is the sustainable use of water resources. Agriculture is the largest user of that resource, responsible for approximately 70% of global water consumption. Rational use of water includes knowledge of the hydraulic properties of the unsaturated soil. The simulation of soil water movement by modeling is an important tool in the understanding of the soil system, because it allows the forecast and study of the behavior of water redistribution in an efficient way. However, the strong dependence among the soil hydraulic parameters (soil water content, matric potential and hydraulic conductivity) makes this modeling a complicated matter, that can be realized by numeric models using discrete time and space steps. These time and space steps should be sufficiently small for variations of the hydraulic parameters within one step to be insignificant. In this thesis an algorithm is proposed for the description of soil water movement, defining time steps as a function of maximum allowable water content variation. The algorithm was tested for some sets of soil hydraulic data, using border conditions from instantaneous profile experiments. The algorithm's efficiency was verified in practical situations like the forecast of field capacity soil water content and the prediction of soil water content. Using the algorithm, the behavior of retention and conductivity parameters in relation to drainage parameters was studied. It was concluded that the model describes the process of redistribution of water appropriately in the soil using steps sufficiently small of time and space; the discretization of the time didn't jeopardize the accuracy of measurements; the forecast of field capacity soil water content and prediction of soil water was satisfactory; and the algorithm allowed the study of relationships between the hydraulic parameters of the soil.

* Doctorate Thesis in Soil Science, School of Agronomy, Federal University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre (84p.) - July of 2001.

ÍNDICE

RESUMO.....	vi
SUMMARY.....	vii
LISTA DE TABELAS.....	x
LISTA DE FIGURAS.....	xi
RELAÇÃO DE SÍMBOLOS.....	xiii
1. INTRODUÇÃO	1
2. HIPÓTESES CIENTÍFICAS.....	4
3. OBJETIVOS	5
4. REVISÃO DE LITERATURA.....	6
4.1. Relações hídricas no solo.....	6
4.1.1. O fluxo saturado e a equação de Darcy	7
4.1.2. O fluxo não saturado e a equação de Richards	8
4.2. Determinação da condutividade hidráulica	10
4.2.1. Método do perfil instantâneo	11
4.3. Modelagem do fluxo da água no solo.....	13
4.4. Modelos para a obtenção dos parâmetros da equação de fluxo.....	17
4.4.1. Método inverso para a otimização de parâmetros	19
4.5. Relações entre as propriedades hidráulicas e as plantas.....	20
4.5.1. A Capacidade de Campo.....	21
5. MATERIAL E MÉTODOS	23
5.1. Desenvolvimento do algoritmo para a simulação do fluxo de água no solo	23
5.1.1. Relação potencial matricial – teor de água do solo	25
5.1.2. Condutividade hidráulica.....	25
5.1.3. Potencial total das camadas	26
5.1.4. Gradiente de potencial total e densidade de fluxo entre camadas	27
5.1.5. Gradiente da densidade de fluxo.....	27
5.1.6. Determinação do intervalo de tempo da simulação	27
5.2. Verificação do desempenho do algoritmo de simulação	29
5.2.1. Simulação de um experimento de perfil instantâneo	33
5.2.1.1. Comparação dos valores “verdadeiros” de K_s e γ com os calculados pelo método de Hillel.....	34
5.2.1.2. Cálculo reverso através do método de Hillel.....	35

5.3. Aplicações do programa de simulação	37
5.3.1. Estimativa da capacidade de campo	37
5.3.2. Previsão do teor de água futuro do solo.....	38
5.4. Relação entre os parâmetros das relações $\Psi_m-\theta$ e $K-\theta$ e os da equação $\theta = a + blnt$	38
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	40
5.1. Escolha do intervalo de tempo e profundidade ideal para as simulações.....	40
5.2. Resultados obtidos com os parâmetros dos cenários de simulação e da literatura.....	44
5.2.1. Simulação com os solos S1, S2 e S3	44
5.2.2. Simulação com parâmetros hidráulicos obtidos da literatura	51
5.3. Verificação da exatidão do algoritmo através da estimativa dos parâmetros γ e K_s	53
5.4. Aplicações do algoritmo de simulação	56
5.4.1. Previsão do teor de água do solo na Capacidade de Campo.....	56
5.4.2. Previsão do teor de água futuro do solo.....	60
5.5. Comportamento entre os parâmetros hidráulicos das relações $\Psi_m-\theta$ e $K-\theta$	62
6. CONCLUSÕES	69
7. APÊNDICE.....	71
8. BIBLIOGRAFIA CITADA	76

LISTA DE TABELAS

Tabela 01. Parâmetros hidráulicos utilizados nas relações $\Psi_m-\theta$ e $K-\theta$ para três situações de drenagem baseadas no tipo de textura do solo.....	29
Tabela 02. Média dos valores dos parâmetros hidráulicos do modelo de Van Genuchten e da função $K(\theta)=K_S \exp[\gamma(\theta - \theta_s)]$ para algumas classes texturais de solos conforme a USDA.....	31
Tabela 03. Tempo transcorrido para realização de uma simulação de drenagem interna de um perfil com 2,0 m de profundidade por um período de 2 meses utilizando um microcomputador com processador Pentium [®] II 333 MHz e os parâmetros hidráulicos dos cenários de simulação, fixando o valor de Δz em 0,005 m e com diferentes valores de $\Delta\theta_{máx}$ ($m^3 m^{-3}$).	43
Tabela 04. Tempo transcorrido para realização de uma simulação de drenagem interna de um perfil com 2,0 m de profundidade por um período de 2 meses utilizando um microcomputador com processador Pentium [®] II 333 MHz e os parâmetros dos cenários de simulação, com valor fixo de $\Delta\theta_{máx}$ em $0,001 m^3 m^{-3}$ e diferentes valores de Δz (m).	44
Tabela 05. Parâmetros γ e K_S com os respectivos erros associados (ε), obtidos a partir das combinações de diferentes intervalos de tempo×profundidade das leituras dos tensiômetros dos cenários de simulação.	54
Tabela 06. Previsão do teor de água na capacidade de campo obtida a partir das simulações dos três solos em três profundidades do perfil, utilizando três valores de C	57
Tabela 07. Teor de água na capacidade de campo obtidos da literatura para diferentes solos em algumas profundidades do perfil.	59
Tabela 08. Tempo gasto para atingir dois níveis de teor de água em três camadas dos perfis das situações hipotéticas de drenagem, considerando duas taxas de evaporação na superfície.	61
Tabela 09. Coeficientes a e b da equação $\theta = a + b \ln t$ para diferentes valores dos parâmetros hidráulicos γ , α e n do solo.	66

LISTA DE FIGURAS

Figura 01. Fluxograma do algoritmo de simulação.....	24
Figura 02. O efeito do fator λ na relação $\ln K-\theta$ de um solo.....	26
Figura 03. Curvas de retenção dos cenários de simulação utilizados.....	30
Figura 04. Relação $\ln K-\theta$ dos cenários de simulação.....	31
Figura 05. Curvas de retenção baseadas nos parâmetros obtidos da literatura.....	32
Figura 06. Relação $\ln K-\theta$ utilizando os parâmetros obtidos da literatura.....	32
Figura 07. Esquema ilustrativo das condições do experimento de perfil instantâneo utilizado nas simulações.....	34
Figura 06. Razão entre γ e K_s calculados e verdadeiros em função de $\Delta\theta_{máx}$ para os solos S1, S2 e S3 utilizando um Δz de 0,005 m.....	41
Figura 07. Influência dos diferentes Δz testados, nos valores de γ e K_s para os solos S1, S2 e S3 utilizando um $\Delta\theta_{máx}$ de $0,001 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$	42
Figura 12. Teor de água em função do tempo para os solos S1, S2 e S3 em algumas profundidades do perfil, obtidos pelo algoritmo de simulação.....	46
Figura 13. Potencial total em função do tempo para os solos S1, S2 e S3 em algumas profundidades do perfil obtidos pelo algoritmo de simulação.....	48
Figura 14. Densidade de fluxo da água em função do tempo para os solos S1, S2 e S3 em algumas profundidades do perfil obtidos pelo algoritmo de simulação.....	50
Figura 15. Teor de água em função do tempo para os solos obtidos da literatura em algumas profundidades do perfil, obtidos pelo algoritmo de simulação.....	52
Figura 16. Densidade de fluxo da água em função do tempo para os solos obtidos da literatura em algumas profundidades do perfil obtidos pelo algoritmo de simulação.....	53

Figura 18. Relação entre o parâmetro K_s e o coeficiente b da equação $\theta = a + blnt$ utilizando um valor de γ de 35.	63
Figura 19. Relação entre o parâmetro γ e o coeficiente b da equação $\theta = a + blnt$ utilizando um valor de K_s de $0,06 \text{ m h}^{-1}$	63
Figura 20. Relação entre diferentes valores do parâmetro α e o coeficiente b da equação $\theta = a + blnt$ tomando como base para os demais parâmetros aqueles utilizados para o solo S1.	64
Figura 21. Relação entre o parâmetro n e o coeficiente b da equação $\theta = a + blnt$ tomando como base para os demais parâmetros aqueles utilizados para o solo S1.	65
Figura 22. Coeficientes a e b em função de n e α obtidos pelas simulações com $\gamma = 15$	66
Figura 23. Coeficientes a e b em função de n e α obtidos pelas simulações com $\gamma = 60$	67
Figura 24. Coeficientes a e b em função de n e α obtidos pelas simulações com $\gamma = 150$	68

RELAÇÃO DE SÍMBOLOS

a	= coeficiente linear da equação $y=a +blnx$	adimensional
b	= coeficiente angular da equação $y=a +blnx$	adimensional
K	= condutividade hidráulica	$m\ h^{-1}$
K_s	= condutividade hidráulica saturada	$m\ h^{-1}$
K_{s_v}	= condutividade hidráulica verdadeira	$m\ h^{-1}$
K_{s_c}	= condutividade hidráulica calculada	$m\ h^{-1}$
q	= densidade de fluxo da água	$cm\ h^{-1}$
q_i	= densidade de fluxo de água na camada i	$cm\ h^{-1}$
LT	= leitura do tensiômetro	cm de H ₂ O
hc	= distância entre a superfície do solo e a cuba	m
z	= profundidade do solo	m
n	= parâmetro da Equação de Van Genuchten	-
α	= parâmetro da Equação de Van Genuchten	kPa^{-1}
θ	= teor de água do solo	$m^3\ m^{-3}$
θ_s	= teor de água do solo na saturação	$m^3\ m^{-3}$
θ_r	= teor de água residual do solo	$m^3\ m^{-3}$
θ_i	= teor de água na camada i	$m^3\ m^{-3}$
θ_{ni}	= novo teor de água na camada i	$m^3\ m^{-3}$
$\Delta\theta_{máx}$	= variação máxima do teor de água	$m^3\ m^{-3}$
Ψ	= potencial da água no solo	kPa
Ψ_t	= potencial total da água no solo	kPa
Ψ_m	= potencial matricial	kPa
Ψ_{mi}	= potencial matricial na camada i	kPa
Ψ_z	= potencial gravitacional	kPa
Ψ_o	= potencial osmótico	kPa
Ψ_p	= potencial de pressão	kPa
Δt	= variação do tempo	s
Δz	= variação da profundidade	cm
γ	= coeficiente da relação exponencial $K - \theta$	adimensional
ξ	= parâmetro empírico da equação de Mualem, geralmente utilizado 0,5 em solos francos	adimensional
λ	= parâmetro para a correção de $K(\theta)$	adimensional

1. INTRODUÇÃO

Da água que se encontra na superfície terrestre 97,41% acha-se nos mares e oceanos e apenas 2,59% compõem a água doce do planeta. A maior parte da água doce está sob a forma de geleiras ou nos aquíferos subterrâneos. Apenas 0,014% do total da água do planeta é realmente disponível ao consumo humano, sendo encontrada na atmosfera, nos rios e lagos, compondo a biota e a água do solo. Apesar da aparente pouca disponibilidade de água não existem riscos de uma falta global, porém a escassez regionalizada desse recurso natural já é uma realidade.

A utilização global da água verificada entre as décadas de 40 e 80 passou de 1000 km³/ano para 3500 km³/ano existindo previsões de um consumo em torno de 5000 km³/ano neste início de milênio. Conforme a FAO (2001), na América Latina 73% da utilização se dá pela agricultura, 9% pela indústria e 18% pelo uso doméstico. O Brasil é o maior detentor de água doce do mundo, com 12% das reservas mundiais. Desse volume, 70% estão disponíveis na Bacia Amazônica, onde residem apenas 7% da população, enquanto os 30% restantes abastecem 93% dos consumidores.

Pouco se conhece sobre o aproveitamento racional deste recurso natural dito “renovável”. É difícil a previsão de déficits-hídricos regionais no globo, sobretudo quando se inclui na análise o aspecto qualidade da água, devendo ser levado em conta a contaminação dos mananciais.

O solo é o divisor natural entre os reservatórios subterrâneo e atmosférico, recebendo a água da atmosfera na forma de precipitação e do reservatório subterrâneo por ascensão capilar, devolvendo-a por evapotranspiração e drenagem, respectivamente. Salvo situações específicas, o solo encontra-se com o teor de água inferior à saturação. A zona do solo não saturada forma o elo de ligação entre a água que chega à superfície e a água que se encontra no lençol freático, tendo influência dominante na separação dessas duas, pois dependendo das características do perfil do solo como a textura, estrutura e a porosidade, o

movimento da água poderá tornar-se rapidamente desprezível ou persistir por longo tempo, mesmo após cessado um evento de chuva ou irrigação.

O processo de drenagem interna ou redistribuição da água no solo que consiste no aumento do teor de água das camadas mais profundas do solo a partir da água contida nas camadas subjacentes, define a quantidade de água que é retirada a cada instante em diferentes profundidades (Reichardt, 1996). A intensidade da redistribuição e sua duração, determinam a capacidade de armazenamento de água no solo que estará disponível às plantas e aos processos que nele ocorrem.

Situações que envolvam movimento de solutos e contaminantes no solo, suprimento de oxigênio e nutrientes às raízes das plantas, manutenção do processo transpiratório dos vegetais, penetração de raízes, ancoramento de plantas e na compactação do solo pelo pisoteio ou mecanização, necessitam do conhecimento da redistribuição da água no solo. A zona do solo não saturada com água tem ainda a importante função de estabilizar termicamente a superfície do solo.

Em situações agrícolas a campo, raramente se dispõe de uma condição ótima de água no solo para culturas durante um período de tempo muito longo. O fornecimento natural de água pode variar de deficiente a excessivo, de um dia para o outro e durante toda a estação. Um nível ótimo real é difícil de ser determinado, já que é afetado por uma gama de outros fatores e condições que estão constantemente mudando. Mas sendo conhecidas as faixas de água no solo que possibilitam maiores produtividades das plantas cultivadas, fica o desafio de manejá-la de maneira a mantê-la dentro dessas faixas.

Para um bom entendimento e avaliação destas questões, as propriedades hidráulicas que governam o transporte de água no solo devem ser quantificadas. A condutividade hidráulica e o gradiente de potencial da água são propriedades hidráulicas do solo que permitem o entendimento e a avaliação do comportamento da distribuição da água no perfil de solo com o tempo.

Na determinação dessas duas propriedades hidráulicas do solo são utilizados métodos de laboratório ou de campo. Um método direto de campo muito utilizado para medidas da variação do fluxo da água no solo é o método do perfil instantâneo. Neste método se obtêm, em um experimento de drenagem, os valores do teor de água do solo e potencial hidráulico do solo ao longo do tempo em algumas profundidades, possibilitando o cálculo do gradiente de potencial da água e a condutividade hidráulica do solo.

O estabelecimento de uma escala no tempo e em profundidade que possibilite medições acuradas e representativas, é uma das grandes dificuldades em experimentos tipo

perfil instantâneo. Nestes experimentos, as medidas são feitas tomando-se medidas de 10 em 10 ou de 15 em 15 cm de profundidade com intervalos de tempo de observação de um dia. Nessa discretização do processo de drenagem, que na realidade ocorre de forma contínua, não se sabe se esses intervalos de tempo e espaço são adequados ao tipo de solo a ser estudado e se proporcionam a precisão desejada, sendo geralmente estipulados pela intuição do pesquisador com o solo em estudo.

Outra dificuldade para o entendimento do movimento da água no solo é a forte dependência entre os parâmetros teor de água, potencial matricial da água e condutividade hidráulica; pois o movimento da água, que resulta em variações ao longo do tempo do teor de água do solo, é regido pelo gradiente de potencial e pela condutividade hidráulica que são dependentes do próprio teor de água.

Uma forma de compreender melhor o processo de drenagem da água no solo pode ser através do desenvolvimento de um algoritmo baseado nas equações que representem as relações $K-\theta$ e $\Psi_m-\theta$, permitindo a simulação da redistribuição da água a partir de alguns parâmetros hidráulicos do solo previamente determinados. A determinação do intervalo adequado de tempo e de profundidade porém, é uma questão complicada. A sua verificação através de experimentos de campo se torna uma tarefa praticamente inviável, pois para isso, deveríamos conhecer previamente os parâmetros hidráulicos do solo relacionados à curva de retenção de água e à condutividade hidráulica não saturada do solo. A determinação desta última propriedade, normalmente realizada pelo método do perfil instantâneo, está sujeita aos mesmos erros de aproximação que os modelos, utilizando intervalos de tempo e espaço definidos pela frequência de observação e pelo número de equipamentos de medição instalado.

2. HIPÓTESES CIENTÍFICAS

Frente às questões levantadas foram formuladas as seguintes hipóteses de pesquisa: 1) Um modelo numérico para descrição do fluxo da água no solo baseado na equação de Richards pode ser eficiente, desde que os intervalos de tempo e de profundidade utilizados sejam suficientemente pequenos; 2) A eficiência de um tal modelo pode ser verificada, sem a necessidade de aferição a campo, pelo método de cálculo reverso; 3) O modelo, comprovada sua eficiência, pode ser utilizado para a previsão do teor de água do solo, com inúmeras aplicações.

3. OBJETIVOS

Os objetivos desse trabalho foram:

- Desenvolver e testar um algoritmo numérico, simulando as condições de um experimento de perfil instantâneo, verificando a re-obtenção dos parâmetros hidráulicos K_s e γ pelo procedimento inverso de cálculo baseado no método de Hillel (1980), possibilitando avaliar os intervalos de tempo e profundidade “ideais” para o problema.
- Verificar a eficiência do modelo em situações práticas, como na previsão do teor de água na Capacidade de Campo e na previsão do tempo gasto para que o solo atinja um determinado teor de água para diferentes profundidades do perfil.
- Estudar o comportamento dos parâmetros hidráulicos α e n da relação $\Psi_m-\theta$ de Van Genuchten (1980) e dos parâmetros hidráulicos K_s e γ da relação $K-\theta$ em relação aos parâmetros de drenagem do solo.

4. REVISÃO DE LITERATURA

O movimento da água no solo na condição de não saturação, devido a sua importância e complexidade, tem sido um dos mais importantes tópicos pesquisados na física do solo nas últimas décadas. Apesar de avanços teóricos e práticos significativos, a zona do solo não-saturada permanece sendo um desafio para o entendimento científico e manejo tecnológico.

Neste capítulo será apresentado o estado-da-arte em relação aos fundamentos teóricos do processo de redistribuição de água no solo de interesse neste trabalho. Será feita uma breve discussão sobre a determinação das propriedades hidráulicas do solo e a técnica do perfil instantâneo. Também serão abordados alguns aspectos relacionados à simulação computacional utilizando modelos matemáticos e a técnica de estimativa dos parâmetros hidráulicos, bem como demonstrada a importância do processo de redistribuição numa situação prática, como é o caso da Capacidade de Campo. Um estudo detalhado dos processos e conceitos envolvidos com o movimento de água no solo pode ser encontrado em livros textos como Childs (1969), Hillel (1980) e Libardi (2000).

4.1. Relações hídricas no solo

O potencial total da água no solo representa o somatório dos trabalhos realizados quando um volume ou massa infinitesimal de água num estado padrão é levada isotérmica, isobárica e reversivelmente para o estado considerado no solo, sendo que a tendência espontânea da água no solo como de toda a matéria no universo é sempre assumir estados de menor energia potencial (Hillel, 1980). O potencial total da água no solo (Ψ_t) é composto de todos os potenciais que atuam na fase líquida do solo. Ele pode ser expresso em unidade de energia por massa (J kg^{-1}) ou energia por volume (J m^{-3}). Esta última equivale à pressão (Pa, bar, atm, cm H₂O ou cm Hg).

A maioria dos estudos que envolvem o fluxo da água no solo consideram o potencial total como sendo o somatório dos potenciais de pressão (Ψ_p), matricial (Ψ_m) e gravitacional (Ψ_z):

$$\Psi_t = \Psi_p + \Psi_m + \Psi_z \quad (01)$$

Nesses estudos, normalmente o potencial osmótico (Ψ_o) é desconsiderado por ser na maioria dos solos desprezível, principalmente quando o teor de água do solo não é muito baixo. No entanto ele pode tornar-se importante quando ocorre a presença de membranas semi-permeáveis, como no caso das substâncias orgânicas e/ou quando a concentração salina do solo é significativa (Reichardt, 1996).

A densidade de fluxo é proporcional ao gradiente de potencial. Como gradiente de potencial (Pa m^{-1}) equivale à força por volume (N m^{-3}), pode-se dizer que o fluxo de água no solo é o resultado de uma força que age sobre um volume de água, equivalendo ao gradiente de potencial, tendo direção e sentido definidos.

4.1.1. O fluxo saturado e a equação de Darcy

Os primeiros estudos para a quantificação da densidade de fluxo laminar de água num meio poroso saturado, foram realizados por Darcy em 1856. Desses estudos originou-se a equação de Darcy (equação 02), estabelecendo que a quantidade de água que passa por unidade de tempo e de área é proporcional ao produto de duas propriedades hidráulicas do meio poroso: o gradiente de potencial total e a condutividade hidráulica (K).

$$q = -K \frac{\Delta \Psi_t}{\Delta z} \quad (02)$$

Na condição do solo saturado, o potencial total é obtido pelo somatório do potencial gravitacional (Ψ_z) que representa a distância entre o ponto em questão no interior do solo e um nível de referência (geralmente tomado como sendo a superfície do solo), e do potencial de pressão (Ψ_p) que representa a carga ou coluna de água que atua sobre o ponto em consideração. O sinal negativo da equação 02 indica que o fluxo se dá em direção a um decréscimo do potencial hidráulico.

Durante o fluxo saturado, a condutividade hidráulica (K) é considerada uma constante e representa uma característica do solo em transmitir água, dependendo da

permeabilidade intrínseca do solo que está relacionada com sua geometria porosa e com a viscosidade do fluido que escoar.

Desde seu estabelecimento, a equação de Darcy tem sido objeto de várias pesquisas e análises. Segundo Hillel (1980), a equação de Darcy não é universalmente válida para todas as condições de escoamento em meios porosos. Ela é aplicável apenas para escoamento laminar e condições em que as interações solo-água não resultem em variações na fluidez e permeabilidade mediante mudança no gradiente.

Goldenfum (1995), ressalta a afirmativa de Karavokyris *et al.* (1990), de que a equação de Darcy não descreve o fluxo de água em um ponto particular no solo, ela é uma descrição macroscópica do fluxo de água pelo solo sendo uma consequência do efeito global do comportamento microscópico da água.

De acordo com Nielsen *et al.* (1986), evidências experimentais indicam que a equação 02 pode não ser válida para solos de textura muito fina com muito baixos valores de fluxo, sugerindo que um gradiente de potencial limite possa existir, abaixo do qual nenhum fluxo ocorra. Para a faixa de baixos valores de gradiente de potencial e em poros pequenos, uma não-linearidade pode existir devido a ação das forças de adsorção entre a água e as partículas do solo, que conferem à água propriedades de um plástico ideal, em que o escoamento só é possível após vencer as forças de adsorção, a partir do qual o fluido apresenta um comportamento semelhante ao de um fluido Newtoniano (Hillel, 1980; Enfield & Yates, 1990).

4.1.2. O fluxo não saturado e a equação de Richards

Na maioria das vezes, o escoamento em meios porosos ocorre em condições de não-saturação. Nesse caso, as fases sólida, líquida e gasosa interagem entre si originando os fenômenos de capilaridade e adsorção, que irão produzir pressões sub-atmosféricas ou sucções, equivalendo a um potencial negativo de pressão, também chamado de potencial matricial (Ψ_m). Nesta condição o potencial total da água do solo é representado pelo somatório dos potenciais gravitacional e matricial.

Uma das características mais importantes de um meio poroso não-saturado é a relação entre o seu conteúdo de água e o potencial matricial, denominada curva de retenção de água do solo. Esta relação é uma característica do solo, e caso a geometria do sistema não sofra variações, é possível sua utilização para estimar o teor de água do solo a partir do seu potencial matricial e vice-versa.

O primeiro trabalho que se tem notícia, apresentando uma equação que quantifica o movimento da água no solo em condições de não saturação é o de Buckingham (1907). Baseado nas equações de fluxo de calor e de eletricidade, ele foi o primeiro a estudar a relação entre a condutividade hidráulica e o teor de água do solo, estudando também a influência do potencial matricial no potencial total da água do solo não saturado, obtendo uma equação de fluxo semelhante à de Darcy. A então chamada “equação de Darcy-Buckingham”, descreve o movimento de água num meio poroso não saturado e expressa-se da seguinte forma:

$$q = -K(\theta) \frac{d\Psi_t}{dz} \quad (03)$$

Mesmo desconsiderando a histerese, a equação 03 ainda possui uma complexidade matemática bastante elevada, principalmente devido à não-linearidade presente na condutividade hidráulica, sendo esse o principal diferencial entre o escoamento em meio saturado e em meio não-saturado. Neste último, a condutividade hidráulica se torna função do teor de água do solo (θ) ou do potencial matricial (Ψ_m), variando em muitas ordens de grandeza com pequenas variações desses atributos do solo. Como comenta Reichardt (1996), é comum uma redução de K de 100 a 1000 vezes para um decréscimo de 5% no teor de água do solo.

Conforme Hillel (1980), as razões para o decréscimo na capacidade de transmissão de água no solo durante o seu processo de drenagem se deve à obstrução que ocorre na trajetória original da água, quando o espaço que anteriormente continha água vai sendo ocupado por ar. Outra importante causa na redução da condutividade hidráulica, é que o esvaziamento dos poros se inicia pelos de maior diâmetro, e conforme a lei de Poiseuille para fluxos laminares em tubos capilares, ela é diretamente proporcional ao quadrado do raio do tubo (dessa forma, seriam necessários 10.000 capilares de 0,01 mm de diâmetro para igualar a vazão de apenas um com diâmetro de 0,1 mm). Além disso, o preenchimento dos poros com ar aumenta a quantidade de água que fica isolada e descontínua em diversos poros do solo, dificultando ainda mais o fluxo da água.

Richards (1931), baseando-se no princípio da conservação da matéria, associou a equação da continuidade com a equação de Darcy-Buckingham, obtendo assim uma equação diferencial geral que governa o fluxo de água no solo, levando em conta as variações no tempo e espaço. Quando leva-se em conta apenas uma direção z ela é expressada na seguinte forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \cdot \frac{\partial \Psi_t}{\partial z} \right] \quad (04)$$

Essa equação, conhecida como equação de Richards, descreve o fluxo de água em solos não saturados, demonstrando que a variação do teor de água com o tempo é igual à variação do fluxo de água ao longo de uma distância.

4.2. Determinação da condutividade hidráulica

Vários métodos de laboratório e campo têm sido desenvolvidos para a determinação da condutividade hidráulica do solo. Na maioria dos casos, como pode ser visto em Klute & Dirksen (1986) e Green *et al.* (1986), eles variam apenas quanto às técnicas de medida do fluxo e dos gradientes de potencial da água no solo. Existem ainda métodos para estimar teoricamente a condutividade hidráulica a partir de outras propriedades do meio poroso de mais fácil medida, como a textura, quantidade de matéria orgânica e densidade do solo (Gupta & Larson, 1979; Wösten *et al.* 1988; Hack-Ten Broeke *et al.* 1996).

Muitos pesquisadores têm comparado medidas da condutividade hidráulica realizadas em laboratório e no campo. Bouwer (1962) e Dane (1980) obtiveram concordâncias razoáveis entre a condutividade hidráulica saturada medida em campo e laboratório. Wierenga *et al.* (1991) compararam os resultados da condutividade hidráulica saturada obtida em laboratório com os obtidos em medidas a campo utilizando um permeâmetro de Guelph, concluindo que esta comparação possui concordância qualitativa, porém não quantitativa, pois a condutividade hidráulica saturada determinada no campo apresentou uma maior variação nos valores do que a condutividade determinada em laboratório.

A condutividade não-saturada foi medida por Roulier *et al.* (1972) durante a drenagem de um solo de textura franca, descoberto, numa profundidade de 0,68 m, usando sonda de nêutrons e tensiômetros. Eles realizaram medidas em laboratório com amostras indeformadas do mesmo solo, verificando que a condutividade não saturada foi bem mais alta que aquela encontrada a campo. Kanwar *et al.* (1987), obtiveram resultados semelhantes para a condutividade hidráulica saturada e concluíram que os valores obtidos em medidas no campo tendem a ser muito menores que aqueles obtidos em laboratório. As medidas no campo são preferidas por permitirem uma melhor avaliação da variabilidade espacial e temporal dos processos que ocorrem no solo.

Conforme revisão feita por Prevedello (1987), na maioria dos métodos, devido ao tipo de técnica empregada, obtém-se a condutividade hidráulica não-saturada para altos

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

4.2.1. Método do perfil instantâneo

O método do perfil instantâneo é utilizado para a determinação da condutividade hidráulica e difusividade em meios não-saturados. Ele se baseia na equação de Richards para um conteúdo de água e potencial total de água no solo em regime transiente durante a drenagem vertical que ocorre após um evento de chuva ou irrigação.

Este método cobre a faixa de água no solo que se estende da saturação até o limite de funcionamento dos tensiômetros (-100 kPa), que corresponde à faixa de água de interesse agrônômico. Sua aplicação requer o monitoramento do estado transiente da drenagem interna de um perfil de solo, assumindo que o processo seja isotérmico, o perfil esteja inicialmente umedecido de maneira uniforme, o fluxo seja unidimensional e que não ocorra histerese, capacitando o uso da equação de Richards para a drenagem vertical.

Richards *et al.* (1956) foram os primeiros a utilizar esse método a campo. Após saturarem um perfil de solo, eles permitiram que este sofresse evaporação e drenagem. Realizando medidas simultâneas do potencial matricial, utilizando tensiômetros com manômetros de mercúrio instalados em diversas profundidades, e amostragem do solo nas mesmas profundidades para a medida do teor de água, eles estimaram o gradiente de potencial e o fluxo de drenagem (ou evaporação) procurando ao longo do perfil as posições nas quais o fluxo se tornava nulo.

Avanços metodológicos importantes foram introduzidos por Watson (1966), ao substituir a computação das diferenças no tempo e profundidade pelo mais acurado “método do perfil instantâneo”, observando em laboratório a drenagem de colunas de areia inicialmente saturadas, utilizando tensiômetros dispostos ao longo da coluna e uma fonte de radiação gama para determinação do teor de água, possibilitando assim medições no mesmo instante do potencial matricial e do teor de água do solo. A técnica do perfil instantâneo foi então adaptada para o campo utilizando métodos de medida *in situ* do teor de água (Rose *et al.* 1965; Van Bavel *et al.* 1968).

Experimentalmente, as medidas da variação do teor de água com a profundidade e com o tempo podem ser obtidas utilizando sonda de nêutrons, radiação gama, TDR ou a partir da curva de retenção de água no solo. O gradiente de potencial é obtido medindo o potencial matricial através da utilização de tensiômetros instalados no solo em profundidades conhecidas. Com essas medidas é possível, pela da Equação 04, calcular a condutividade hidráulica do solo em função de seu teor de água.

Hillel *et al.* (1972) desenvolveram um método de cálculo para a técnica do perfil instantâneo que permite encontrar a função $K(\theta)$ a partir da evolução do teor de água do solo no tempo num processo de drenagem interna no qual a evaporação é anulada. Conforme Damé *et al.* (1992), o inconveniente da técnica de cálculo utilizada por Hillel é que os valores dos gradientes de potencial total, em relação à profundidade do solo, são obtidos graficamente, o que representa uma possibilidade de erro.

Segundo Reichardt *et al.* (1998) a técnica do perfil instantâneo tem como desvantagem o uso do método das diferenças finitas, e utilizar valores médios do conteúdo volumétrico de água em incrementos de tempo bastante longos. Porém o método das diferenças finitas não é inerente à técnica e os incrementos de tempo nos quais se mede o conteúdo volumétrico de água, dependem da variação do teor de água no processo de redistribuição não sendo estes necessariamente motivos reais de crítica à metodologia.

O mesmo autor ainda cita como desvantagem no método de cálculo comumente usado, a pressuposição de um gradiente unitário, que parece ser válido somente para efeito prático, mas não sendo verificado teoricamente (Reichardt, 1993; Bacchi & Reichardt, 1993), e também que os gradientes hidráulicos são influenciados geralmente, pela natureza e complexidade do solo variando com o tempo e profundidade (Ahuja *et al.* 1988; Chong *et al.* 1981).

Além das limitações inerentes à teoria, a técnica depende das propriedades do solo a ser testado, adequando-se a situações de campo onde o lençol freático é ausente ou se encontra muito profundo para afetar o fluxo da água no solo, podendo o perfil ser homogêneo ou heterogêneo. A técnica também pode apresentar problemas em áreas com declive, em solos com permeabilidade muito pequena ou onde o fluxo lateral não possa ser desprezível (Baker *et al.* 1974).

Na condição de solo com alto teor de água, a limitação do método se produz pelo grau de saturação com a inundação inicial na superfície, que em geral não é maior que 90% do volume poroso (Chong *et al.* 1981; Dirken, 1991; Arya *et al.* 1998). O ar tende a ficar aprisionado na frente de molhamento afetando o comportamento do fluxo da água. Na

condição de solo com baixo teor de água, o limite é dado pelas características do solo em estudo, sendo difícil detectar diferenças no teor de água depois de vários dias de drenagem, ficando os valores do potencial matricial em torno de -20 kPa (Dirksen, 1991). Uma descrição detalhada do método do perfil instantâneo e os cuidados para sua instalação e condução podem ser vistos em Klute & Dirksen (1986) e Libardi (2000).

4.3. Modelagem do fluxo da água no solo

Um modelo pode ser definido como uma abstração de um sistema real, que possa ser utilizado com o propósito de previsão e controle. Naylor *et al.* (1971), tratando da importância dos modelos e de sua construção como parte integrante da pesquisa científica, cita Rosembueth & Wiemer (1940), os quais consideram que nenhuma parte substancial do universo é tão simples que possa ser compreendida e controlada sem abstração. A abstração consiste em substituir a parte do universo em estudo por um modelo semelhante, porém de estrutura mais simples. Este modelo consiste portanto, uma necessidade primordial de qualquer procedimento científico.

A modelagem matemática tem se constituído uma importante ferramenta em estudos hidrológicos. Atualmente os modelos vêm sendo utilizados para preencher lacunas ainda existentes no conhecimento e interpretação dos fenômenos relacionados ao sistema solo-planta-atmosfera, principalmente quando se baseiam em princípios e leis gerais que regem os fenômenos físicos.

O processo de utilização de um modelo é denominado de simulação, podendo ser dividido, conforme Tucci (1998), em três fases: a) ajuste ou estimativa, onde os parâmetros devem ser determinados; b) verificação, que é a simulação do modelo com os parâmetros estimados onde se verifica a validade do ajuste realizado; c) previsão, é a simulação do sistema pelo modelo, com parâmetros ajustados para a quantificação de sua resposta a diferentes entradas.

Apesar da sua importância, sua adoção deve ser cautelosa, considerando o seu grau de aplicabilidade. A incerteza no grau de aplicabilidade de um modelo está associada à variabilidade inerente do fenômeno em si, ao modelo propriamente dito e à estimativa dos parâmetros que o compõem.

O sistema solo-água envolvendo a infiltração, redistribuição e evaporação é um sistema poroso complexo, sendo portanto de difícil modelagem. A não linearidade das relações entre os parâmetros K , θ e Ψ_t que compõem a equação de fluxo, cria dificuldades na

solução de problemas que envolvam o movimento da água num meio poroso. A principal desvantagem na utilização de modelos nesses estudos está na discretização dos processos contínuos e na dificuldade da representação matemática de alguns processos físicos.

Na resolução de equações diferenciais parciais que possuem comportamento não-linear, como é o caso da equação de fluxo de água, geralmente é utilizado o método das diferenças finitas, onde é aplicado um esquema numérico de acordo com as condições iniciais e de contorno. Porém, a solução numérica sempre envolve algum erro com relação à solução analítica verdadeira da equação diferencial, sendo necessário muitas vezes verificar a convergência, estabilidade e precisão numérica do esquema utilizado.

De acordo com Tucci (1998), para um sistema numérico ser convergente, a(s) diferença(s) entre a solução obtida através do esquema numérico e a solução verdadeira devem convergir para zero quando $\Delta x \rightarrow 0$ e $\Delta t \rightarrow 0$, sendo x o espaço e t o tempo. A estabilidade numérica de um esquema é necessária para que se obtenha uma solução aceitável, sendo que a ocorrência de instabilidades se deve principalmente a erros de arredondamentos dos números nas operações (relacionado com as características do computador), e erros de truncamento na expansão da série dos termos envolvidos. A precisão numérica de um esquema deve resultar em critérios para a escolha do Δt e Δx , de tal forma que a solução numérica seja a mais próxima possível da solução verdadeira.

Conforme Kirby (1985), este fato exige técnicas numéricas que utilizem intervalos de tempo e espaço suficientemente pequenos para a obtenção de soluções estáveis e acuradas. A escolha dos intervalos de tempo e profundidade é função da economia e precisão desejada dos resultados. No entanto, à medida que o intervalo de tempo e espaço diminui, o custo para medir os dados da computação aumenta em favor da melhoria da precisão dos resultados.

O mesmo autor utilizou a técnica das diferenças finitas para uma relação exponencial entre a condutividade hidráulica e o potencial matricial, obtendo boa acurácia em estudos de infiltração e drenagem, mesmo para intervalos de tempo e profundidade relativamente grandes, ressaltando que a acuracidade também depende da escolha dos parâmetros condutividade hidráulica e potencial matricial.

Cameron (1978) propôs um modelo para estimar o fluxo de água no solo onde a condutividade hidráulica e a difusividade foram tomadas como funções exponenciais do teor de água. Pelo fato de o solo ser estratificado, o perfil foi dividido em camadas definidas segundo os valores médios de densidade do solo, condutividade hidráulica saturada e o teor de água do solo na saturação. Os resultados indicaram que o modelo superestima o teor de água

próximo à superfície e o subestima nas camadas mais profundas. Como causas do mau desempenho do modelo, o autor cita a não consideração da histerese, a imprecisão na definição das condições de contorno e o fato de a equação de fluxo se aplicar somente a solos homogêneos.

Ajustes feitos nas equações de condutividade hidráulica e difusividade tornaram os resultados preditos mais próximos dos medidos a campo, permanecendo, entretanto, o fato de não se conseguir um bom desempenho de modelos sem que os dados de campo sofram alguns ajustes.

Hillel *et al.* (1976) desenvolveram um modelo macroscópico para estudar a água próximo ao sistema radicular e seu movimento e de solutos no perfil do solo. Para isso, dividiram o sistema radicular em seções, nas quais podem ser definidos os parâmetros do modelo: propriedades hidráulicas do solo e do sistema radicular, o teor de água, concentração de sais na solução do solo, a densidade e distribuição do sistema radicular e a evapotranspiração com suas flutuações diárias. É um dos poucos modelos que leva em consideração que o componente osmótico do potencial total é função do teor de água. Os autores concluem que o esgotamento da água no solo é uma função de fatores do solo, da planta e do clima que podem ser descritos sistematicamente e quantitativamente por simulação dinâmica.

Saxton *et al.* (1974), desenvolveram um procedimento para estimar a evapotranspiração (ET) real diária e a distribuição da água no perfil do solo levando em conta características do crescimento de plantas. Para isso eles utilizavam como dados de entrada no modelo a ET potencial diária e da cultura e o teor de água do solo. A evaporação causada pela interceptação foliar, a evaporação do solo e a transpiração das plantas foram computadas separadamente por várias relações; estes valores foram combinados para prover a ET real diária estimada. Para a calibração e verificação do modelo, foram utilizados os dados obtidos por três anos de duas bacias hidrográficas conhecidas, uma cultivada com milho e a outra com pastagem. Computaram-se os seguintes parâmetros hidráulicos: precipitação, vazão de saída, teor de água do solo em diferentes profundidades e observações do lençol freático. Foram feitas também medições diárias da radiação líquida, teor de água do solo e temperatura do ar e velocidade do vento. Os resultados mostraram que os valores calculados da ET real e do teor de água no perfil do solo concordaram suficientemente com os dados observados podendo ser usados em estudos hidrológicos e modelos.

Muitos modelos têm sido desenvolvidos para descrever o fluxo de solutos e pesticidas em condições transientes, requerendo uma predição adequada do movimento da

água no solo. Jarvis *et al.* (1991a,b), apresentaram um modelo mecanístico (MACRO model) para descrever o transporte de água e solutos não reativos nos macroporos do solo. O modelo foi testado com sucesso após medidas da vazão de água e da lixiviação de cloreto em um lisímetro sob condições de campo.

Este modelo mais tarde sofreu modificações permitindo operar com dois domínios de fluxo, um para os macroporos e o outro para os microporos, podendo interagir entre si, possuindo ainda uma permuta opcional para o cálculo do fluxo horizontal para drenos a campo. Nos dois domínios, o grau de saturação, a condutividade e a densidade de fluxo da água definem diferentes regiões no perfil, sendo que o grau de saturação nos macroporos define o local e a extensão da zona saturada. No caso de estar atuando somente o domínio dos microporos o modelo é reduzido para a solução da equação de Richards para o movimento da água e a equação dispersão-convecção para o movimento de solutos e pesticidas (Jarvis, 1991). O autor fez uma análise da sensibilidade para o caso de lixiviação de pesticidas em um solo argiloso estruturado, comentando que apesar da dificuldade para a estimativa da condutividade hidráulica saturada, esta apresentou pouca sensibilidade no processo de lixiviação.

Outro modelo muito utilizado, por ser considerado determinístico, mecanicista e orientado à pesquisa, é o LEACHM (Leaching Estimation and Chemistry), baseado em diferenças finitas unidirecionais. Ele foi desenvolvido para simular o movimento da água e solutos, utilizando um maior número de variáveis ambientais do que outros modelos mais simples (Inskeep *et al.* 1996). O modelo usa uma variável temporal tendo como base as variações no conteúdo de água no perfil do solo, a equação de Richards e a equação de convecção-dispersão, possibilitando descrever o fluxo transiente da água e o movimento de solutos. O modelo também permite estimar a profundidade e crescimento radicular com o tempo, o uso da água (evapotranspiração) e a evaporação (Wagenet & Hutson, 1989).

O modelo LEACHM foi posteriormente modificado (Hutson & Wagenet, 1993), onde foram substituídas as equações de Richards e da convecção-dispersão pelo modelo adaptado de Adiscott (1977). A nova versão (LEACHA) divide o perfil do solo em camadas horizontais e usa uma variável temporal diária para calcular os fluxos e variações no conteúdo de água e compostos químicos para cada camada. Os parâmetros de entrada no modelo são conteúdo de argila, densidade do solo e conteúdo de carbono orgânico. As propriedades de retenção hídrica foram estimadas utilizando-se equações de regressão desenvolvidas por Rawls & Brakensiek (1982), que relatam a retenção de água em função do tamanho de partículas, da densidade do solo e dos dados de matéria orgânica.

4.4. Modelos para a obtenção dos parâmetros da equação de fluxo

Os modelos para a descrição do fluxo de água no solo, fundamentados na equação de Richards, requerem o conhecimento de parâmetros físico-hídricos do solo de difícil obtenção, incluindo as relações $K-\theta$ e $\Psi-\theta$. Muitos esforços têm sido feitos para a obtenção de equações ou modelos matemáticos que se ajustem a estas relações (Mualem, 1976; Van Genuchten, 1980; Libardi *et al.* 1980; Chong *et al.* 1981).

Como relatam Brooks & Corey (1964), em trabalhos realizados no início do século em áreas da engenharia e da indústria do petróleo desenvolveram-se modelos tentando relacionar permeabilidade efetiva, saturação e potencial de água em meios porosos, onde se destacaram os trabalhos de Kozeny (1927) e Carman (1937). Mais tarde Burdine (1953) desenvolveu teorias relacionando a conectividade dos poros com a curva de retenção de água do solo. Desses primeiros trabalhos derivaram as expressões de Mualem (1976), Van Genuchten (1980) e Russo (1988) que permitem a determinação da condutividade hidráulica não saturada baseando-se na curva de retenção.

Os modelos existentes para a estimativa da condutividade hidráulica do solo (K) em função do teor de água (θ) ou potencial matricial (Ψ_m) podem ser subdivididos em três grupos: os empíricos, os macroscópicos e os estatísticos (Mualem, 1986). Os modelos empíricos relacionam o teor de água do solo ou potencial matricial com a condutividade hidráulica através de equações funcionais que não têm fundamento teórico. Equações desse tipo foram desenvolvidas principalmente até a década de 60 e algumas das mais utilizadas são as de Brooks & Corey (1964) e de Rijtema (1965).

Os modelos macroscópicos representam uma relação analítica entre K e Ψ_m ou θ , normalmente deduzida com base na integração de fenômenos microscópicos. Nesse grupo encontram-se os modelos de Averjanov (1950), Yuster (1951) e Mualem (1978), também citados por Mualem (1986).

Os modelos denominados “estatísticos” estabelecem a relação entre Ψ_m ou θ e a condutividade hidráulica relativa, sendo essa última a razão entre condutividade hidráulica não saturada e saturada. Nesses modelos, o solo é considerado um conjunto de poros interconectados que conduzem água, quando saturados, conforme a lei de Poiseuille.

A divergência entre os modelos está na maneira em que simplificam o sistema poroso a fim de poder desenvolver equações utilizáveis. O modelo estatístico mais desenvolvido é o de Mualem (1976), que o testou com base em dados de quase 50 solos de

diferentes lugares do mundo. Com base nesse modelo, Van Genuchten (1980) desenvolveu um conjunto de equações que relaciona a curva de retenção de água no solo com a curva de condutividade hidráulica.

Em trabalhos mais recentes, novas técnicas para estimar propriedades hidráulicas do solo foram apresentadas. Entre estas, as aproximações através da teoria fractal ganharam importância. Tyler & Wheatcraft (1989, 1990) propuseram um modelo físico para a descrição da estrutura da porosidade em função da granulometria, baseado no conceito da geometria fractal. Com base na mesma teoria, Perfect *et al.* (1996) desenvolveram um modelo tridimensional para um meio poroso que mostrou ajustar-se muito bem a 36 curvas de retenção de diferentes solos.

Também encontram-se na literatura, alguns trabalhos dedicados exclusivamente à comparação de métodos para a determinação da condutividade hidráulica. Marion *et al.* (1994) compararam três métodos de campo e três de laboratório. Eles consideraram que os resultados obtidos pelos métodos de campo têm uma maior confiabilidade, e destacaram que o método de Libardi *et al.* (1980) mostrou acurácia apenas para as maiores profundidades. Stolte *et al.* (1994) avaliaram seis métodos de laboratório em solos de textura média e arenosa, e concluíram que uma das dificuldades em medir a condutividade hidráulica está na histerese entre os valores obtidos durante a secagem e o molhamento. Yates *et al.* (1992) compararam o método de Van Genuchten/Mualem (Van Genuchten, 1980) com dados obtidos diretamente e encontrados na literatura, para 36 diferentes solos. Eles propõem vários métodos de ajuste das curvas de retenção e de condutividade hidráulica, em função dos dados disponíveis.

Prevedello *et al.* (1995) testaram o método de Van Genuchten/Mualem para uma areia marinha, utilizando para o parâmetro empírico ξ o mesmo valor encontrado por Mualem (1976), e comparando os valores com aqueles obtidos através do método do perfil instantâneo. Esses autores encontraram uma boa correlação entre os dois métodos. Setiawan & Nakano (1993), estudando a condutividade hidráulica num solo arenoso e de textura média, concluíram que as estimativas através da curva de retenção conforme Mualem (1976) são melhores para condições mais secas, mas subestimam para teores de água do solo próximos à saturação.

Os valores da condutividade hidráulica obtidos pelo método de campo descrito por Hillel *et al.* (1972), foram comparados com os estimados pelo modelo de Van Genuchten (1980), em um Latossolo Vermelho-Amarelo, textura média por Bacchi & Reichardt (1988). Eles concluíram que o modelo de Van Genuchten subestima os valores de condutividade

hidráulica para teores de água próximos à saturação e os estima satisfatoriamente para teores de água do solo menores.

Timm (1994), avaliou o desempenho dos modelos de Brooks & Corey, de Campbell e de Van Genuchten, comparando os resultados de condutividade hidráulica do solo não-saturado, obtidos pelos modelos, com aqueles obtidos experimentalmente, em nível de campo, para sete solos. Em geral, todos os modelos subestimaram os valores determinados de condutividade hidráulica, sendo que os modelos de Brooks & Corey e de Campbell apresentaram estimativas praticamente iguais em todos os solos estudados, e foram melhores que o modelo de Van Genuchten na predição da condutividade hidráulica.

Jong van Lier & Libardi (1999), estudaram a variabilidade dos parâmetros da equação que relaciona condutividade hidráulica com o teor de água do solo utilizando o método do perfil instantâneo, e concluíram que os valores do teor de água do solo *versus* tempo ajustaram-se muito bem a uma equação de potência e os valores de potencial total *versus* profundidade ajustaram-se muito bem a uma equação polinomial de segundo grau. Os mesmos autores também concluíram que as grandes diferenças ocorridas entre repetições de determinações da função $K(\theta)$, pelo método do perfil instantâneo devem-se principalmente à variabilidade muito grande dos valores de K_s estimados por esse método, em consequência das diferenças nos valores de θ_s , e em menor grau às diferenças entre os valores de γ encontrados.

4.4.1. Método inverso para a otimização de parâmetros

Vários pesquisadores têm estudado a aplicação de métodos que visam a otimização de parâmetros para a determinação das propriedades hidráulicas (Dane & Hruska, 1983; Zachmann *et al.* 1981; Kool *et al.* 1987; Abbaspour *et al.* 2000). Estes métodos têm despertado interesse por permitir que se obtenha os parâmetros das relações $K-\theta$ e $\Psi_m-\theta$ a partir de experimentos simples realizados em laboratório, possibilitando avaliar os parâmetros para diferentes condições de contorno em um mesmo experimento, de forma rápida e pouco dispendiosa (Finsterle *et al.* 1999). Dirksen (1991), cita o trabalho de Kool *et al.* (1986), que avaliaram a histerese em funções hidráulicas pela resolução de um problema inverso realizando a secagem e o molhamento de uma mesma coluna de solo.

Para a estimativa dos parâmetros por esse método, realiza-se um experimento num perfil de solo uniforme, durante o qual o conteúdo de água e/ou o potencial total da água do solo são acuradamente medidos. Um experimento semelhante é então realizado por um

método de campo ou de laboratório, como por exemplo o método do perfil instantâneo, onde em adição às medidas do teor de água do solo, várias condições de contorno como a profundidade do lençol freático, chuva ou evaporação, ou a quantidade de água perdida pela amostra, são registradas. Em seguida o fluxo de água num perfil é simulado através de um modelo numérico computacional, usando como dados de entrada os valores das condições de contorno e estimando os parâmetros medidos. Após a conclusão da primeira simulação, novas simulações são realizadas com os novos valores estimados para os parâmetros não conhecidos até que as diferenças entre os valores do teor de água e de retenção de água do solo calculados e medidos sejam minimizadas (Hendrickx, 1990).

Trabalhos recentes têm empregado o método de cálculo inverso para estimativa dos parâmetros hidráulicos (Santini *et al.* 1995; Simunek & Van Genuchten, 1996; Nützmann *et al.* 1998). Nesse procedimento, medidas das variáveis do sistema como o conteúdo de água, o potencial total de água e a densidade de fluxo, são utilizadas para obtenção dos parâmetros do modelo, da condutividade hidráulica saturada, dos parâmetros da curva de retenção de água do solo ou parâmetros de transporte. A técnica consiste na associação de um modelo numérico de fluxo com um algoritmo de otimização dos parâmetros, como o de Levenberg-Marquadt (Marquadt, 1963) também utilizado por Kool *et al.* (1987).

Abbaspour *et al.* (2000), utilizaram o método de cálculo inverso para estimativa dos parâmetros hidráulicos em um solo não saturado, composto de 5 camadas distintas, onde uma era compactada. O experimento foi realizado a campo sendo feitas medidas de irrigação e drenagem. Os autores concluíram que o processo é promissor não somente na obtenção de parâmetros mas também como uma ferramenta no processo de análise do sistema. Também concluíram que os parâmetros hidráulicos foram mais afetados pela camada compactada e em menor grandeza pelo fluxo preferencial e pelo ar retido durante o processo de irrigação.

4.5. Relações entre as propriedades hidráulicas e as plantas

A maioria das plantas transpira diariamente uma quantidade de água maior que aquela que está retida em seus tecidos. O fluxo de água que ocorre do solo para a planta se dá através de uma continuidade de água desde o solo até a atmosfera. Neste contínuo são transportados os nutrientes minerais e os produtos orgânicos da fotossíntese, essenciais para seu crescimento e desenvolvimento. Somente uma pequena quantidade de água é armazenada na própria planta. Este conteúdo de água não pode variar muito devido ao risco de ocorrer

estresse irreversível na planta (Bergamaschi, 1999).

O solo funciona como um reservatório de água para as plantas, pois embora seja aberto para a atmosfera e para os horizontes mais profundos do perfil, ele retém água por meio das interações que ocorrem em sua matriz. Como afirmam Cassel & Nielsen (1986), essa é uma das mais importantes funções do solo, sendo que a capacidade de armazenamento de água varia de solo para solo e num mesmo solo entre seus horizontes, estando relacionada com a distribuição do tamanho dos seus poros.

A capacidade de armazenamento de água do solo é determinada por processos dinâmicos como infiltração, redistribuição, drenagem e evapotranspiração, portanto não é uma quantidade fixa ou uma propriedade estática, sendo definida por taxas variáveis no tempo de entrada e saída de água.

4.5.1. A Capacidade de Campo

O armazenamento de água no solo é um fenômeno temporário ditado pela dinâmica da água no solo. Esse fato complica sua descrição matemática, o que fez com que ao longo do tempo fossem introduzidos conceitos não rigorosamente corretos, mas aceitáveis do ponto de vista prático.

Na primeira metade do século, Veihmeyer & Hendrickson (1931, 1949) introduziram o conceito de capacidade de campo na tentativa de quantificar a capacidade de retenção de água do solo. Traduzido por Reichardt (1988), eles a definiram como “a quantidade de água retida pelo solo depois que o excesso tenha drenado e a taxa de movimento descendente tenha decrescido acentuadamente, o que geralmente ocorre dois a três dias depois de uma chuva ou irrigação em solos permeáveis de estrutura e textura uniformes”.

O fluxo de água no solo depende do produto entre a condutividade do solo e o gradiente de potencial. De acordo com Reichardt (1988), a principal causa da redução do fluxo de drenagem é devida à drástica redução da condutividade hidráulica do solo, o que ocorre em tempo relativamente curto (dias). O gradiente de potencial total da água pode acelerar a redução do fluxo, mas sua atuação é muito demorada e ocorre em tempo relativamente longo (meses). Como resultado, teoricamente o fluxo de drenagem num solo sem lençol freático não cessará antes que o solo esteja completamente seco, conforme explicam Jury *et al.* (1991).

Souza (1989), realizou um estudo detalhado a campo e em laboratório sobre a

utilização e estimativa da capacidade de campo utilizando um Latossolo Vermelho Amarelo e uma Terra Roxa Estruturada com características físico-químicas bastante distintas, e concluindo que a capacidade de campo é um conceito ideal de um estado transitório e dinâmico, devendo ser expresso de forma dinâmica, não por parâmetros estáticos como determinados valores de potencial de água no solo ou relacionando a matriz do solo, pois estes não apresentam correlações que possam ser sistematizadas entre solos, não devendo ser adotados.

Na determinação da capacidade de campo muitas vezes tem-se associado um determinado potencial de água no solo, geralmente 33 kPa, 10 kPa ou 6 kPa, conforme sua composição textural. Este fato ignora o seu verdadeiro conceito, reduzindo a validade da sua utilização (Silva & Ribeiro, 1997; Tormena *et al.* 1998 e Netto *et al.* 1999).

A escolha do tempo ideal para a medida da capacidade de campo dependerá portanto, do tipo de estudo que é realizado no solo. Se o interesse é a irrigação ela poderá ser determinada dois a três dias após o processo de molhamento do solo. Se o interesse for a lixiviação de nutrientes, pesticidas e abastecimento de aquíferos ou outros processos dinâmicos do solo, deve-se determiná-la em tempo mais longo, baseado em um valor do fluxo de drenagem que para o propósito seja desprezível (Reichardt, 1988).

Jong van Lier (2000), estudando índices de disponibilidade da água às plantas, fez uma análise crítica sobre o conceito “Capacidade de Campo”, observando que sua definição necessita de critérios adicionais. O mesmo autor sugere a busca de um novo índice dinâmico da qualidade físico-hídrica do solo, que envolva as perdas por drenagem, considerando o tempo em determinada condição de evapotranspiração e o teor de água do solo. E também que se realizem estudos relacionando a condutividade hidráulica com as condições de umidade que as raízes encontram ao seu redor e a produção vegetal.

5. MATERIAL E MÉTODOS

Para o estudo do fluxo de água no perfil do solo desenvolveu-se um algoritmo computacional que permite a estimativa da distribuição do teor de água num perfil de solo ao longo do tempo a partir dos parâmetros das relações $\Psi_m-\theta$ e $K-\theta$. A linguagem de programação utilizada para seu desenvolvimento foi o Microsoft QuickBasic.

Para verificar a funcionalidade do modelo executaram-se cenários de simulação, com as condições de contorno de um experimento de perfil instantâneo, nos quais se verificou o grau de semelhança entre os parâmetros da relação $K-\theta$ utilizados como entrada, e os valores desses parâmetros obtidos pelo método inverso.

Aplicou-se o modelo desenvolvido para demonstrar a relação entre parâmetros da curva de retenção de água de um solo e sua capacidade de campo. Também foi realizado um estudo sobre o comportamento entre os parâmetros das relações $\Psi_m-\theta$ e $K-\theta$, verificando qual a influência que a variação dos parâmetros dessas relações, fixando um deles e variando os outros parâmetros.

5.1. Desenvolvimento do algoritmo para a simulação do fluxo de água no solo

O algoritmo para a simulação do processo de fluxo de água no solo foi desenvolvido, contabilizando o fluxo transiente da água nas camadas do perfil de solo. São considerados apenas os movimentos da água na direção vertical, levando em conta portanto, o movimento da água devido aos processos de drenagem e ascensão capilar.

O perfil é dividido em i camadas horizontais, com uma mesma espessura (Δz), caracterizadas pela sua coordenada de posição e pelo seu respectivo potencial matricial (Ψ_{mi}). O início do processo de fluxo de água no solo se dá em função da diferença de potencial total entre as camadas do perfil.

O mecanismo do modelo pode ser observado no fluxograma da Figura 01 e, em linguagem computacional (QuickBasic) no Apêndice.

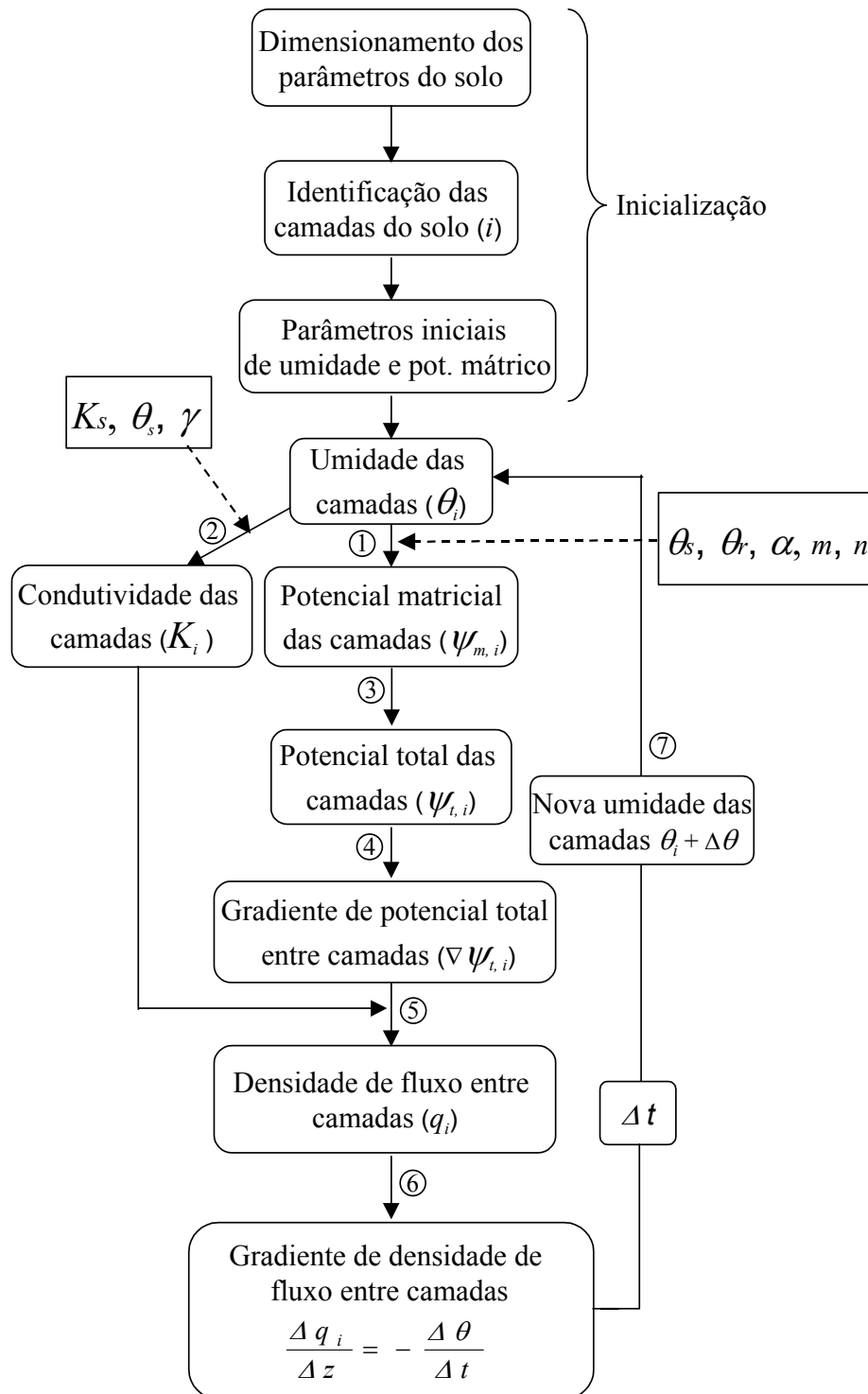


Figura 01. Fluxograma do algoritmo de simulação.

Como os parâmetros hídricos θ , K e Ψ_m são interdependentes, a espessura das camadas (Δz) e o intervalo de tempo (Δt) devem ser suficientemente pequenos, de maneira que as alterações no teor de água das camadas dentro de um intervalo de simulação sejam tão

pequenas, que se possam desprezar erros devidos a modificações na condutividade e no potencial matricial das mesmas.

5.1.1. Relação potencial matricial – teor de água do solo

O potencial de cada camada do solo é calculado com base no teor de água do solo pela equação de Van Genuchten (1980), onde Ψ_m representa o potencial matricial (em kPa), θ_s e θ_r são respectivamente os teores de água na saturação e residual do solo (em $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) e α (kPa^{-1}), m e n são parâmetros empíricos do modelo:

$$\theta_i = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\left[1 + (\alpha \cdot \Psi_m)^n\right]^m} \quad (05)$$

ou, explicitando-se Ψ_{mi} :

$$|\Psi_{mi}| = \frac{\left[\left(\frac{\theta_s - \theta_r}{\theta - \theta_r}\right)^{1/m} - 1\right]^{1/n}}{\alpha} \quad (06)$$

Conforme sugerido em Van Genuchten (1980), utilizou-se a dependência entre os parâmetros m e n dessas equações:

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad (07)$$

5.1.2. Condutividade hidráulica

Com base no teor de água das camadas e os parâmetros θ_s , θ_r , K_s e γ , é calculada a condutividade hidráulica das camadas através de uma relação exponencial entre a condutividade hidráulica e o teor de água no solo, análoga à proposta por Libardi *et al.* (1980) e Nielsen *et al.* (1973) (passo 2 da Figura 01):

$$K(\theta) = K_s \cdot e^{\gamma(\theta - \theta_s)} \quad (08)$$

Na equação 08 a condutividade hidráulica saturada do solo é representada por K_s (cm dia^{-1}), o teor de água do solo na saturação por θ_s ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) e γ é um parâmetro de ajuste da equação.

Pela equação 08, mesmo para $\theta = \theta_r$, $K(\theta_r) > 0$. Dessa forma, nessa situação pode ocorrer fluxo de água, podendo resultar em valores de θ menores que θ_r em algum lugar do perfil do solo, contrariando o próprio conceito de θ_r . Para evitar que isso aconteça alterou-se a equação 08 expressando-a como:

$$K(\theta) = K_s \cdot e^{\gamma(\theta - \theta_s)} \cdot e^{\lambda \frac{\theta - \theta_s}{\theta - \theta_r}} \quad (09)$$

O expoente $\lambda \frac{\theta - \theta_s}{\theta - \theta_r}$ da equação 09, com λ como parâmetro empírico, faz com

que a condutividade hidráulica tenda a zero quando o teor de água do solo se aproxime do teor de água residual. Isto pode ser visto no exemplo da Figura 02, onde o valor do teor de água residual foi $0,1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Para $\lambda = 0$ a equação 09 é igual à equação 08.

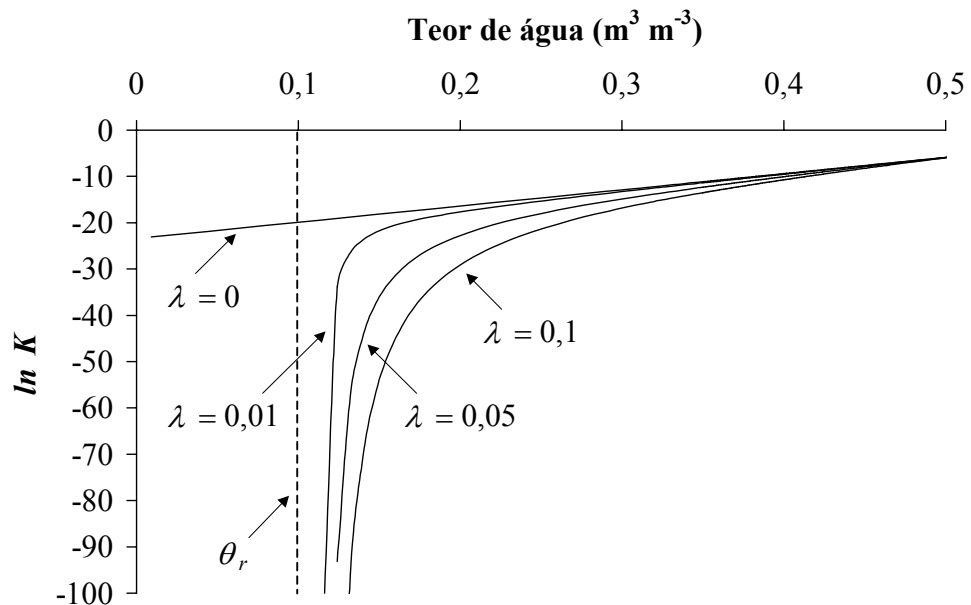


Figura 02. O efeito do fator λ na relação $\ln K - \theta$ de um solo.

5.1.3. Potencial total das camadas

Com o conhecimento do potencial matricial das camadas e suas respectivas profundidades (z_i), foi realizado o cálculo do potencial total de cada camada (Ψ_{ti}) (passo 3 da Figura 01). Assim, para uma condição de não saturação tem-se que:

$$\Psi_{ti} = \Psi_{mi} + \Psi_{zi} \quad (10)$$

A partir do potencial total de cada camada calcula-se a variação do potencial total entre as camadas ($\Delta\Psi_t$), (passo 4 da Figura 01), onde Ψ_{i+1} representa o potencial total da camada subjacente a camada i :

$$\Delta\Psi_t = \Psi_{ii} - \Psi_{ii+1} \quad (11)$$

5.1.4. Gradiente de potencial total e densidade de fluxo entre camadas

O gradiente de potencial total da água no solo é obtido, dividindo-se a diferença do potencial total entre as camadas pela variação da distância vertical (z), ou seja, pela espessura das camadas utilizadas na simulação:

$$\nabla\Psi_t = \frac{\Delta\Psi_t}{\Delta z} \quad (12)$$

Com o conhecimento do gradiente de potencial total e da condutividade hidráulica ($K(\theta)$) calculam-se as densidades de fluxo entre as camadas (q_i) conforme a equação de Darcy-Buckingham (equação 03) (passo 5 da Figura 01).

5.1.5. Gradiente da densidade de fluxo

Com os valores de fluxo entre as camadas realiza-se o cálculo do fluxo entre as camadas (passo 6 da Figura 01) uma vez que

$$\frac{\Delta q}{\Delta z} = \frac{q_i - q_{i+1}}{\Delta z} \quad (13)$$

onde q_{i+1} é o fluxo da camada subjacente à camada de fluxo q_i .

A partir da densidade de fluxo entre as camadas e baseado na lei da conservação das massas obtém-se a variação do teor de água das camadas no tempo, através da equação de Richards (equação 04) pois:

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} = -\frac{\Delta q}{\Delta z} \Rightarrow \Delta\theta = -\frac{\Delta q}{\Delta z} \Delta t \quad (14)$$

5.1.6. Determinação do intervalo de tempo da simulação

Devido à interdependência dos parâmetros hídricos θ , K e Ψ_m , de maneira análoga ao que foi afirmado com relação à espessura das camadas (Δz), o intervalo de tempo da simulação (Δt) deve ser suficientemente pequeno, de forma que as alterações no teor de água das camadas dentro de um intervalo de simulação sejam tão pequenas que possibilite desprezar erros devidos a modificações na condutividade e no potencial matricial das mesmas dentro de um intervalo.

Desta forma, o intervalo de tempo da simulação foi determinado para cada etapa de simulação pelo critério de que em nenhuma camada do solo o teor de água poderia variar mais do que um valor pré-determinado ($\Delta\theta_{m\acute{a}x}$)

Pela equação da continuidade verifica-se que

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} = -\frac{\Delta q}{\Delta z} \quad (15)$$

reescrevendo e considerando $\Delta\theta = \Delta\theta_{m\acute{a}x}$ tem-se

$$\Delta t = \frac{-\Delta\theta_{m\acute{a}x}}{\Delta q / \Delta z} \quad (16)$$

Substituindo a equação 02 na 16 obtém-se:

$$\Delta t = \frac{\Delta\theta_{m\acute{a}x}}{\Delta \left[K \cdot \frac{\Delta\Psi_t}{\Delta z} \right] / \Delta z} \quad (17)$$

Assim, estabelecendo a variação máxima do teor de água admissível ($\Delta\theta_{m\acute{a}x}$) e conhecendo-se os valores de K e de Ψ_t no perfil em simulação naquele instante, encontra-se um valor de Δt para cada camada. O menor desses, no perfil, é utilizado como intervalo de tempo naquela etapa de simulação, fazendo com que a variação do teor de água não ultrapasse o valor de $\Delta\theta_{m\acute{a}x}$ estabelecido em nenhum lugar do perfil.

Com o conhecimento do intervalo de tempo (Δt), é calculado o novo teor de água das camadas também pela equação 15 (passo 7 da Figura 01), porém desta vez ela toma a seguinte forma:

$$\Delta\theta = -\frac{\Delta q}{\Delta z} \Delta t \quad (18)$$

onde $\Delta\theta$ é a nova variação do teor de água naquele intervalo de tempo. E o novo teor de água da camada (θ_{ni}) é calculado da seguinte forma

$$\theta_{mi} = \theta_i + \Delta\theta \quad (19)$$

5.2. Verificação do desempenho do algoritmo de simulação

Com a finalidade de se verificar o desempenho do algoritmo de simulação foram criados cenários de simulação. Estes cenários, conforme pode ser visto na Tabela 01, constam dos parâmetros das relações $\Psi_m-\theta$ (α , m , n , θ_s e θ_r) e $K-\theta$ (γ , θ_s , K_s) para três situações de drenagem em solos de diferentes texturas. Essas situações de drenagem portanto não se referem a solos verdadeiros, e sim a parâmetros hidráulicos que se ajustam à determinadas situações de drenagem do solo.

O primeiro solo (S1) possui os parâmetros hidráulicos que poderiam ser encontrados em solos com predominância de argilominerais do tipo 1:1 que, devido a sua estabilidade, conferem ao solo boa estruturação permitindo condições de drenagem e armazenamento da água adequados, como ocorre nos Latossolos. O segundo solo (S2), tem os parâmetros hidráulicos típicos de um solo de textura média, onde a presença da fração areia é predominante, conferindo ao solo uma rápida drenagem e baixa capacidade de armazenagem da água. Para o terceiro solo (S3) utilizaram-se os parâmetros hidráulicos típicos de um solo com a predominância de argilominerais do tipo 2:1 com grau elevado de compactação, conferindo ao solo uma grande capacidade de retenção da água e deficiente condição de drenagem interna.

Tabela 01. Parâmetros hidráulicos utilizados nas relações $\Psi_m-\theta$ e $K-\theta$ para três situações de drenagem baseadas no tipo de textura do solo.

Solo	Caracterização	Parâmetros						
		θ_s ($m^3 m^{-3}$)	θ_r ($m^3 m^{-3}$)	K_s ($m h^{-1}$)	α (kPa^{-1})	n -	m -	γ -
S1	Argiloso 1:1	0,65	0,10	0,06	0,25	3	0,667	35
S2	Franco	0,50	0,05	0,3	0,25	3	0,667	30
S3	Argiloso 2:1	0,46	0,15	0,008	0,23	1,30	0,231	63

Utilizando os parâmetros para os três solos, foram realizados testes com diferentes valores de Δz e $\Delta\theta_{máx}$ verificando qual o melhor valor para ser utilizado nas simulações, levando em conta a acuracidade das medidas e também o tempo para a realização de uma simulação, uma vez que quanto menor os valores de Δz e $\Delta\theta_{máx}$, maior o tempo de processamento de uma simulação. Os valores testados para o $\Delta\theta_{máx}$ foram 0,1; 0,01; 0,001;

0,0001; 0,00001; 0,000005 e 0,000001 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$. Para o Δz foram testados os valores 0,05; 0,02; 0,01; 0,005; 0,002 e 0,001 m.

A partir dos valores de potencial total e do teor de água obtidos pela simulação dos solos S1, S2 e S3 foi empregado o procedimento reverso para o cálculo da relação $K-\theta$, baseado no método de Hillel (1980), conforme será visto no item 4.2.1.2. O resultado desse procedimento de cálculo deve fornecer valores bastante próximos aos parâmetros γ e K_s , utilizados na entrada do programa de simulação. Assim, foram realizadas comparações entre os parâmetros γ e K_s da relação $K-\theta$ calculados a partir das simulações e os valores verdadeiros desses parâmetros usados na entrada do algoritmo, utilizando diferentes valores de Δz e $\Delta\theta_{\text{máx}}$. Estando estes valores de acordo, pode-se considerar que o algoritmo simula adequadamente o processo de fluxo de água no solo.

Nas Figuras 03 e 04 são apresentados os gráficos representando as relações $\Psi_m-\theta$ e $K-\theta$ obtidos a partir dos valores da Tabela 01.

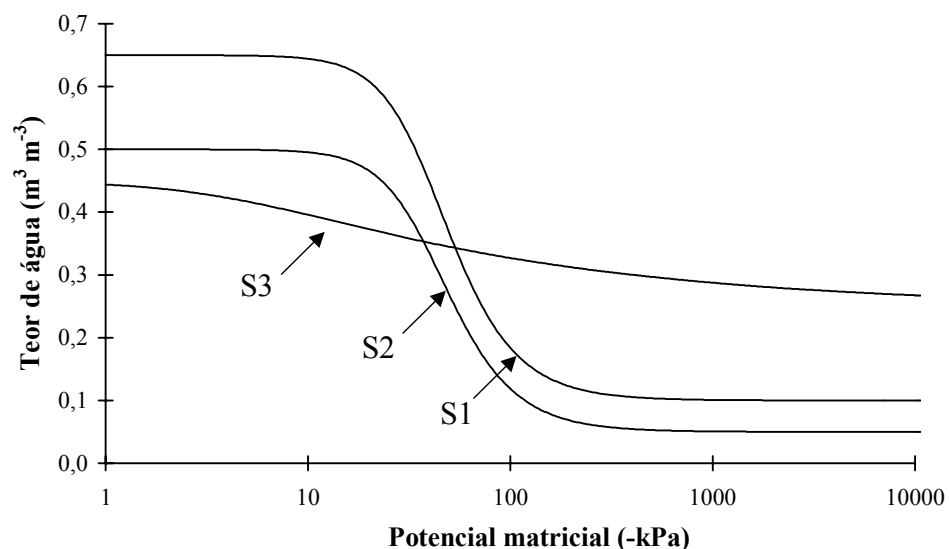


Figura 03. Curvas de retenção dos cenários de simulação utilizados.

Convém ainda ressaltar que devido ao fato de o procedimento usual de cálculo de $K(\theta)$ utilizar a equação (08), equivalente à equação (09) com $\lambda = 0$, escolheu-se um valor de λ próximo a zero ($\lambda = 0,05$) nas simulações, para evitar maiores discrepâncias como consequência dessa diferença nas equações.

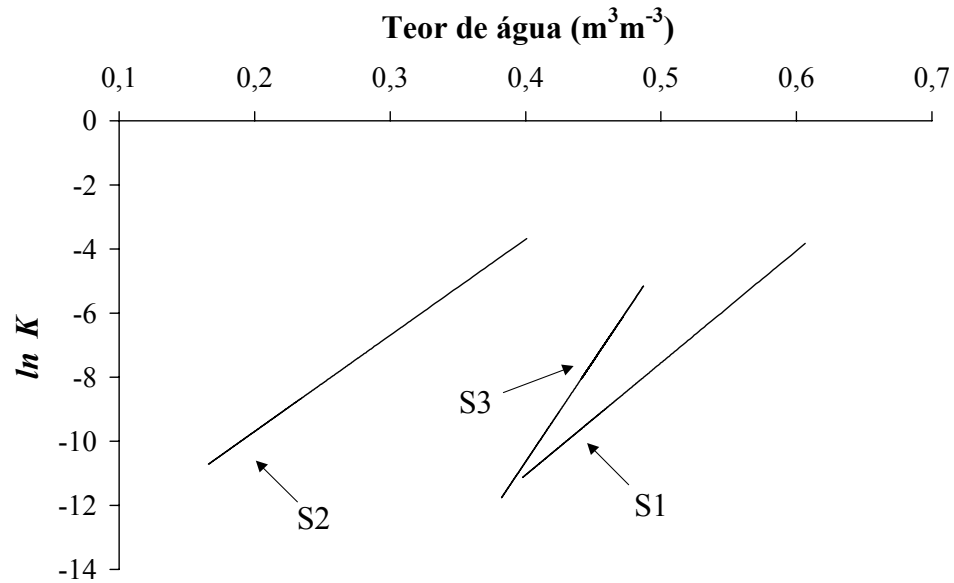


Figura 04. Relação $\ln K-\theta$ dos cenários de simulação.

Com o intuito de testar o programa com valores de parâmetros conhecidos da literatura, foram também realizadas simulações com os parâmetros das relações $\Psi_m-\theta$ e $K-\theta$ para alguns grupos texturais de solos obtidos por Carsel & Parrish (1988) e Jury *et al.* (1987), conforme é apresentado na Tabela 02. Esses parâmetros referem-se a solos considerados de textura franca (conforme a classificação americana *loam*).

Tabela 02. Média dos valores dos parâmetros hidráulicos do modelo de Van Genuchten e da função $K(\theta)=K_s \exp[\gamma(\theta - \theta_s)]$ para algumas classes texturais de solos conforme a USDA.

Textura*	θ_r (m³ m⁻³)	θ_s (m³ m⁻³)	α (kPa⁻¹)	n -	m -	γ -	σ_γ^{**} -	K_s (m h⁻¹)	$\sigma_{\ln K_s}^{**}$ -
Clay loam	0,095	0,410	0,19	1,31	0,237	56-146	0,4- 0,7	0,002- 0,014	1,4 - 1,6
Sandy loam	0,065	0,410	0,75	1,89	0,471	40- 81	0,3- 0,5	0,004- 0,044	0,6 - 0,8
Loam	0,078	0,430	0,36	1,56	0,359	33	0,2	0,001- 0,010	0,4
Silt loam	0,067	0,450	0,20	1,41	0,291	65	0,4	0,0045	0,7

Fonte: Carsel & Parrish, 1988 e Jury *et al.* 1987.

* Grupos texturais conforme a USDA.

** Variâncias respectivas aos parâmetros γ e K_s .

Nas simulações para os solos *Clay loam* e *Sandy loam* foram utilizados para o parâmetro γ os valores 89 e 40, para o parâmetro K_s foram utilizados os valores 0,008 e 0,025 m h⁻¹. O comportamento hídrico dos solos dos quatro grupos texturais é melhor visto pelas Figuras 05 e 06, obtidas a partir dos parâmetros das relações $\Psi_m-\theta$ e $K-\theta$ da Tabela 02.

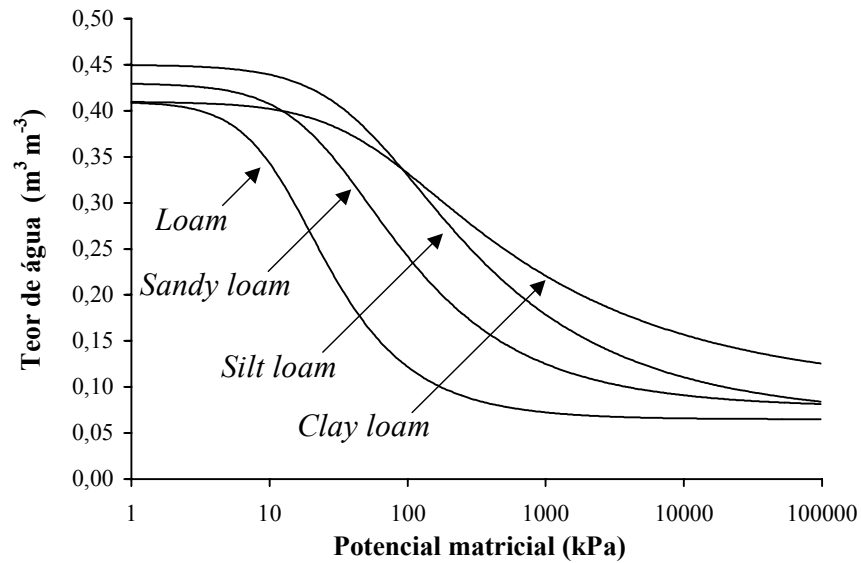


Figura 05. Curvas de retenção baseadas nos parâmetros obtidos da literatura.

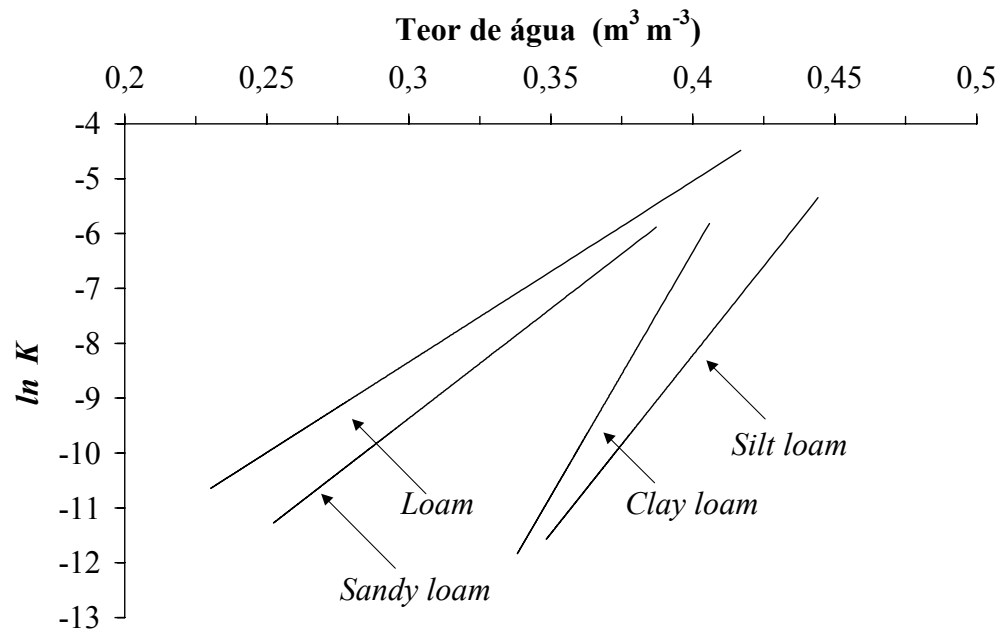


Figura 06. Relação $\ln K$ - θ utilizando os parâmetros obtidos da literatura.

A partir das simulações com os parâmetros hidráulicos dos solos e dos grupos texturais baseados nos parâmetros hidráulicos obtidos da literatura, foram analisadas a distribuição do teor de água, o potencial total e a densidade de fluxo ao longo do tempo e em diferentes profundidades.

5.2.1. Simulação de um experimento de perfil instantâneo

A simulação de um experimento do tipo perfil instantâneo possibilita, através de cálculo reverso, a obtenção dos parâmetros γ e Ks do solo, cuja comparação com os valores originais (“verdadeiros”) indica a acurácia do modelo. Nesse tipo de experimento, o processo de redistribuição de água no perfil de solo ocorre dentro das seguintes condições: ausência de um lençol freático ou que o mesmo esteja a uma profundidade que não afete o fluxo de água; consideração de apenas o movimento vertical descendente da água no solo sem que ocorra evaporação ou entrada de água na superfície do solo após estabelecido o tempo inicial do experimento; desprezar o processo de histerese. Sendo portanto, obedecidas as condições iniciais e de contorno para esse tipo de experimento, como pode ser visto em Libardi (2000), que são:

$$\begin{aligned}\theta &= \theta(z), \quad t = 0, \quad z > 0 \\ \theta &= \theta_s, \quad t > 0, \quad z = \infty \\ q &= 0, \quad t > 0, \quad z = 0\end{aligned}$$

Para isso, no início do processo de drenagem considera-se o perfil do solo dividido por duas condições de umidade, uma região com maior teor de água, que se estende da superfície até uma determinada profundidade; e outra região com menor teor de água, que se estende do limite inferior da região úmida até uma profundidade grande suficiente para que não haja interferência do lençol freático, porém sendo contabilizados os fluxos de água somente até um limite inferior de simulação, sendo o restante do perfil desconsiderado. Na Figura 07 é representado um esquema de como seriam essas condições iniciais em um experimento de perfil instantâneo a campo.

O programa de simulação foi adaptado para fornecer, como resultado da simulação os valores de leituras dos tensiômetros (LT , cm) em diferentes profundidades ao longo do período simulado, utilizando a seguinte equação:

$$LT = \frac{hc + z - \Psi_m}{12,5} \quad (20)$$

em que hc é a altura da cuba de mercúrio com relação a superfície do solo (em cm) e Ψ_m é o potencial matricial na profundidade z expresso em cm de H_2O .

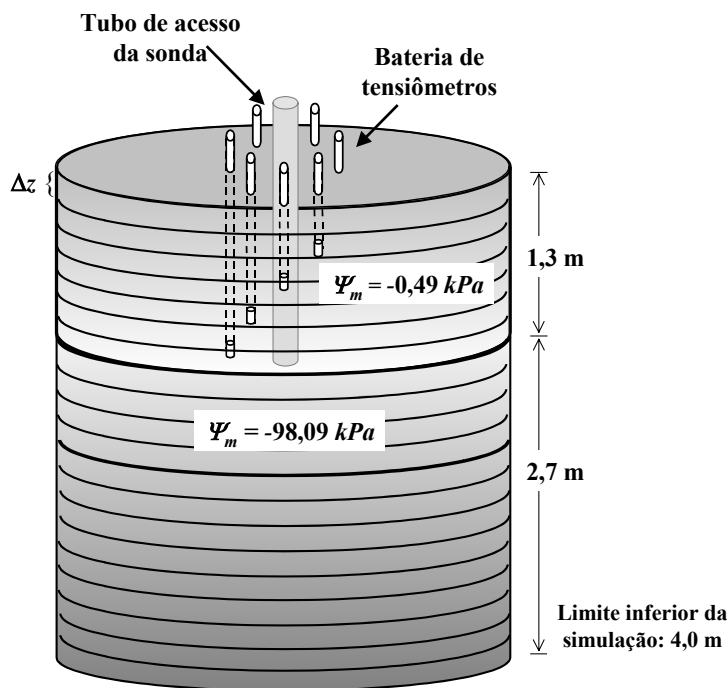


Figura 07. Esquema ilustrativo das condições do experimento de perfil instantâneo utilizado nas simulações.

A caracterização das duas regiões do perfil com teores de água diferentes foi feita em função de seus respectivos potenciais matriciais (Ψ_m). O valor de potencial matricial utilizado para a região úmida foi de -0,49 kPa; para a região seca utilizou-se um valor de potencial matricial de -98,09 kPa. A espessura da região úmida foi de 1,3 metros, possuindo portanto 260 camadas de espessura de 0,005 m. O limite inferior de simulação foi colocado a 4,0 m de profundidade.

Para cada solo foi simulado um experimento de perfil instantâneo por um período de tempo de 60 dias, com uma frequência de saída de dados de leitura dos tensiômetros de hora em hora e de centímetro em centímetro até uma profundidade de 1,2 m do perfil de solo.

5.2.1.1. Comparação dos valores “verdadeiros” de K_s e γ com os calculados pelo método de Hillel

A partir dos arquivos de dados simulando um experimento de perfil instantâneo, foram gerados novos arquivos combinando intervalos de tempo de saída dos dados (2, 5, 8, 10, 12, 15 e 30 horas), com intervalos de profundidade (2, 5, 8, 10, 12, 15 e 30 centímetros), perfazendo um total de $7 \times 7 = 49$ arquivos para cada solo.

Os arquivos assim gerados foram utilizados no procedimento de cálculo reverso, descrito no item a seguir, para a estimativa dos parâmetros K_s e γ . Estes parâmetros foram tabelados em função dos diferentes intervalos de tempo e profundidade de saída utilizados. A comparação dos parâmetros assim calculados e os valores dos parâmetros K_s e γ utilizados para a realização das simulações foi feita calculando-se o erro da determinação de K_s (\mathcal{E}_{K_s}) e de γ (\mathcal{E}_γ):

$$\mathcal{E}_{K_s} (\%) = \frac{|K_s - \hat{K}_s|}{K_s} = \left| 1 - \frac{\hat{K}_s}{K_s} \right| \times 100 \quad (21)$$

$$\mathcal{E}_\gamma (\%) = \frac{|\gamma - \hat{\gamma}|}{\gamma} = \left| 1 - \frac{\hat{\gamma}}{\gamma} \right| \times 100 \quad (22)$$

em que \hat{K}_s e $\hat{\gamma}$ são os valores estimados obtidos a partir das simulações e K_s e γ são os valores verdadeiros, utilizados como parâmetros de entrada do programa.

5.2.1.2. Cálculo reverso através do método de Hillel

O procedimento de cálculo utilizado para o cálculo reverso é o descrito a seguir, em conformidade com Jong van Lier & Libardi (1999):

Os valores do teor de água do solo (θ) em função do tempo (t , min) obtidos a partir da simulação e dos parâmetros da curva de retenção, são ajustados para cada profundidade, à equação

$$\theta = c_z t^{d_z} \quad (23)$$

em que c_z e d_z são os coeficientes de ajuste da equação. O coeficiente d_z é adimensional e a unidade de c_z é min^{-d_z} . Em função da equação 23, tem-se que

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} \Big|_z = c_z d_z t^{d_z - 1} \quad (24)$$

Integrando a equação de Richards (equação 04) com relação à profundidade z , obtém-se:

$$\int_0^z \frac{\partial\theta}{\partial t} dz = K(\theta) \frac{\partial\Psi_t}{\partial z} \Big|_z = q_z \quad (25)$$

ou rearranjando

$$K(\theta)|_z = \frac{\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}{\frac{\partial \Psi_t}{\partial z}|_z} = \frac{\frac{\partial h_z}{\partial t}}{\frac{\partial \Psi_t}{\partial z}|_z} \quad (26)$$

em que h_z ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2}$) é a armazenagem de água no solo entre a superfície ($z = 0$) e a profundidade z .

Com base na equação 23 estima-se o termo $\partial h_z / \partial t$ da equação 26, pela expressão

$$\frac{\partial \theta_z}{\partial t} = \sum_{j=1}^z z_j \frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_j = \sum_{j=1}^z z_j c_j d_j t^{d_j - 1} \quad (27)$$

em que z_j (m) é a espessura do intervalo de profundidade utilizado.

A partir da soma dos valores dos potenciais matricial e gravitacional obtém-se o potencial total da água no solo (Ψ_t , kPa) em cada tempo e profundidade, o qual é ajustado, para cada tempo à equação

$$\Psi_t = p_t + q_t z + r_t z^2 \quad (28)$$

em que p_t (kPa), q_t (kPa m^{-1}) e r_t (kPa m^{-2}) são os coeficientes de ajuste da equação. Em função da equação 28, tem-se que

$$\frac{\partial \Psi_t}{\partial z} \Big|_t = q_t + 2r_t z \quad (29)$$

Utilizando as Equações 27 e 29, calculam-se para cada tempo (t) e profundidade (z), os dois elementos do membro direito da equação 24, obtendo o valor de $K(\theta)$ para o teor de água correspondente.

A partir do conjunto de pares de dados (K , θ) assim obtidos e através da relação K - θ é possível estimar os parâmetros K_s e γ da equação 08 por meio de regressão linear, tomando como variável dependente o $\ln[K(\theta)]$ e como variável independente o $\theta - \theta_s$, uma vez que a equação 08 equivale a

$$\ln[K(\theta)] = \ln[K_S] + \gamma(\theta - \theta_S) \quad (30)$$

Os parâmetros γ e K_s da relação $K-\theta$ desta forma estimados foram comparados com os valores “verdadeiros” desses mesmos parâmetros utilizados na inicialização do programa.

5.3. Aplicações do programa de simulação

5.3.1. Estimativa da capacidade de campo

A capacidade de campo é o resultado de um comportamento dinâmico da água no perfil de solo e sua determinação dependerá da finalidade do estudo de fluxo que é realizado no solo. Se o objetivo for irrigação de culturas, deve-se garantir a manutenção da faixa de umidade que possibilite os rendimentos mais elevados. Em regiões onde o custo da lâmina de água é elevado, o fator econômico deve ser levado em conta, determinando a capacidade de campo para tempos menores. Por outro lado, se o objetivo do estudo for a lixiviação de solutos ou a recarga de aquíferos subterrâneos determina-se para tempos maiores.

Para a verificação do teor de água na capacidade de campo através da simulação, partiu-se dos dados da variação do teor de água nas situações hipotéticas com o tempo em uma determinada profundidade, os quais se ajustaram adequadamente pela seguinte relação:

$$\theta = a + b \ln t \quad (31)$$

Pela derivação da equação 31, obtém-se uma taxa de redução do teor de água do solo com o tempo (C), expressada da seguinte forma:

$$C = \frac{d\theta}{dt} = \frac{b}{t} \quad (32)$$

assim

$$t = \frac{b}{C} \quad (33)$$

Na equação 33, a variável t é o tempo no qual ocorre um decréscimo no teor de água do solo, portanto C possui um valor negativo, cuja unidade é $\text{m}^3 \text{m}^{-3} \text{s}^{-1}$, ou s^{-1} . Dessa forma, o teor de água na capacidade de campo (θ_{cc}) para o qual ocorre a diminuição do teor de água C pode ser calculada combinando-se as equações 31 e 33:

$$\theta_{cc} = a + b \ln \frac{b}{C} \quad (34)$$

Lembrando da definição da capacidade de campo conforme Veihmeyer & Hendrickson (1949), que a definiram como sendo “a quantidade de água retida pelo solo depois que o excesso tenha drenado e a taxa de movimento descendente tenha decrescido acentuadamente”, quando se estipula uma taxa de drenagem considerada desprezível para um determinado solo (C), e conhecendo os coeficientes a e b é possível determinar o teor de água (θ_{cc}) que corresponde à capacidade de campo.

5.3.2. Previsão do teor de água futuro do solo

Com vistas à previsão do teor de água do solo, por exemplo, visando o tráfego com máquinas ou a aplicação de defensivos, utilizou-se a equação 31 que relaciona o teor de água com o tempo, porém neste caso explicitou-se o tempo:

$$\ln t = \frac{\theta - a}{b} \quad (35)$$

A equação 35 pode ser reescrita na forma exponencial:

$$t = e^{\frac{\theta - a}{b}} \quad (36)$$

Desta forma, pela equação 36, como exemplo prático, conhecendo-se o teor de água a partir do qual a compactação causada pelo tráfego de máquinas agrícolas é minimizado para um determinado solo, pode-se estimar quanto tempo levará um solo inicialmente saturado, para atingir essa condição de umidade numa determinada profundidade do perfil. Utilizando a equação 36 e conhecendo-se os teores de água limites para o manejo do solo é possível verificar o número de dias disponíveis para o trabalho no campo com implementos agrícolas.

5.4. Relação entre os parâmetros das relações $\Psi_m - \theta$ e $K - \theta$ e os da equação $\theta = a + b \ln t$

Realizou-se um estudo da relação entre os parâmetros α , n , γ e K_s e os parâmetros a e b da equação 31. Para isso, foram gerados arquivos combinando-se diferentes faixas de valores dos referidos parâmetros. A partir desses arquivos, obteve-se os valores do teor de água ao longo do tempo (60 dias) para uma determinada profundidade.

Os valores do teor de água *versus* tempo assim obtidos foram ajustados à equação 31, obtendo-se os parâmetros a e b . Verificou-se a existência de dependência entre esses parâmetros e os das relações $\Psi_m-\theta$ e $K-\theta$.

Para o parâmetro α foram utilizados os valores 0,005; 0,01; 0,015; 0,02; 0,025; 0,03; 0,035; 0,04; 0,05; 0,06; 0,07; 0,09 e 0,1 kPa⁻¹. Para o valor n foram utilizados 1,15; 1,25; 1,5; 1,75; 2,0; 2,25; 2,50; 2,75; 3,0; 3,25 e 3,45. Já para o coeficiente γ utilizou-se os seguintes valores 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 60, 70, 75, 95, 120, 150 e 180. Para o K_S foi utilizado os valores 0,03; 0,06; 0,09; 0,12; 0,15; 0,18; 0,30; 0,36; 0,42; 0,51 e 0,6 m h⁻¹. Com a combinação desses valores foram feitas simulações abrangendo uma faixa grande de tipos de solos. Dos resultados das combinações dessas faixas de valores dos parâmetros, foram analisados e selecionados alguns valores para a confecção dos gráficos utilizados no estudo do comportamento dos parâmetros.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Escolha do intervalo de tempo e profundidade ideal para as simulações

A escolha do intervalo de tempo e profundidade a ser utilizado no algoritmo de simulação foi feito realizando o procedimento reverso para obtenção dos parâmetros γ e K_s conforme descrito no item 4.2.1.2. Esses parâmetros, denominados valores “calculados” (γ_c e K_{s_c}), foram divididos pelos valores que se encontram na Tabela 01, utilizados na realização das simulações, chamados nesse trabalho de valores “verdadeiros” (γ_v e K_{s_v}).

Na Figura 06 são apresentados os resultados da razão entre os valores calculados e os valores verdadeiros dos parâmetros γ e K_s obtidos com diferentes valores de $\Delta\theta_{máx}$ para os solos S1, S2 e S3. Observa-se que para a razão γ_c/γ_v nas três situações, os valores foram bastante próximos a 1, sendo as diferenças entre esta razão menores que 2%, mostrando portanto boa acuracidade nas simulações. Conforme se aumentam os valores de $\Delta\theta_{máx}$, verifica-se uma ligeira tendência em diminuir a acurácia das medidas.

Quanto à razão K_{s_c}/K_{s_v} nos solos S1 e S2 os valores calculados foram ligeiramente menores que os valores verdadeiros. Para o solo S3 os valores da razão K_{s_c}/K_{s_v} foram maiores que os valores verdadeiros para todos os valores de $\Delta\theta_{máx}$ avaliados. Isto ocorreu devido os parâmetros utilizados para a caracterização do solo S3 diferirem muito com relação aos solos S1 e S2, principalmente no que diz respeito aos parâmetros n e γ , cujos valores utilizados para o solo S3 foram aproximadamente o dobro daqueles utilizados para os solos S1 e S2. Ainda com relação ao solo S3, verifica-se que seus resultados foram os que mais diferiram com relação aos valores calculados e os verdadeiros, este fato também é atribuído aos parâmetros de entrada utilizados para esse solo, cujas características são de drenagem interna deficiente. Os solos S1 e S2 possuem respectivamente parâmetros característicos de uma boa estrutura e de textura franca, as quais possuem adequada drenagem interna.

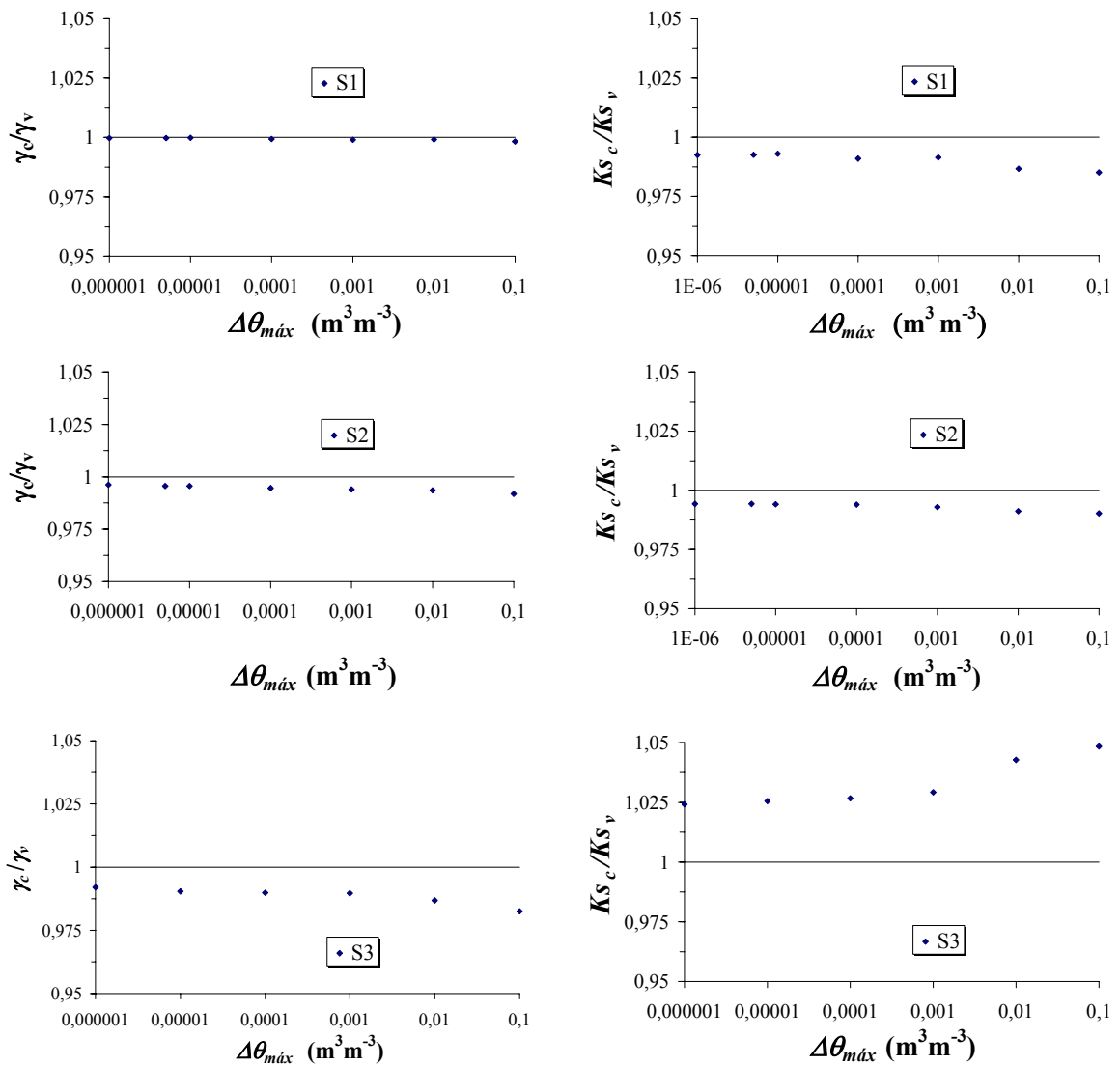


Figura 06. Razão entre γ_c e K_{s_c} calculados e verdadeiros em função de $\Delta\theta_{m\acute{a}x}$ para os solos S1, S2 e S3 utilizando um Δz de 0,005 m.

Com relação ao Δz , verifica-se pela Figura 07 que ao mesmo tempo que a razão γ_c/γ_v apresentou boa acurácia, ocorreu uma maior variação dos valores de K_{s_c} , porém não maiores que 5% para valores de Δz menores que 1 cm.

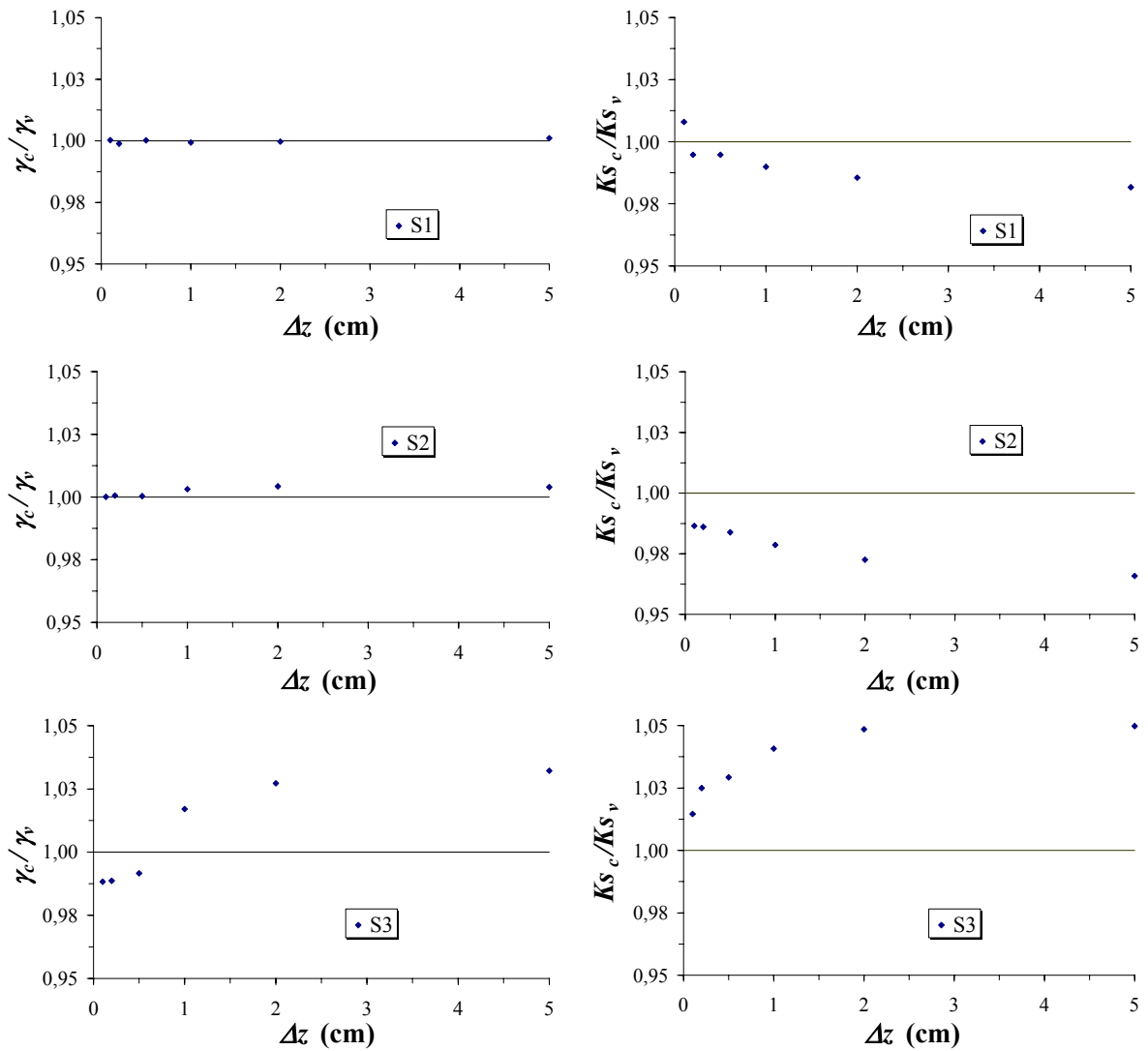


Figura 07. Influência dos diferentes Δz testados, nos valores de γ e K_s para os solos S1, S2 e S3 utilizando um $\Delta\theta_{m\acute{a}x}$ de $0,001 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

Analisando em conjunto os resultados das Figuras 06 e 07 também é possível verificar que o intervalo de profundidade (Δz) causa uma maior variação nos valores dos parâmetros γ e K_s obtidos por simulação que o intervalo de tempo representado pelo $\Delta\theta_{m\acute{a}x}$, podendo indicar que a utilização do $\Delta\theta_{m\acute{a}x}$ como regulador do intervalo de tempo é uma maneira adequada de resolver o problema de discretização do tempo. Também é possível visualizar pelas figuras um maior desvio das medidas com relação ao valor ideal, quando é aumentado o intervalo de tempo e profundidade, principalmente quando se analisa a razão K_{s_c}/K_{s_v} .

Além da acurácia dos resultados, para escolher o $\Delta\theta_{máx}$ e o Δz levou-se em consideração o tempo computacional necessário para a realização de uma simulação. Há 16 anos, Kirby (1985) viabilizou a simulação do fluxo vertical da água num solo homogêneo com intervalos de tempo de 20.000 s (aproximadamente 5 horas) e de profundidade 0,2 m, utilizando simplificações que incluíam a segmentação da relação $K-\Psi$ em retas devido a não linearidade desta função. O autor concluiu que a acurácia do método estava limitada aos recursos computacionais da época. No presente trabalho, o emprego de um microcomputador com processador Pentium® II de 333 MHz possibilitou a utilização do $\Delta\theta_{máx}$ como regulador do intervalo de tempo da simulação, mostrando ser uma solução adequada para representar o processo de drenagem do solo, não ocorrendo prejuízo em função da precisão desejada para os resultados, nem do tempo gasto para a realização das simulações, como pode ser visto nas Tabelas 03 e 04. Os valores da Tabela 03 se referem a simulações realizadas com um valor de Δz fixado em 0,005 m variando somente o valor de $\Delta\theta_{máx}$.

Tabela 03. Tempo transcorrido para realização de uma simulação de drenagem interna de um perfil com 2,0 m de profundidade por um período de 2 meses utilizando um microcomputador com processador Pentium® II 333 MHz e os parâmetros hidráulicos dos cenários de simulação, fixando o valor de Δz em 0,005 m e com diferentes valores de $\Delta\theta_{máx}$ ($m^3 m^{-3}$).

$\Delta\theta_{máx}$	Tempo gasto para realização das simulações (h)		
	S1	S2	S3
0,1	0,752	0,142	0,004
0,01	0,167	0,450	0,013
0,001	0,300	0,760	0,035
0,0001	1,767	2,030	0,250
0,00001	51,00	44,68	3,510
0,000001	96,60	119,07	34,00

Observa-se que com a diminuição do valor de $\Delta\theta_{máx}$, o tempo de processamento das simulações bem como o tempo gasto para uma simulação é dependente do tipo de solo, dos parâmetros de entrada utilizados na simulação. Nota-se que a situação de drenagem deficiente (solo S3) foi a mais rápida para o processamento de uma simulação, porém os gráficos das Figuras 06 e 07 mostram que esta situação apresentou menor acurácia na obtenção dos parâmetros γ e K_s quando comparado com os resultados dos solos S1 e S2.

Tabela 04. Tempo transcorrido para realização de uma simulação de drenagem interna de um perfil com 2,0 m de profundidade por um período de 2 meses utilizando um microcomputador com processador Pentium® II 333 MHz e os parâmetros dos cenários de simulação, com valor fixo de $\Delta\theta_{máx}$ em $0,001 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e diferentes valores de Δz (m).

Δz	Tempo gasto para realização das simulações (h)		
	S1	S2	S3
0,001	12,78	22,2	2,250
0,002	1,5	3,01	0,216
0,005	0,3	0,67	0,035
0,01	0,066	0,075	0,025
0,02	0,015	0,021	0,0001
0,05	0,0026	0,0028	0,00083

A Tabela 04 mostra que a variação do intervalo de profundidade (Δz) também influencia o tempo de processamento das simulações, porém de forma menos acentuada que o intervalo de tempo representado pelo $\Delta\theta_{máx}$. Observa-se o mesmo efeito quanto ao tipo de solo, pois no solo S3 cujos parâmetros são característicos de uma lenta drenagem interna, apresentou maior rapidez no processamento das simulações. Já para o solo S2 cujos parâmetros são característicos de uma rápida drenagem interna, levou um maior tempo para o processamento das simulações.

De acordo com as Figuras 6 e 7 e as Tabelas 03 e 04, verifica-se que a diminuição dos intervalos de tempo e espaço utilizados no algoritmo faz com que se aumente a acurácia das medidas, porém essa diminuição afeta o tempo gasto para sua realização, dependendo dos recursos computacionais disponíveis. Levando em conta essas considerações optou-se pela utilização de um Δz de 0,005 m e um $\Delta\theta_{máx}$ de $0,001 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, permitindo a execução das simulações em tempo curto, resultando em boa acurácia dos valores de γ e K_s estimados.

5.2. Resultados obtidos com os parâmetros dos cenários de simulação e da literatura

5.2.1. Simulação com os solos S1, S2 e S3

O algoritmo de simulação fornece o teor de água, o potencial total e o fluxo de água no solo para qualquer profundidade no perfil, permitindo o estudo do comportamento da redistribuição da água no perfil ao longo do tempo. Os três cenários de simulação foram utilizados para verificar este comportamento, realizando-se simulações considerando como condições iniciais e de contorno na ausência de evapotranspiração apenas o fluxo vertical descendente em um perfil homogêneo com 2,0 m de espessura, cujos primeiros 1,20 m se

encontram submetidos a um potencial matricial de -0,49 kPa e o restante do perfil caracterizado por um potencial matricial de -98,09 kPa. Nas Figuras 12 a 14 são apresentados os gráficos da variação com o tempo de simulação do teor de água, potencial total e da densidade de fluxo em algumas profundidades para os solos S1, S2 e S3 verificados pelas simulações.

A Figura 12 refere-se aos resultados do teor de água em função do tempo obtidos das simulações dos três solos. Para o solo S1, cujos parâmetros utilizados o caracterizam por uma boa drenagem interna, observa-se um decréscimo do teor de água nas camadas localizadas nas profundidades de 0,10 e 1,05 m, que encontram-se na região do perfil inicialmente próxima a saturação.

Já na profundidade de 1,55 m observa-se no solo S1 que inicialmente encontrava-se com teor de água residual, recebe a água vinda das camadas superiores a partir da 7^a hora após o início do processo de redistribuição, atingindo altos valores de teor de água rapidamente. O mesmo ocorre para a profundidade de 1,75 m onde a água advinda das camadas superiores atinge a camada após 40 horas do início do processo de redistribuição. Na profundidade de 2,00 m a condição de umidade foi alterada somente após transcorrido um período de aproximadamente 12,5 dias.

Para o solo S2, cujos parâmetros de entrada correspondem a uma rápida drenagem interna, verifica-se o rápido avanço da frente de molhamento, sendo que na camada com 1,55 m de profundidade, o solo atinge um teor de água próximo a saturação já no início do processo de redistribuição. A camada a 1,75 m começa a receber água das camadas superiores aproximadamente 2,3 horas depois do início do processo de redistribuição. Já na profundidade de 2,00 m o solo começa a receber água das camadas superiores após aproximadamente 10 horas do início do processo de redistribuição.

No solo S3, que possui características de um solo argiloso com baixa drenagem interna, verifica-se a lenta drenagem da camada a 0,10 m de profundidade. Também é possível observar pelo respectivo gráfico, que na profundidade de 1,05 m o solo permaneceu praticamente saturado por aproximadamente 70 horas para então iniciar o escoamento da água para as camadas inferiores. Já a camada a 1,30 m da superfície o solo recebeu mais água do que perdeu por aproximadamente 80 horas, e a partir daí começou a perder água para as camadas inferiores.

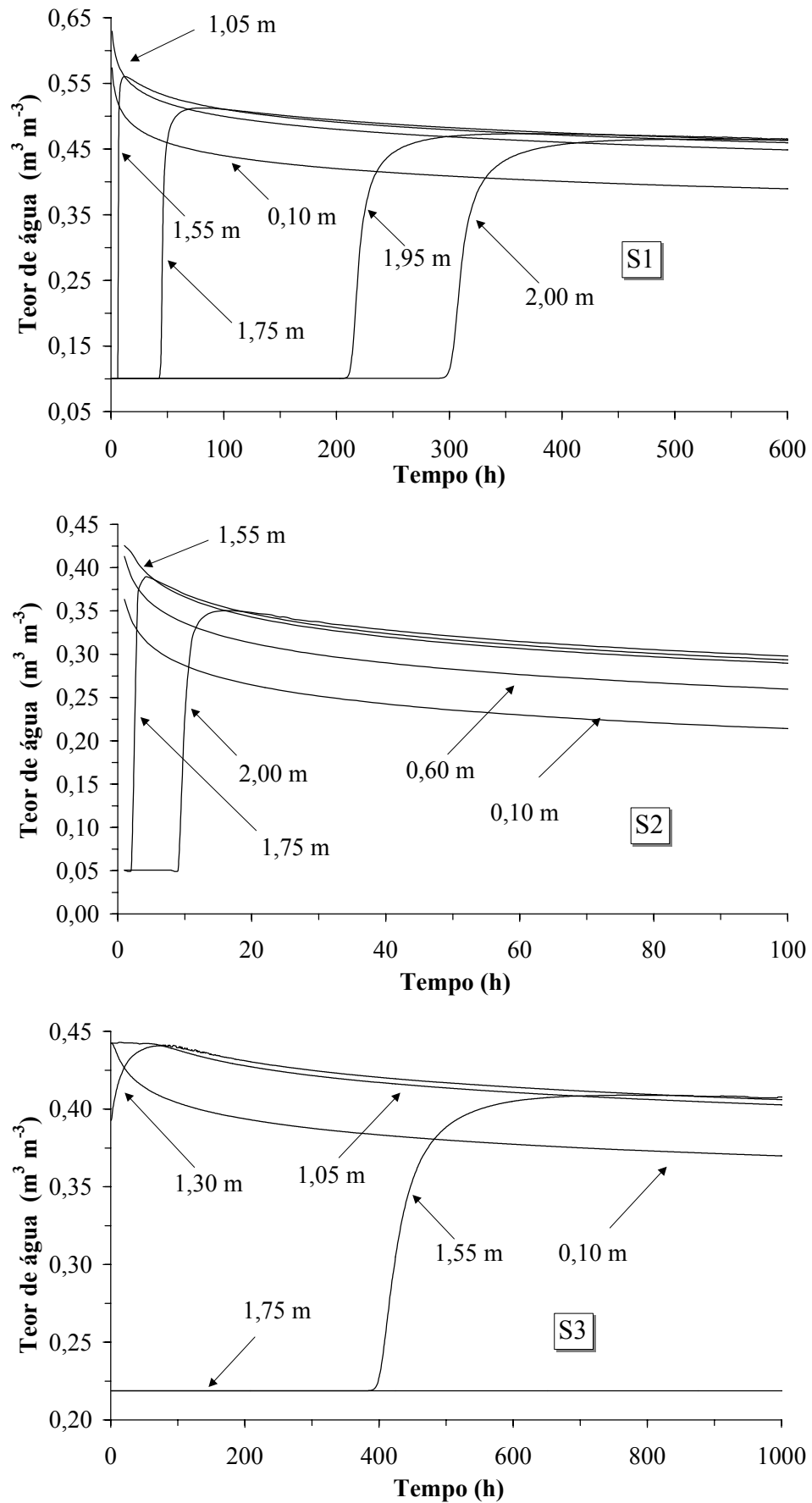


Figura 12. Teor de água em função do tempo para os solos S1, S2 e S3 em algumas profundidades do perfil, obtidos pelo algoritmo de simulação.

Ainda com relação ao solo S3 é verificado que a frente de molhamento chegou na camada com profundidade de 1,55 m após transcorrido um período de 16,7 dias do início do processo de redistribuição. Já na camada a 1,75 m de profundidade, mesmo após transcorridas 1000 horas, não foi atingida pela frente de molhamento.

Na Figura 13 são apresentados as variações ocorridas no potencial total dos três cenários de simulação em algumas profundidades durante o processo de redistribuição da água no perfil. Observa-se que nos solos S1 e S2 cujos parâmetros utilizados são de solos com boa drenagem, as camadas que se encontravam na faixa próxima à saturação (até 1,20 m) tiveram um decréscimo do potencial total mais acentuado nas primeiras 25 horas da simulação. Após, o potencial total diminuiu uniformemente tendendo a estabilizar em um determinado valor. Isso também é verificado para a camada de 1,30 m, logo abaixo da região com maior teor de água no solo S2 devido esta possuir características de um solo com textura franca.

Para o solo S3 a diminuição do potencial total na região com teor de água próximo à saturação foi lenta, sendo observado na profundidade de 1,30 m um ligeiro aumento no valor de potencial total nos primeiros 4,2 dias de simulação em virtude do movimento descendente da água no perfil, na seqüência o potencial torna a diminuir lentamente devido a perda de água dessa camada para as camadas subjacentes.

Nas camadas mais profundas do solo (1,50; 1,55, 1,75 e 2,00 m) para os três cenários de simulação observa-se que o potencial aumentou a medida que a ocorria a redistribuição da água no perfil variando apenas com o tempo, conforme o tipo de solo estudado. Verifica-se também a tendência do potencial total em lentamente se estabilizar num determinado patamar até o final do tempo de simulação.

A densidade de fluxo de água no perfil para os solos S1, S2 e S3 podem ser vistos na Figura 14. Os valores negativos para as densidades de fluxo se devem ao procedimento de cálculo, pois conforme a equação 13, $\Delta q = q_i - q_{i+1}$, sendo q_{i+1} a densidade de fluxo da camada subjacente à camada com densidade de fluxo q_i . Assim, como partimos de uma condição de solo próximo a saturação nas camadas superiores do perfil, a medida que ocorre a redistribuição o valor da densidade de fluxo da camada q_i sempre será menor que o da camada q_{i+1} e portanto Δq é negativo.

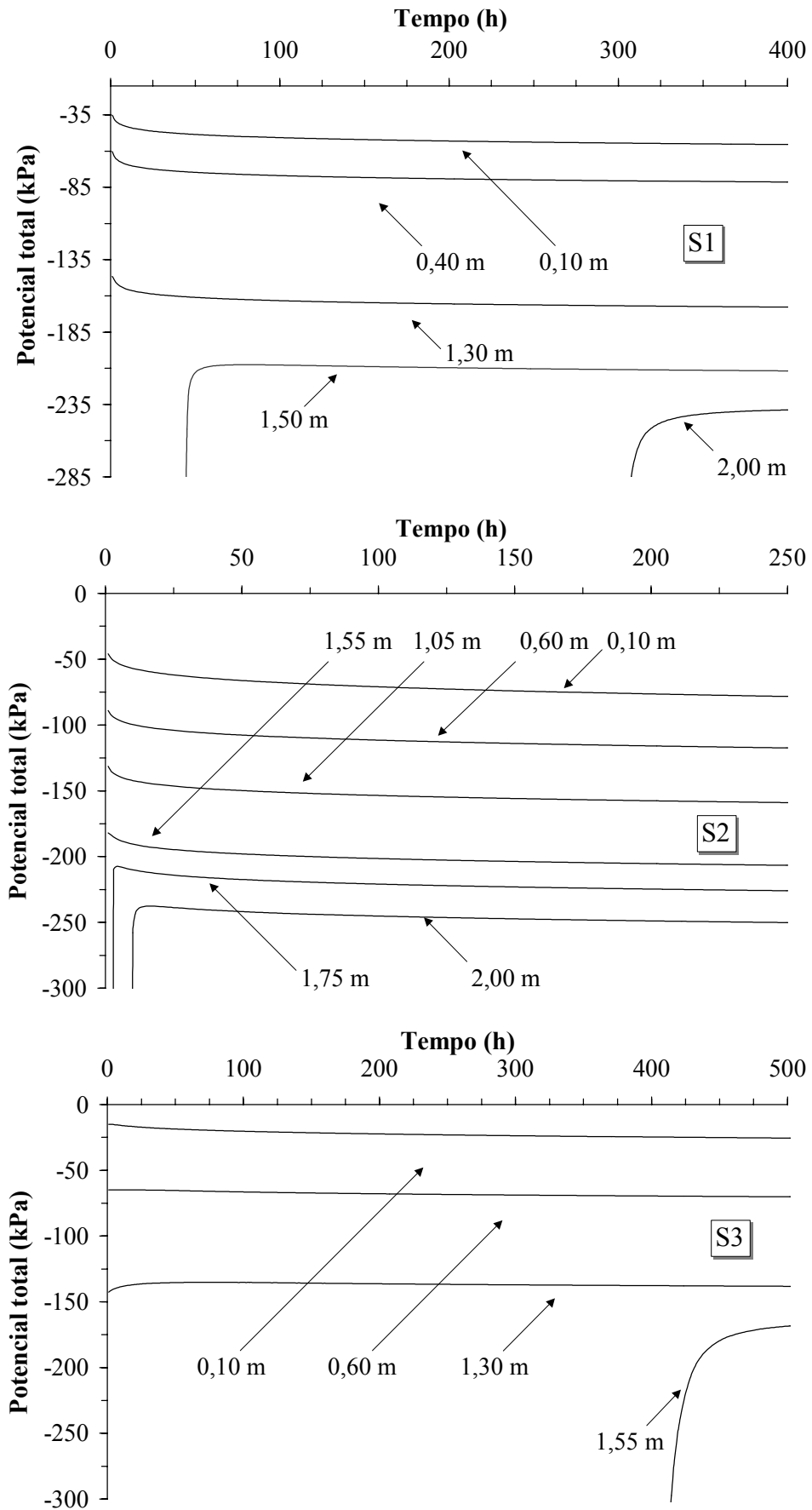


Figura 13. Potencial total em função do tempo para os solos S1, S2 e S3 em algumas profundidades do perfil obtidos pelo algoritmo de simulação.

Na camada de 0,10 m observa-se nos três cenários de simulação que há um decréscimo bastante rápido na densidade de fluxo nas primeiras horas após o início do processo de redistribuição. Para essa camada observa-se uma densidade de fluxo maior para o solo S2, seguido pela solo S1 e por último S3, estando a densidade de fluxo simulada de acordo com as características dos solos estudados.

No solo S1 observa-se como a camada a 1,95 m de profundidade apresentou um aumento rápido na densidade de fluxo quando a frente de molhamento atingiu esta profundidade. Ocorrendo uma gradual redução na densidade de fluxo após a passagem da frente de molhamento.

Já para o solo S2, devido às características texturais que representam seus parâmetros, possuindo uma faixa de distribuição de poros adequada com a função $\Psi(\theta)$ utilizada, se refletindo na função $K(\theta)$, a densidade de fluxo foi uniforme em todo o perfil ocorrendo uma maior densidade de fluxo nas camadas superficiais nas primeiras horas após o início do processo de redistribuição de água, como pode ser visto no gráfico correspondente a esse solo nas profundidades de 0,10 e 0,60 m. Nas camadas a 1,05 e 2,00 m de profundidade o algoritmo também simulou a densidade de fluxo adequadamente, iniciando o processo após o início do fluxo nas primeiras camadas e de forma menos intensa com relação a essas, estando de acordo com o que é observado em experimentos de laboratório ou no campo utilizando solos francos.

Para o solo S3 a densidade de fluxo simulado se apresentou dentro do esperado nas primeiras camadas do solo, decrescendo de maneira mais acentuada para a camada a 0,10 m de profundidade do que para a camada a 0,60 m, estando também de acordo com as características dos parâmetros de entrada desse solo no algoritmo de simulação.

Na camada a 1,30 m de profundidade observa-se que nas primeiras 250 horas de simulação ocorreu instabilidade na representação da densidade de fluxo, porém, após as 250 horas iniciais o fluxo novamente se mostrou adequado. Este fato pode ter sido causado por um mau desempenho do algoritmo numérico utilizado, ocorrendo problemas relacionados com instabilidade numérica. Em simulação geralmente atribui-se esse problema à capacidade de processamento do sistema computacional utilizado e o número de casas decimais depois da vírgula que o computador trabalha. O problema normalmente ocorre quando no procedimento de cálculo se trabalha com números muito pequenos.

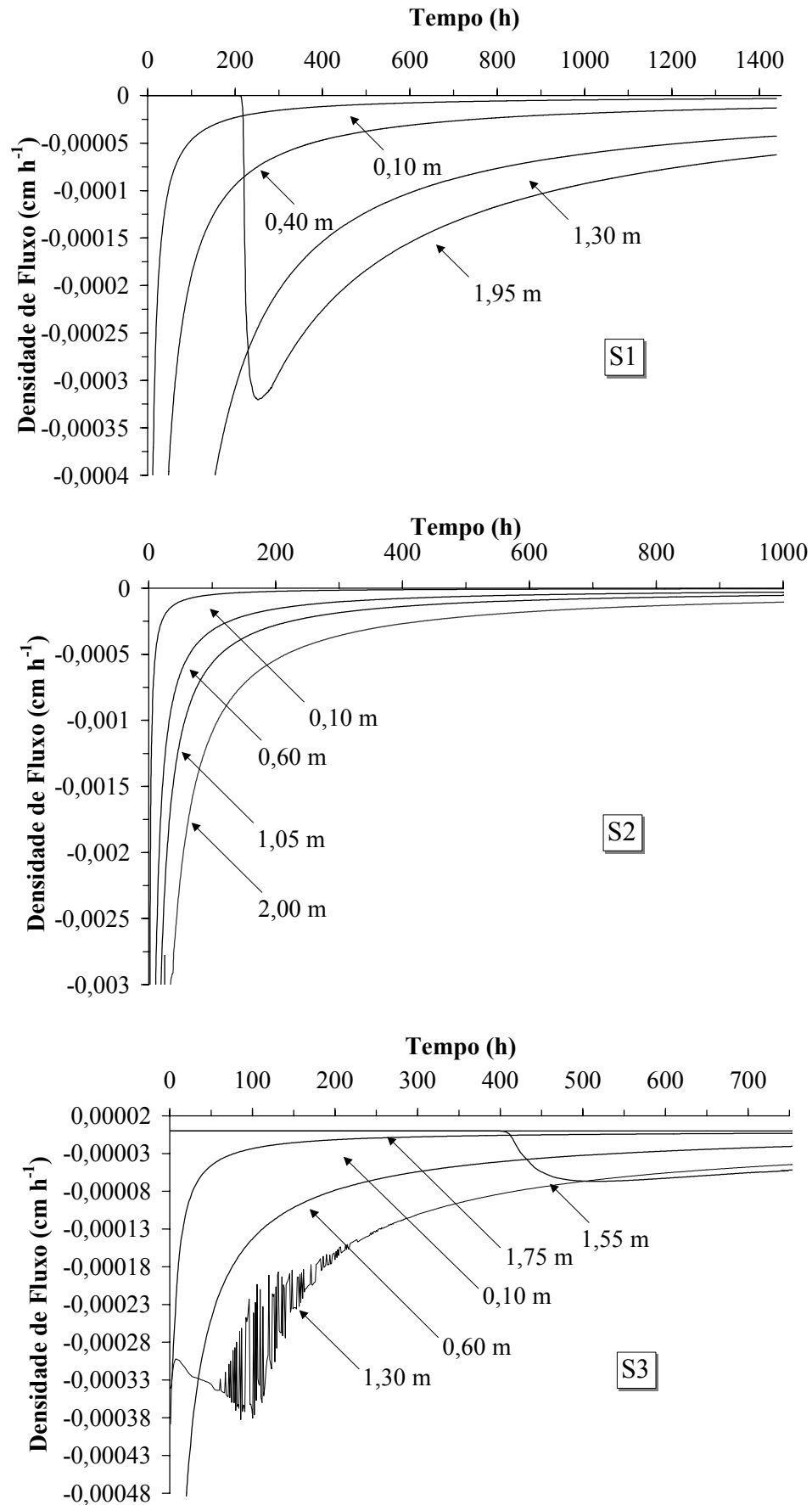


Figura 14. Densidade de fluxo da água em função do tempo para os solos S1, S2 e S3 em algumas profundidades do perfil obtidos pelo algoritmo de simulação.

Conforme Van Genuchten & Nielsen (1985), a utilização da função $\theta(\Psi)$ de Van Genuchten pode causar uma extrema não-linearidade na relação $K(\Psi)$ próxima a saturação em solos de textura fina. Não sendo verificado esse comportamento quando se trabalha com solos cuja textura os caracterize por uma estreita distribuição do tamanho de poros. No presente trabalho foi utilizado os parâmetros da equação de Van Genuchten e a relação exponencial $K(\theta)$ proposta por Nielsen *et al.* (1973), porém o fato de ter ocorrido instabilidade numérica somente para o solo S3 pode ser um indício de que nesta forma de cálculo também ocorra uma extrema não-linearidade próximo a saturação. Vogel *et al.* (2001), também ressalta que a presença de uma relação $K(\Psi)$ altamente não linear próximo à saturação causa impactos substanciais na performance de soluções numéricas para a equação de Richards em termos de acurácia, estabilidade e taxa de convergência.

Outra importante observação, é que os problemas de instabilidade numérica ocorreram nas camadas de transição entre o solo próximo à saturação ($\Psi_m = -0,49$ kPa) e a região com menor teor de água ($\Psi_m = -98,09$ kPa). Para as demais camadas do solo S3 não foi verificado a ocorrência de problemas com o desempenho do algoritmo, ocorrendo fluxo de água na camada a 1,55 m de profundidade após aproximadamente 400 horas do início do processo de redistribuição, não sendo verificado fluxo de água no perfil para camadas a partir de 1,75 m de profundidade.

5.2.2. Simulação com parâmetros hidráulicos obtidos da literatura

A funcionalidade do algoritmo de simulação também foi avaliada utilizando os parâmetros hidráulicos de Van Genuchten, obtidos por Carsel & Parrish, (1988) e os parâmetros da relação $K(\theta)$ obtidos de Jury *et al.* (1987) para algumas classes de solo. Neste estudo foram utilizados apenas parâmetros referentes aos solos que possuem uma determinada faixa de distribuição de poros, considerados dentro da classe dos solos de textura franca, sendo denominados conforme a classificação americana como: *Sandy loam*, *Loam*, *Silty loam* e *Clay loam*. As condições iniciais e de contorno das simulações foram as mesmas utilizadas para os três cenários de simulação.

A partir das simulações de redistribuição de água, foram confeccionados gráficos da distribuição do teor de água e do fluxo ao longo do tempo de simulação em algumas profundidades, possibilitando analisar o comportamento da drenagem interna desses solos. Na Figura 15 é apresentado o comportamento do teor de água para os quatro solos em

duas profundidades do perfil (0,40 e 1,95 m), onde pode ser visualizado a adequada distribuição do teor de água nas camadas ao longo do período simulado conforme as características de cada solo, como será discutido em seguida.

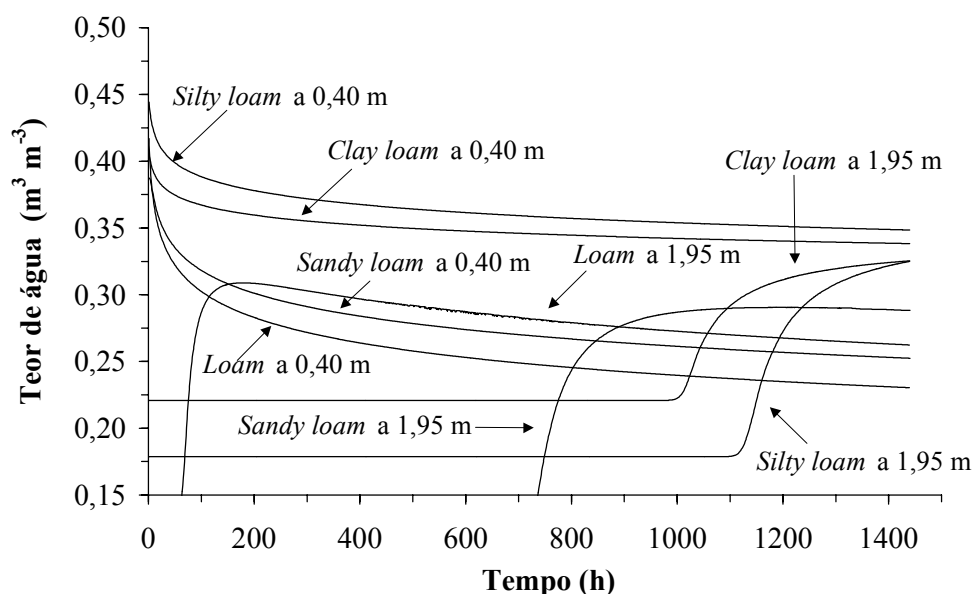


Figura 15. Teor de água em função do tempo para os solos obtidos da literatura em algumas profundidades do perfil, obtidos pelo algoritmo de simulação.

Na camada a 0,40 m de profundidade os solos *Sandy loam* e *Loam* por possuírem uma textura mais grosseira apresentaram um decréscimo mais acentuado nos valores do teor de água no período simulado. Já os solos com textura mais fina como o *Silty loam* e *Clay loam*, na camada com a mesma profundidade, apresentaram uma diminuição moderada do teor de água, sendo essa mantida num nível mais elevado devido à maior retenção de água causada pelos poros menores que estas classes apresentam em relação as duas classes anteriores.

Na camada a 1,95 m de profundidade o solo *Loam* foi o primeiro a apresentar modificação nos valores do teor de água, após aproximadamente 70 horas do início do processo de redistribuição, houve uma elevação do teor de água nessa camada para aproximadamente $0,32 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. A partir daí a camada foi lentamente perdendo água para as camadas inferiores. Para o solo *Sandy loam* a frente de molhamento atingiu a profundidade de 1,95 m após 740 horas do início do processo de redistribuição de água no perfil atingindo um nível máximo de teor de água de $0,28 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ depois de decorridos 1100 horas do início do processo. Nos solos *Silty loam* e *Clay loam* o aumento do teor de água na camada a 1,95 m de profundidade só se iniciou 1000 e 1100 horas após o início do processo de redistribuição de água no solo.

A densidade de fluxo da água no perfil dos quatro solos obtidos da literatura

podem ser visualizados na Figura 16. Observa-se que para todas as camadas de solo compreendida na zona considerada próxima a saturação (até 1,20 m) o comportamento do processo de drenagem foi satisfatório para as quatro classes de solo, sendo este fato retratado na Figura 16 pela camada a 0,40 m de profundidade. Porém nas camadas logo abaixo da zona próxima a saturação, de maneira análoga ao que ocorreu com o solo S3, verifica-se o comportamento instável do fluxo de água para os solos *Silty loam* e *Clay loam*, isto pode ser observado na Figura 16 para a camada a 1,30 m de profundidade.

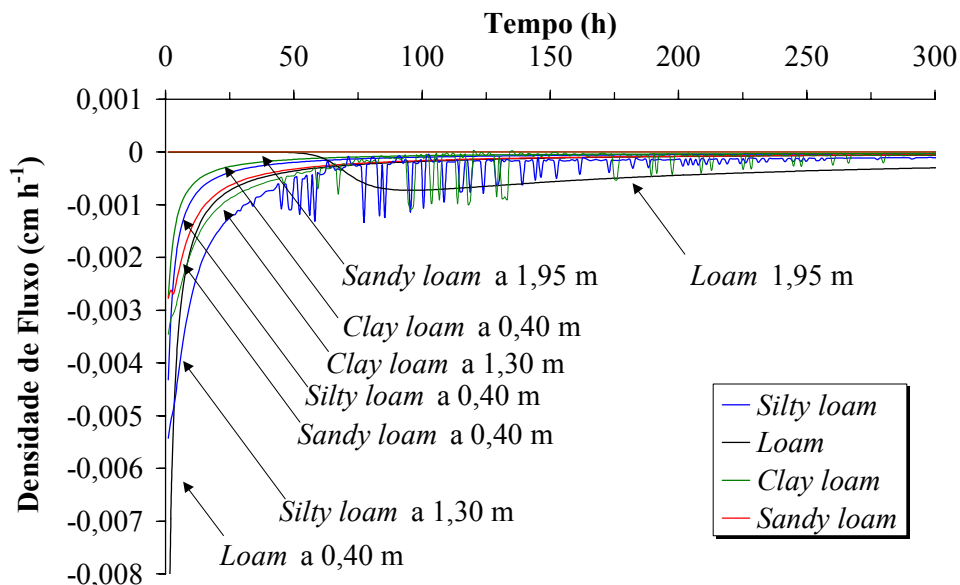


Figura 16. Densidade de fluxo da água em função do tempo para os solos obtidos da literatura em algumas profundidades do perfil obtidos pelo algoritmo de simulação.

No cálculo da distribuição do teor de água nas camadas do perfil feito pelo algoritmo de simulação, a função $\Psi(\theta)$ é mais utilizada, não envolvendo diretamente a função $K(\theta)$, assim, os valores do teor de água para os solos *Silty loam* e *Clay loam* se apresentaram pertinentes às suas características.

5.3. Verificação da exatidão do algoritmo através da estimativa dos parâmetros γ e K_s

Para verificar a influência da frequência de observações no tempo e em profundidade em experimentos do tipo perfil instantâneo, extraíram-se resultados em diferentes combinações de tempo e profundidade dos valores simulados para os três cenários de simulação. A partir dessas combinações foram calculados os valores de γ e K_s , conforme a análise computacional utilizada por Jong van Lier & Libardi, (1999). Os valores obtidos e seus respectivos erros calculados a partir das equações 21 e 22, são apresentados na Tabela 05.

Tabela 05. Parâmetros γ e K_S com os respectivos erros associados (ε), obtidos a partir das combinações de diferentes intervalos de tempo \times profundidade das leituras dos tensiômetros dos cenários de simulação.

Intervalos		Situações de drenagem											
Tempo	Prof.	S1				S2				S3			
(h)	(cm)	γ	ε	K_S	ε	γ	ε	K_S	ε	γ	ε	K_S	ε
		-	(%)	(cm.h ⁻¹)	(%)	-	(%)	(cm.h ⁻¹)	(%)	-	(%)	(cm.h ⁻¹)	(%)
2	2	34,90	0,3	5,66	5,6	30,08	0,3	29,01	3,3	63,09	0,1	0,853	8,9
	5	34,93	0,2	5,71	4,8	30,09	0,3	28,93	3,7	61,99	1,6	0,782	0,3
	8	34,93	0,2	5,72	4,6	30,07	0,2	29,19	2,7	62,03	1,5	0,781	0,1
	10	34,93	0,2	5,75	4,1	30,06	0,2	29,15	2,9	61,49	2,4	0,740	5,3
	12	34,93	0,2	5,75	4,1	30,06	0,2	28,03	6,8	62,57	0,7	0,788	1,0
	15	34,93	0,2	5,78	3,7	30,04	0,1	29,25	2,5	61,77	2,0	0,744	4,7
	30	34,97	0,1	5,83	2,8	29,92	0,3	28,18	6,2	65,54	3,9	0,923	16,8
5	2	34,96	0,1	5,69	5,2	30,11	0,3	28,93	3,7	62,44	0,9	0,742	5,0
	5	34,96	0,1	5,73	4,5	30,04	0,1	28,62	4,7	62,29	1,1	0,755	3,3
	8	34,97	0,1	5,77	3,9	30,05	0,2	28,85	3,9	61,95	1,7	0,726	7,2
	10	34,96	0,1	5,77	3,8	30,05	0,2	28,76	4,2	60,31	4,4	0,630	21,3
	12	34,97	0,1	5,79	3,5	30,10	0,3	28,92	3,7	61,81	1,9	0,720	8,0
	15	34,97	0,1	5,80	3,3	30,03	0,1	28,85	3,9	58,59	7,2	0,550	34,6
	30	34,97	0,1	5,84	2,7	30,02	0,0	29,23	2,6	57,15	9,7	0,525	39,1
8	2	34,96	0,1	5,68	5,4	30,19	0,6	29,06	3,2	62,79	0,3	0,772	1,0
	5	35,00	0,0	5,74	4,3	30,04	0,1	28,54	5,0	62,46	0,9	0,763	2,2
	8	35,04	0,1	5,80	3,4	30,16	0,5	29,25	2,5	63,03	0,0	0,791	1,4
	10	35,00	0,0	5,78	3,7	30,17	0,6	29,02	3,3	62,35	1,0	0,751	3,8
	12	34,96	0,0	5,79	3,5	30,15	0,5	29,37	2,1	60,19	4,6	0,626	21,9
	15	34,96	0,0	5,80	3,3	30,16	0,5	28,98	3,4	57,92	8,4	0,622	22,5
	30	35,00	0,0	5,85	2,5	29,95	0,2	28,67	4,5	57,44	9,2	0,620	22,8
10	2	35,00	0,0	5,74	4,3	30,10	0,3	28,69	4,5	62,35	1,0	0,766	1,8
	5	34,96	0,1	5,80	3,3	30,07	0,2	28,30	5,8	61,71	2,1	0,715	8,7
	8	35,00	0,0	5,78	3,6	30,16	0,5	29,10	3,0	62,20	1,3	0,738	5,5
	10	34,96	0,1	5,84	2,6	30,04	0,1	28,48	5,2	61,43	2,5	0,776	0,5
	12	34,96	0,1	5,86	2,3	30,13	0,4	29,10	3,0	63,78	1,2	0,832	6,4
	15	34,97	0,1	5,87	2,1	30,02	0,0	28,57	4,9	63,57	0,9	0,817	4,6
	30	35,00	0,0	5,85	2,5	29,99	0,0	28,88	3,8	62,24	1,2	0,844	7,9
12	2	35,00	0,0	5,70	5,0	30,05	0,2	28,37	5,6	62,92	0,1	0,799	2,4
	5	35,04	0,1	5,75	4,1	30,14	0,5	28,44	5,3	62,96	0,0	0,771	1,2
	8	35,04	0,1	5,79	3,5	30,08	0,3	28,94	3,6	62,22	1,2	0,718	8,3
	10	35,03	0,1	5,81	3,1	30,18	0,6	28,96	3,5	62,91	0,1	0,763	2,2
	12	35,00	0,0	5,80	3,3	30,09	0,3	28,56	4,9	63,37	0,6	0,803	2,9
	15	35,03	0,1	5,84	2,7	30,01	0,0	28,58	4,8	63,07	0,1	0,781	0,1
	30	35,03	0,1	5,89	1,8	29,97	0,1	28,74	4,3	61,85	1,8	0,821	5,1
15	2	35,07	0,2	5,72	4,7	30,10	0,3	28,30	5,8	62,75	0,4	0,782	0,3
	5	35,04	0,1	5,76	4,0	30,07	0,2	28,35	5,6	63,25	0,4	0,776	0,5
	8	35,04	0,1	5,80	3,4	30,03	0,1	28,34	5,7	63,37	0,6	0,784	1,3
	10	35,03	0,1	5,80	3,4	30,03	0,1	28,30	5,8	62,26	1,2	0,724	7,4
	12	35,03	0,1	5,81	3,1	30,10	0,3	28,60	4,8	62,25	1,2	0,720	8,0
	15	35,03	0,1	5,83	2,9	30,01	0,0	28,40	5,5	62,45	0,9	0,741	5,1
	30	35,03	0,1	5,87	2,2	29,97	0,1	28,56	4,9	61,29	2,7	0,778	0,3
30	2	35,07	0,2	5,72	4,7	30,15	0,5	28,04	6,7	63,70	1,1	0,817	4,6
	5	35,03	0,1	5,76	4,0	30,07	0,2	28,13	6,4	63,79	1,2	0,827	7,2
	8	35,07	0,2	5,81	3,2	30,11	0,4	28,37	5,6	63,59	0,9	0,822	5,2
	10	34,93	0,2	5,75	4,2	30,04	0,1	28,31	5,8	64,98	3,1	0,863	10,1
	12	35,03	0,1	5,81	3,1	30,09	0,3	28,47	5,2	64,60	2,5	0,832	6,4
	15	35,00	0,0	5,81	3,1	30,02	0,0	28,43	5,4	64,59	2,5	0,863	10,1
	30	35,03	0,1	5,86	2,3	29,98	0,0	28,59	4,8	64,42	2,2	0,892	13,4

Analisando as combinações para o solo S1 verifica-se que há uma tendência à diminuição do erro associado de K_s quando é aumentado o intervalo de profundidade das medidas. Com relação ao intervalo de tempo para este solo verifica-se que seu aumento causa uma diminuição do erro até o intervalo de 15 em 15 cm, para intervalos superiores ocorre um aumento do erro associado. Como na prática, em experimentos do tipo perfil instantâneo, as medidas são feitas em intervalos da ordem de 12 ou 24 horas e de 10 ou 15 cm, observa-se que esses intervalos não devem ser uma fonte significativa de erro. Analisando somente o erro associado das medidas de γ e K_s para o solo S1 observa-se que os valores de γ não apresentaram erros maiores que 0,3% possibilitando boa acurácia nas medidas, já para o parâmetro K_s os erros associados foram maiores, porém não superiores a 5,6%.

Os valores de K_s a partir das simulações dos três solos apresentaram um maior erro associado. A causa dessa menor acuracidade do parâmetro K_s está relacionada a variação do parâmetro γ , isto pode ser demonstrado matematicamente pela relação existente entre θ e $\ln K$ análoga à equação 31:

$$\ln K = a + b\theta \quad (37)$$

onde o coeficiente b é o próprio valor de γ , então

$$\ln K = a + \gamma(\theta - \theta_s) + \gamma\theta_s \quad (38)$$

logo

$$K = e^{a + \gamma(\theta - \theta_s) + \gamma\theta_s} \quad (39)$$

ou reescrevendo

$$K = e^{a + \gamma\theta_s} \cdot e^{\gamma(\theta - \theta_s)} \quad (40)$$

então, conforme a equação 08 temos

$$K_s = e^{\gamma\theta_s + a} \quad (41)$$

A equação 41 mostra a relação entre K_s e γ . Como no presente caso o K_{s_c} é obtido por extrapolação, verifica-se que a relação exponencial entre esses dois parâmetros causa uma grande sensibilidade dos parâmetros, pois pequenas variações em γ podem causar grandes modificações em K_s .

Para o solo S2 o comportamento dos intervalos de tempo e espaço foram semelhantes ao solo S1, porém os erros associados às medidas de γ foram maiores sendo verificados erros de até 0,6% e conseqüentemente erros de até 6,8 % para K_s . No entanto, nos intervalos de tempo e profundidade normalmente utilizados em experimentos de perfil instantâneo os erros para o parâmetro K_s ficaram em torno de 4,0%.

O solo S3 apresentou erros associados consideráveis para os parâmetros γ e K_s porém como já foi visto, esse solo apresentou no processo de simulação instabilidade numérica e como conseqüência baixa taxa de convergência, ou seja os valores calculados não tenderam com acurácia aos valores verdadeiros, sendo essa a provável causa da grande variação nos valores dos parâmetros e do erro associado. Desta forma, pode-se afirmar que a principal causa dos erros associados às medidas dos parâmetros, não são os intervalos tomados nas medidas, mas sim a extrema não-linearidade da equação diferencial parcial utilizada, sendo esta mais adequada para estudos com solos que se enquadrem dentro de uma determinada faixa de distribuição de poros.

5.4. Aplicações do algoritmo de simulação

5.4.1. Previsão do teor de água do solo na Capacidade de Campo

O algoritmo possibilita a previsão do limite superior de água disponível às plantas ou teor de água volumétrico na Capacidade de Campo (θ_{cc}) em qualquer profundidade ou camada do perfil. O teor de água na capacidade de campo, como já foi visto nos itens 4.5.1 e 5.3.1, varia com o tipo de solo e com a finalidade do estudo de fluxo que está sendo realizado, existindo a influência do fator tempo além das características do solo.

Na previsão de θ_{cc} através da simulação, foi utilizada a equação 31 para representar a relação $\theta \times t$, de onde derivou-se um fator C que representa a taxa de perda de água no tempo, o qual pode ser escolhido de acordo com a finalidade que se tem para determinação do teor de água na capacidade de campo. Conhecendo os coeficientes a e b da equação 31, os quais são utilizados na equação 34, é então calculado o teor de água volumétrico na qual ocorre essa taxa, considerada a Capacidade de Campo.

Na realização dessa verificação utilizando os cenários de simulação, a equação 31 foi ajustada para as camadas a 0,10; 0,30 e 0,60 m de profundidade, obtendo-se os coeficientes a e b dessa relação com seus respectivos coeficientes de determinação (r^2). Para o fator C foram escolhidos três taxas de redução do teor de água (perdas de 1; 0,1 e 0,01% ao

dia) para essas camadas. Na Tabela 06 são apresentados resultados obtidos para o teor de água na Capacidade de Campo (θ_{cc}) e também os coeficientes obtidos pelo ajuste dos dados simulados à equação 31.

Tabela 06. Previsão do teor de água na capacidade de campo obtida a partir das simulações dos três solos em três profundidades do perfil, utilizando três valores de C .

Solo	Profundidade (m)	C (h^{-1})	b -	a -	r^2	θ_{cc} ($m^3 m^{-3}$)	
Redução no teor de água de 1% ao dia							
S1	0,10	-0,00042	-0,0285	0,6051	0,9999	0,485	
	0,30	-0,00042	-0,0285	0,5975	0,9999	0,477	
	0,60	-0,00042	-0,0285	0,6160	0,9999	0,496	
	Redução no teor de água de 0,1% ao dia						
	0,10	-0,000042	-0,0285	0,6051	0,9999	0,419	
	0,30	-0,000042	-0,0285	0,5975	0,9999	0,412	
	0,60	-0,000042	-0,0285	0,6160	0,9999	0,430	
	Redução no teor de água de 0,01% ao dia						
	0,10	-0,0000042	-0,0285	0,6051	0,9999	0,353	
0,30	-0,0000042	-0,0285	0,5975	0,9999	0,346		
0,60	-0,0000042	-0,0285	0,6160	0,9999	0,364		

Redução no teor de água de 1% ao dia							
S2	0,10	-0,00042	-0,0323	0,3964	0,9997	0,256	
	0,30	-0,00042	-0,0319	0,3866	0,9997	0,248	
	0,60	-0,00042	-0,0326	0,4101	0,9999	0,268	
	Redução no teor de água de 0,1% ao dia						
	0,10	-0,000042	-0,0323	0,3964	0,9997	0,182	
	0,30	-0,000042	-0,0319	0,3866	0,9997	0,175	
	0,60	-0,000042	-0,0326	0,4101	0,9999	0,193	
	Redução no teor de água de 0,01% ao dia						
	0,10	-0,0000042	-0,0323	0,3964	0,9997	0,108	
0,30	-0,0000042	-0,0319	0,3866	0,9997	0,101		
0,60	-0,0000042	-0,0326	0,4101	0,9999	0,118		

Redução no teor de água de 1% ao dia							
S3	0,10	-0,00042	-0,0143	0,4689	0,9956	0,418	
	0,30	-0,00042	-0,0142	0,4824	0,9787	0,432	
	0,60	-0,00042	-0,0146	0,4951	0,9880	0,443	
	Redução no teor de água de 0,1% ao dia						
	0,10	-0,000042	-0,0143	0,4689	0,9956	0,385	
	0,30	-0,000042	-0,0142	0,4824	0,9787	0,399	
	0,60	-0,000042	-0,0145	0,4946	0,9880	0,410	
	Redução no teor de água de 0,01% ao dia						
	0,10	-0,0000042	-0,0143	0,4689	0,9956	0,352	
0,30	-0,0000042	-0,0142	0,4824	0,9787	0,367		
0,60	-0,0000042	-0,0145	0,4946	0,9880	0,376		

Analisando a Tabela 06 verifica-se um maior valor de θ_{cc} quando é admitida uma maior “tolerância” na redução do teor de água. Este fato está de acordo com o esperado, pois quando o solo possui um elevado teor de água a relação $d\theta/dt$ também é maior. Nesta condição, se for tolerada uma maior taxa de perda de água, o teor de água na capacidade de campo também será maior. A utilização de uma maior taxa de redução do teor de água do solo

poderia ocorrer em situações de agricultura irrigada onde existe um custo fixo alto para cada aplicação de água. Nesses casos, compensa irrigar com menor frequência e lâminas maiores, mesmo se isso resultar em maior perda de água.

Quando necessitar de um maior rigor com relação à tolerância na perda de água do solo, como é o caso de estudos de lixiviação de nutrientes, pesticidas, abastecimento de aquíferos ou em locais onde a água é mais escassa e cara, utilizam-se valores de C menores. Nesses casos a relação $d\theta/dt$ será menor e o valor de θ_{cc} correspondente também será menor.

Lembrando da definição de Capacidade de Campo, optar por um valor de C nada mais é do que decidir sobre qual seria o momento em que “o movimento descendente praticamente cessa”. A inserção do fator C no cálculo de θ_{cc} fornece essa flexibilidade. Assim, a partir dos dados obtidos pela simulação pode ser calculado θ_{cc} , levando em conta as características do solo e também o tipo de estudo que será desenvolvido. Na confecção da Tabela 06 os três níveis de tolerância foram utilizados para exemplificar esta forma de determinação do teor de água volumétrico na capacidade de campo, levando em conta a dinâmica do processo de redistribuição de água no solo. Na Tabela 07 são apresentados os valores de θ_{cc} para alguns solos brasileiros compilados da literatura.

Comparando as duas tabelas é possível verificar que os valores de capacidade de campo obtidos pela simulação ficaram dentro da faixa encontrada na literatura, de acordo com as características de cada solo simulado. As diferenças de θ_{cc} em profundidade obtidas pela simulação também ficaram na mesma ordem de grandeza das diferenças encontradas na literatura. O solo S1 cujos parâmetros hidráulicos são de solos argilosos bem estruturados e portanto com boa drenagem interna, apresenta valores de θ_{cc} próximos aos encontrados por Carlesso & Santos (1999), para um Latossolo Roxo do Município de Santo Ângelo – RS, principalmente quando se analisa uma redução no teor de água diário de 0,1%, o que é comum de se encontrar nas determinações de θ_{cc} a campo para esses solos.

Tabela 07. Teor de água na capacidade de campo obtidos da literatura para diferentes solos em algumas profundidades do perfil.

Solo	Profundidade (m)	θ_{cc} ($m^3 m^{-3}$)
Latossolo Vermelho Amarelo	0-0,30	0,238
fase arenosa Piracicaba - SP*	0,30-0,60	0,275
Latossolo Roxo	0-0,20	0,380
Jaboticabal – SP*	0,20-0,40	0,360
	0,40-0,60	0,350
Latossolo Vermelho Escuro, Orto	0-0,15	0,235
Piracicaba – SP*	0,15-0,50	0,238
Latossolo Roxo, distrófico, fase argilosa	0-0,30	0,288
Lençóis Paulista – SP*		
Latossolo Roxo, distrófico, textura argila	0-0,20	0,320
pesada, Santo Ângelo – RS**	0,20-0,40	0,400
	0,40-0,60	0,440
Podzólico Vermelho-Escuro, textura franco-	0-0,20	0,340
argilo-siltosa, Júlio de Castilhos - RS**	0,20-0,40	0,390
	0,40-0,60	0,420
Podzólico Vermelho-Amarelo, textura	0-0,20	0,220
franco-arenosa, Santa Maria - RS**	0,20-0,40	0,230
	0,40-0,60	0,280

*Reichardt (1990)

**Carlesso & Santos (1999)

Para o solo S2 que tem como característica hidráulica uma rápida drenagem é bastante comum ocorrer uma redução no teor de água de 1% ao dia, não sendo verificado fluxo expressivo passados dois ou três dias do início do processo de redistribuição de água no solo previamente saturado, ficando os valores de θ_{cc} encontrados nesta condição semelhantes aos solos de textura franco-arenosa encontrados na literatura. Para o solo S3 que possui características texturais típicas de solos com deficiente drenagem interna, onde o teor de água decresce lentamente com o tempo, portanto a ocorrência de uma redução no teor de água de 0,01% ao dia é bastante provável. Seus valores de θ_{cc} foram próximos aos encontrados por Carlesso & Santos (1999), um Podzólico Vermelho-Escuro textura franco-argilo-siltosa, do município de Julio de Castilhos - RS.

No método utilizado no campo para a determinação do teor de água na capacidade de campo geralmente parte-se do solo saturado, sendo avaliado o teor de água na profundidade desejada passados dois ou três dias. Esta determinação além de dispendiosa e consumir tempo, é arbitrária dependendo do conhecimento que o pesquisador tem sobre o

solo. A utilização da modelagem nesses estudos pode agilizar a tomada de decisões no campo, sendo de grande utilidade principalmente em grandes áreas, onde a amostragem a campo pode ser inviável, porém existe a inconveniência de necessitar do conhecimento antecipado dos parâmetros hidráulicos do solo; todavia, é uma forma de prever o comportamento hidráulico do solo frente ao conhecimento teórico existente sobre as leis que regem o fluxo de água no solo.

5.4.2. Previsão do teor de água futuro do solo

Estabelecendo um teor de água de interesse e conhecendo os coeficientes a e b da equação 31 é possível determinar o tempo gasto para ser atingida a condição de umidade pré-estabelecida em qualquer camada do perfil pela equação 36.

Para exemplificar essa determinação foram realizadas simulações com os três cenários de simulação modificando as condições iniciais e de contorno, sendo admitida uma taxa evaporativa (mm dia^{-1}) na superfície do solo.

Como resultado dessas simulações tem-se a Tabela 08, onde são apresentados os tempos gastos, em horas, para que dois níveis de umidade sejam atingidos em três profundidades do perfil e em duas situações de demanda evaporativa na superfície do solo.

As taxas de demanda evaporativa foram adaptadas de Cunha (1999), onde representam a evapotranspiração potencial do solo calculada pelo método de Penman (Bergamaschi & Guadagnin, 1990) para o mês de abril ($2,9 \text{ mm dia}^{-1}$) e para o mês de dezembro ($5,6 \text{ mm dia}^{-1}$) medidas no Município de Eldorado do Sul – RS. Apesar da taxa de maior demanda ser quase o dobro da taxa de menor demanda evaporativa, a diferença de tempo entre as duas condições foi pequena, sendo que o tempo gasto para atingir os teores de água pré-estabelecidos foi ligeiramente menor para a taxa de maior demanda evaporativa na superfície do solo.

Pelos resultados obtidos observa-se a sensibilidade quando se trabalha com equações exponenciais, pois pequenas variações nos coeficientes utilizados na equação 36 causam mudanças nos valores dos tempos previstos. Este fato pode ser analisado pelos valores obtidos para o solo S1 na profundidade de 0,35 m, onde apesar do mesmo coeficiente angular obtido ($b = -0,0383$), uma diferença de 0,0001 entre os valores do coeficiente linear (a) das duas situações causou uma diferença nos resultados de aproximadamente 10 minutos para o teor de água de $0,30 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e de aproximadamente 3 horas para o teor de água de $0,20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

Tabela 08. Tempo gasto para atingir dois níveis de teor de água em três camadas dos perfis das situações hipotéticas de drenagem, considerando duas taxas de evaporação na superfície.

Solos	Profundidades (m)	b	a	r ²	Tempo gasto para atingir o teor de água de:	
					0,30	0,20
Taxa de evaporação de 2,9 mm dia ⁻¹						
S1	0,15	-0,0380	0,5766	0,9997	24,03	333,17
	0,35	-0,0383	0,5998	0,9999	41,68	566,44
	0,55	-0,0384	0,6125	0,9999	56,96	769,69
S2	0,15	-0,0340	0,3739	0,9972	0,146	2,749
	0,35	-0,0333	0,3950	0,9998	0,287	5,756
	0,55	-0,0331	0,4082	0,9999	0,438	8,867
S3	0,15	-0,0248	0,4756	0,9905	19,61	1098,27
	0,35	-0,0242	0,4844	0,9762	33,46	2067,05
	0,55	-0,0237	0,4877	0,9609	46,08	3138,67
Taxa de evaporação de 5,6 mm dia ⁻¹						
S1	0,15	-0,0379	0,5760	0,9998	23,95	333,50
	0,35	-0,0383	0,5997	0,9999	41,51	563,68
	0,55	-0,0384	0,6126	0,9999	56,72	764,65
S2	0,15	-0,0337	0,3711	0,9978	0,137	2,642
	0,35	-0,0334	0,3947	0,9996	0,283	5,646
	0,55	-0,0333	0,4087	0,9999	0,436	8,735
S3	0,15	-0,0247	0,4751	0,9906	19,60	1109,07
	0,35	-0,0242	0,4841	0,9759	33,46	2081,88
	0,55	-0,0236	0,4874	0,9604	46,11	3159,53

Para o solo S2 observa-se que o teor de água de 0,30 m³ m⁻³ foi atingido muito rapidamente nas três profundidades para ambas as taxas de evaporação. Analisando as diferenças ocorridas entre os tempos para ser atingidas as condições de umidade verifica-se que apesar da diferença de 2,7 mm dia⁻¹ na taxa evaporativa, na camada de 0,15 m ocorreu uma diferença de 6,36% entre os valores de tempo para atingir o teor de água de 0,30 m³ m⁻³. Já para o teor de água de 0,20 m³ m⁻³ na mesma camada esta diferença foi de 3,96%. Para as demais camadas essas diferenças foram menores que 2%. Este fato provavelmente ocorreu devido a um inadequado ajuste da equação 31 para valores de água no solo elevados, sendo que com o passar do tempo a relação $\theta \times t$ tende a se normalizar refletindo em diferenças menores para teores de água menores.

Analisando os r² dos ajustes feitos para o solo S2 verifica-se que estes foram menores na camada de 0,15 m do que nas outras duas camadas, sendo verificado o mesmo resultado nas duas condições de evaporação. Este fato pode ser responsável pelo baixo tempo

gasto para atingir o teor de água de $0,30 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Porém como esta camada está mais próxima da superfície, as maiores diferenças no tempo gasto para atingir a condição de água no solo de $0,30 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ serão evidenciadas nela, pois além do processo de drenagem existe a demanda evaporativa, ocorrendo fluxos de água nas direções ascendente e descendente, o que pode ter ocasionado variações na relação $\theta \times t$. Para a condição de água no solo de $0,20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ na profundidade de $0,15 \text{ m}$ não foi verificada uma diferença tão acentuada entre as duas taxas de evaporação na superfície.

Para o solo S3 o tempo gasto para atingir as condições de umidade de $0,20$ foi relativamente longo, estando de acordo com as suas características de textura argilosa com baixa drenagem interna. Conforme os resultados são necessários aproximadamente 45 dias para que o teor de água chegasse a $0,20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ na camada de $0,15$ metros, sendo gasto um tempo maior para as camadas mais profundas.

Os resultados da previsão do teor de água futuro do solo de uma forma geral se mostraram satisfatórios para as três situações de drenagem hipotéticas. Essa aplicação pode ser de interesse prático, pois a previsão do tempo necessário para que o solo atinja uma determinada condição de umidade viabiliza a otimização de certas práticas agrícolas. A partir dos dados obtidos da simulação é possível utilizar, além da equação 31, outras equações que melhor se ajustem à relação $\theta \times t$, conforme as características dos parâmetros hidráulicos utilizados na caracterização do solo. Sendo essa uma vantagem de se trabalhar com dados simulados, ou seja, além de dar uma idéia de como o solo irá se comportar frente a uma determinada situação, possibilita o estudo das relações entre as variáveis envolvidas apontando os possíveis pontos críticos do sistema de forma bastante rápida e econômica.

5.5. Comportamento entre os parâmetros hidráulicos das relações $\Psi_m-\theta$ e $K-\theta$

Para avaliar o efeito dos parâmetros K_s , γ , α e n , das relações $K(\theta)$ e $\Psi_m(\theta)$ na variação da umidade com o tempo foram realizadas correlações desses parâmetros com o coeficiente angular (b) obtido através da equação 31, possibilitando avaliar o efeito dos parâmetros no processo de drenagem.

A primeira verificação foi feita para a relação exponencial entre $K-\theta$ onde os parâmetros hidráulicos K_s e γ foram testados. Para isso foram realizadas várias simulações utilizando os parâmetros hidráulicos do solo S1, porém com diferentes valores de K_s e γ , mantendo os outros parâmetros hidráulicos constantes. Para cada simulação foi extraída a relação $\theta \times t$, a qual foi ajustada a equação 31 de onde foi obtido o coeficiente b . Com os pares

(K_s , b), foi construído o gráfico apresentado na Figura 18. Para o parâmetro γ foi realizado o mesmo procedimento utilizado para K_s , os resultados obtidos são apresentados na Figura 19.

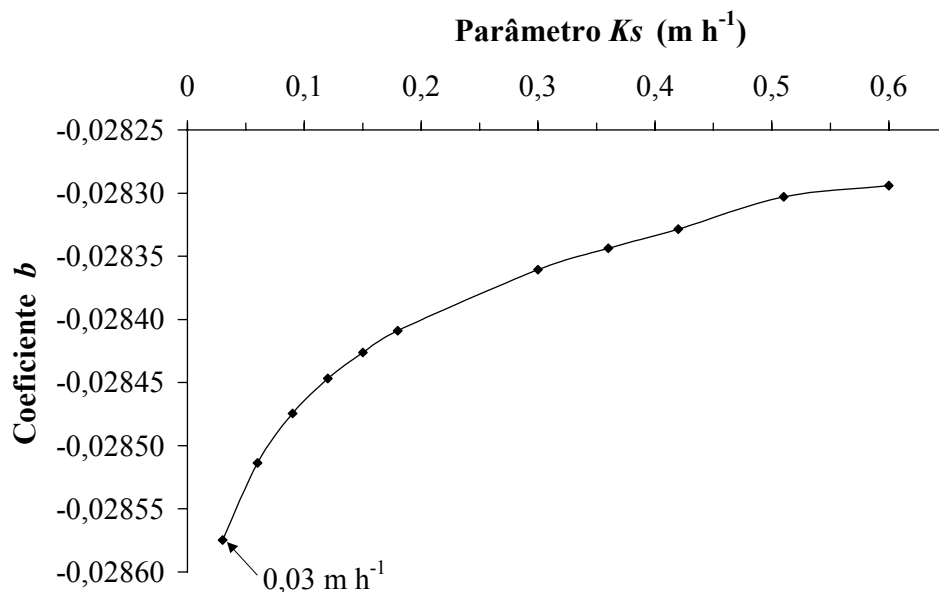


Figura 18. Relação entre o parâmetro K_s e o coeficiente b da equação $\theta = a + blnt$ utilizando um valor de γ de 35.

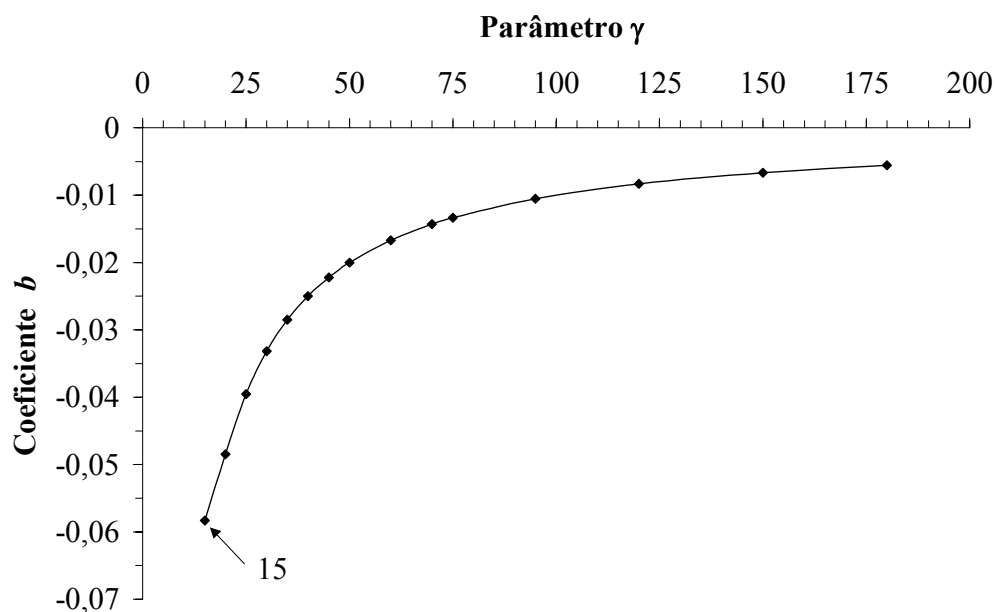


Figura 19. Relação entre o parâmetro γ e o coeficiente b da equação $\theta = a + blnt$ utilizando um valor de K_s de $0,06 m h^{-1}$.

Na análise de ambas as figuras nota-se um comportamento semelhante dos parâmetros K_s e γ em relação ao coeficiente b . Nos dois gráficos, a medida que se aumentam os parâmetros K_s e γ os valores de b também aumentam, porém em taxas decrescentes.

Analisando em conjunto o efeito de K_s e γ sobre o coeficiente angular b da equação 31 nota-se que a variação dos valores de γ causa uma variação muito maior nos

valores de b do que o parâmetro K_s . Os valores de γ encontrados na maioria dos solos se encontram dentro da faixa de decréscimo exponencial de b . Já o parâmetro K_s pode assumir um valor qualquer ao longo de toda a curva do gráfico da Figura 18, dependendo do tipo de solo, porém pela mesma figura nota-se que este parâmetro causou menores variações em b .

Pode-se concluir que, para efeitos de cálculo em simulações, apesar de o parâmetro K_s ser muito importante, estando presente em todos os modelos que descrevem a condutividade hidráulica não saturada do solo, variações no seu valor causaram pouco efeito na relação $\theta \times t$ obtida da simulação. Porém não se pode dizer a mesma coisa com relação ao parâmetro γ , para o qual o algoritmo se mostrou sensível e que necessita de uma acurada determinação para que no processo de cálculo do algoritmo não cause erros na determinação da relação $\theta \times t$. Observando a equação 08 este fato fica claro, pois o coeficiente γ mantém uma relação exponencial com $K(\theta)$ enquanto K_s possui uma relação linear.

Para verificar a influência da relação $\Psi_m - \theta$ foram confeccionadas as Figuras 20 e 21, relacionando o coeficiente b da equação 31 com os parâmetros α e n da equação de Van Genuchten. Como já foi comentado no item 5.2.2, os valores desses parâmetros estão relacionados com o formato da curva de retenção de água do solo.

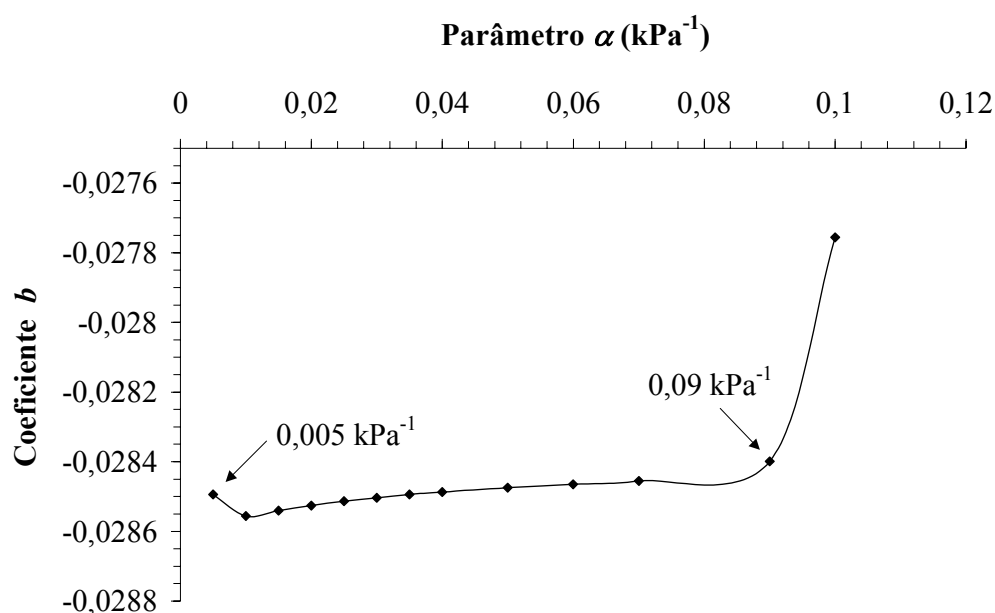


Figura 20. Relação entre diferentes valores do parâmetro α e o coeficiente b da equação $\theta = a + blnt$ tomando como base para os demais parâmetros aqueles utilizados para o solo S1.

Na Figura 20 verifica-se que o coeficiente b se manteve praticamente inalterado para a faixa de valores de α de 0,005 a 0,09 kPa^{-1} . Conforme o estudo feito por Carsel & Parrish (1988) que calcularam os valores médios dos parâmetros hidráulicos para diferentes grupos texturais de solos, aqueles que apresentam baixa permeabilidade, possuem

valores de α pequenos. Sendo verificados o valor de $0,005 \text{ kPa}^{-1}$ para um solo argilo-siltoso (*Silty clay*) e de $0,008 \text{ kPa}^{-1}$ para um solo argiloso (*Clay*). Para solos com boa permeabilidade os valores de α são maiores, sendo verificado o valor de $0,145 \text{ kPa}^{-1}$ para um solo arenoso (*Sand*) e $0,124 \text{ kPa}^{-1}$ para um franco arenoso (*Loamy sand*). Os demais grupos texturais se encontram entre estes limites, portanto dentro da faixa onde ocorreu pouca variação do coeficiente b na Figura 20.

O parâmetro n está relacionado com a inclinação da curva de retenção de água no seu ponto de inflexão e assume valores que variam de 3,0 para solos de textura arenosa a valores bastante próximos a 1,0 para solos de textura argilosa.

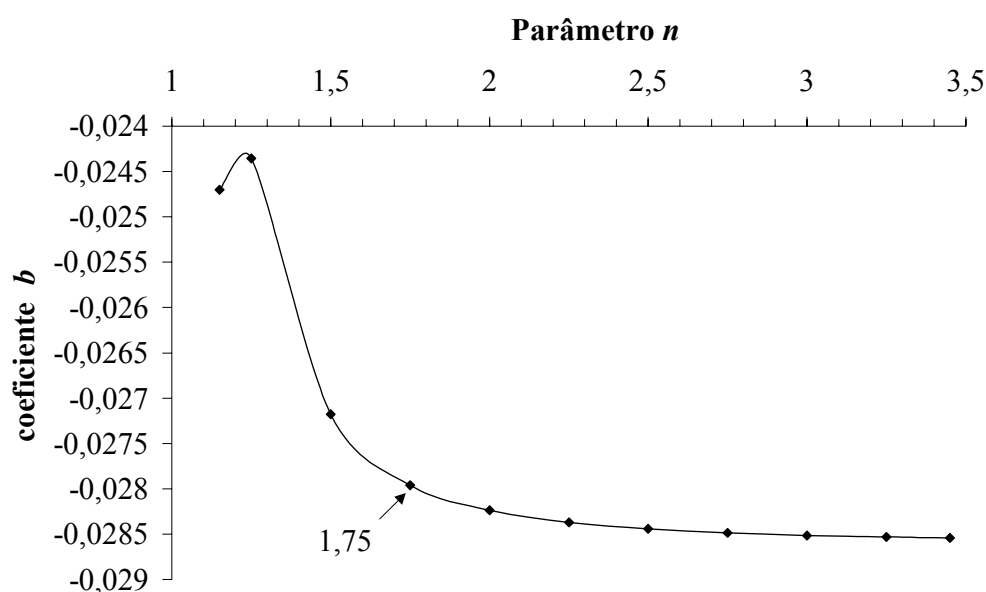


Figura 21. Relação entre o parâmetro n e o coeficiente b da equação $\theta = a + blnt$ tomando como base para os demais parâmetros aqueles utilizados para o solo S1.

Pela Figura 21 pode-se verificar que o coeficiente angular da relação $\theta \times t$ é mais sensível para valores menores que 1,75. Para valores superiores a 1,75 praticamente não ocorreram variações no coeficiente b .

Através das Figuras 20 e 21 é possível verificar que o parâmetro n tem um maior efeito sobre o coeficiente angular b do que o parâmetro α , principalmente na faixa de valores que caracterizam os solos de textura fina. Quanto mais negativo for o valor do coeficiente b mais rapidamente ocorrerá a drenagem no solo.

Com relação a representatividade da equação 31, um fato que merece ser ressaltado é que as modificações nos parâmetros hidráulicos K_s e α causaram variações insignificantes no coeficiente b . Por outro lado, o parâmetro n e principalmente o parâmetro γ tiveram um maior efeito sobre o coeficiente b da equação de drenagem.

O efeito conjunto dos parâmetros γ , α e n é verificado na Tabela 09, que mostra os valores dos coeficientes a e b da equação 31 obtidos em simulações realizadas combinando três valores para cada parâmetro. Neste estudo foram utilizados os valores extremos e um valor médio para cada um desses parâmetros hidráulicos, dentro da faixa de variação que cada um apresenta, procurando desta forma abranger os diversos grupos texturais de solos.

Tabela 09. Coeficientes a e b da equação $\theta = a + blnt$ para diferentes valores dos parâmetros hidráulicos γ , α e n do solo.

		Parâmetros hidráulicos					
γ	α (kPa ⁻¹)	n					
		1,25		2,25		3,25	
		a	$-b$	a	$-b$	a	$-b$
15	0,005	0,464103	0,00454	0,580513	0,053592	0,055395	0,588076
	0,025	0,46136	0,020267	0,564699	0,052278	0,059194	0,574885
	0,09	0,513593	0,0367	0,567979	0,059425	0,063073	0,583275
60	0,005	0,618204	0,014964	0,618641	0,016765	0,016871	0,618366
	0,025	0,61443	0,015907	0,614642	0,016675	0,016702	0,614604
	0,09	0,613231	0,016358	0,612932	0,016517	0,016639	0,61366
150	0,005	0,631221	0,006572	0,630599	0,006727	0,006745	0,630606
	0,025	0,629681	0,006639	0,629552	0,006678	0,006682	0,629561
	0,09	0,628222	0,006477	0,626278	0,00621	0,006621	0,629041

Para uma melhor verificação da correlação entre os três parâmetros hidráulicos foram confeccionados gráficos em três dimensões, fixando um valor para o parâmetro γ e analisando o comportamento dos outros dois parâmetros com relação aos coeficientes a e b da equação 31. Os resultados são apresentados nas Figuras 22, 23 e 24.

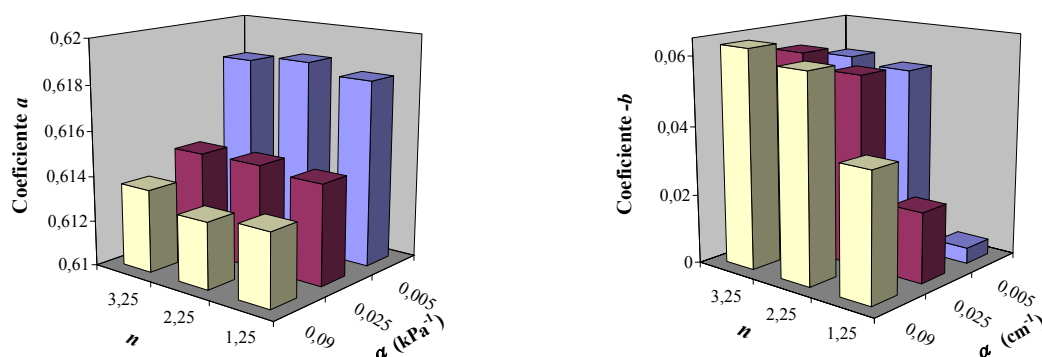


Figura 22. Coeficientes a e b em função de n e α obtidos pelas simulações com $\gamma = 15$.

Para um valor de γ igual a 15 é observado na Figura 22 que ocorre significativa diminuição dos coeficientes a e b para baixos valores de n e α . Também é possível notar que

o efeito do parâmetro n é mais pronunciado do que o parâmetro α sobre os coeficientes da equação 31. É interessante notar que sendo o coeficiente a correspondente a umidade inicial do solo, baixos valores de n , α e γ fazem com que ocorra uma modificação acentuada na condição do teor de água do solo no início do processo de drenagem, no sentido de diminuir o teor de água inicial do solo.

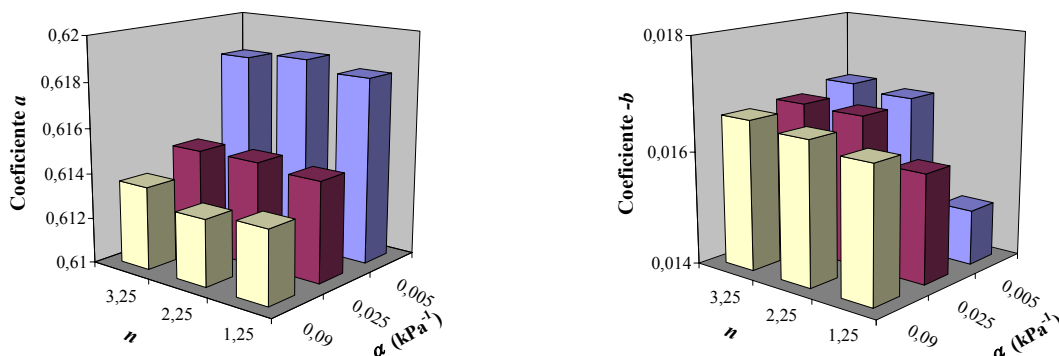


Figura 23. Coeficientes a e b em função de n e α obtidos pelas simulações com $\gamma = 60$.

Na Figura 23 onde o parâmetro γ possui um valor considerado intermediário dentro da sua faixa de variação, observa-se que o fator α assume um maior peso, causando um efeito maior sobre os coeficientes a e b do que o parâmetro n , sendo que para um valor de α maior ($0,09 \text{ kPa}^{-1}$) mesmo com um pequeno valor de n (1,25) não houve modificação no comportamento do coeficiente b .

Analisando o gráfico referente ao coeficiente a na Figura 23 observa-se que o parâmetro n não teve efeito algum sobre este coeficiente, sendo toda as diferenças ocorridas atribuídas ao coeficiente α , mostrando que seu significado físico realmente está relacionado com o teor de água próximo à saturação.

Já na Figura 24 onde o valor de γ corresponde a 150 observa-se que praticamente não ocorreram mudanças no coeficiente b em qualquer nível de n e α , indicando que o parâmetro γ é que teve um maior efeito sobre o coeficiente b da equação 31.

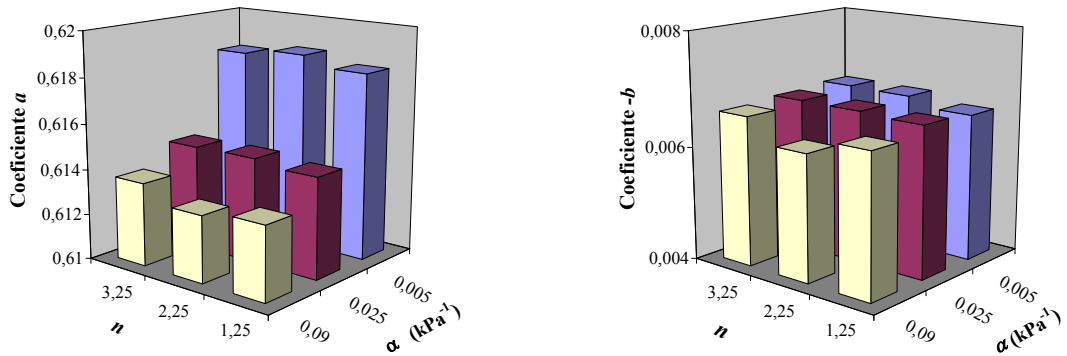


Figura 24. Coeficientes a e b em função de n e α obtidos pelas simulações com $\gamma = 150$.

Com relação ao coeficiente a no gráfico da Figura 24 pode ser observado que o comportamento foi semelhante ao da Figura 23, sendo o parâmetro α o responsável pela variação deste coeficiente.

Pela análise conjunta as Figuras 22, 23 e 24 verifica-se a interdependência existente entre os parâmetros hidráulicos γ , n e α utilizados para a realização das simulações, os quais assumem maior ou menor importância individual na relação $\theta \times t$ obtida, conforme o valor atribuído a cada um deles. Uma minuciosa estimação desses parâmetros é portanto um passo fundamental na previsão de situações reais utilizando o algoritmo.

6. CONCLUSÕES

O trabalho realizado permitiu concluir que:

- O algoritmo numérico desenvolvido baseado nos parâmetros K_s , γ e θ_s da relação exponencial $K-\theta$ e os parâmetros α , n e θ_t da relação $\Psi_m-\theta$ permitiu a descrição do processo de redistribuição de água no solo no sentido vertical, permitindo a avaliação de diferentes tipos de solo, desde que os intervalos de tempo e de espaço sejam suficientemente pequenos.

- A discretização do tempo para o funcionamento do algoritmo utilizando uma variação máxima do teor de água admissível ($\Delta\theta_{max}$) se mostrou adequada, possibilitando a realização de simulações em tempos relativamente curtos (dependendo do recurso computacional disponível). Esta forma de discretização do tempo permitiu uma adequada avaliação do processo de redistribuição de água no solo, sem comprometimento da acurácia nas medidas.

- Foi possível verificar que o intervalo de tempo e espaço comumente utilizado em experimentos do tipo perfil instantâneo (medidas espaçadas a cada 12 ou 24 horas e a 10 ou 15 cm de profundidade) não compromete a acurácia da estimativa dos parâmetros da relação $K-\theta$.

- O algoritmo permitiu simular de forma adequada a variação do teor de água, potencial total e densidade de fluxo em função do tempo nas três diferentes situações hipotéticas de drenagem e em quatro solos obtidos da literatura.

- O algoritmo se mostrou uma eficiente ferramenta em estudos sobre o teor de água na Capacidade de Campo (θ_{cc}). A introdução do fator C no cálculo de θ_{cc} possibilita uma melhor adequação deste conceito em estudos de drenagem do solo. A possibilidade de

previsão da umidade futura em qualquer profundidade do solo através da distribuição do teor de água no tempo obtido pela simulação, também se mostrou uma forma promissora e rápida de se obter informações, viabilizando a otimização de certas práticas agrícolas.

- Através do algoritmo foi possível avaliar a correlação entre os parâmetros hidráulicos K_s , γ , α e n das relações $K-\theta$ e $\Psi_m-\theta$ com os da equação $\theta = a + blnt$ que descreve a variação do teor de água no tempo.

7. APÊNDICE

LISTAGEM DO PROGRAMA BHSIM.BAS, EM LINGUAGEM QUICKBASIC 4.0, UTILIZADO NAS SIMULAÇÕES

```
'Unidades: cm, min
DEFDBL A-Z
CLS
INPUT "Arquivo de dados do Solo <bhsim.sol> "; SoloFile$
INPUT "Arquivo de saída para Kteta <bhkt.dat> "; OutFile$
INPUT "Arquivo para saída completa <bhsim.out> "; OutFile2$
IF SoloFile$ = "" THEN SoloFile$ = "bhsim.sol"
IF OutFile$ = "" THEN OutFile$ = "bhkt.dat"
IF OutFile2$ = "" THEN OutFile2$ = "bhsim.out"

OPEN "O", 3, OutFile$
OPEN "O", 44, OutFile2$
'OPEN "O", 6, "teste.tst"

'Parâmetros iniciais
'Saida
INPUT "taxa de evaporação (mm/dia) <0> "; Evapo
Evapo = Evapo / 10
Evapo = Evapo / 24 / 60: 'transformou em cm/min
INPUT "até que profundidade vai a saída (cm) <120> "; MaxProfSaída
IF MaxProfSaída = 0 THEN MaxProfSaída = 120
INPUT "de quantos em quantos cm vai a saída <1> "; FreqProfSaída
IF FreqProfSaída = 0 THEN FreqProfSaída = 1
INPUT "de quantas em quantas horas vai a saída <1> "; FreqTempoSaída
IF FreqTempoSaída = 0 THEN FreqTempoSaída = 1
INPUT "máxima variação da umidade em um passo de tempo <0.0000001> ";
dTetaMax
IF dTetaMax = 0 THEN dTetaMax = .0000001
INPUT "número de dias a serem simulados <60> "; TempoSimul
IF TempoSimul = 0 THEN TempoSimul = 60
TempoSimul = 60! * 24! * TempoSimul
INPUT "número de centímetros por passo <0.5> "; DeepStep
IF DeepStep = 0 THEN DeepStep = .5
INPUT "profundidade máxima simulada <400> "; MaxProf
IF MaxProf = 0 THEN MaxProf = 400
INPUT "centímetros de perfil úmido inicialmente <130> "; ProfUmid
IF ProfUmid = 0 THEN ProfUmid = 130
INPUT "Potencial Mátrico da camada úmida <5> "; PotmCima
IF PotmCima = 0 THEN PotmCima = 5
INPUT "Potencial Mátrico da camada seca <1000> "; PotmBaixo
IF PotmBaixo = 0 THEN PotmBaixo = 1000
INPUT "fator lambda (correção K) <0.05> "; lambda
```

```

IF lambda = 0 THEN lambda = .05

hc = 20: 'altura da cuba dos tensiômetros (cm)
NoCam% = MaxProf / DeepStep
REDIM Teta(NoCam%), Pott(NoCam%), DensFl(NoCam%), IdCam%(NoCam%)
REDIM dtetadt(NoCam%), Cond(NoCam%)
DensFl(0) = Evapo

'Dimensionar e Ler dados do solo
GOSUB DimSolo
REDIM IniCm(NoProf%), FimCm(NoProf%), Alfa(NoProf%), Eme(NoProf%),
Ene(NoProf%)
REDIM TetaR(NoProf%), TetaS(NoProf%), Ko(NoProf%), gama(NoProf%)
GOSUB LeituraSolo

CLS

OPEN "I", 1, SoloFile$
PRINT #44, "Arquivo de solos "; SoloFile$
DO UNTIL EOF(1)
  LINE INPUT #1, z$
  PRINT #44, z$
LOOP
PRINT #44,

PRINT #44, "MaxProfSaida "; MaxProfSaida
PRINT #44, "FreqProfSaida "; FreqProfSaida
PRINT #44, "FreqTempoSaida "; FreqTempoSaida
PRINT #44, "dTetaMax "; dTetaMax
PRINT #44, "DeepStep "; DeepStep
PRINT #44, "MaxProf "; MaxProf
PRINT #44, "ProfUmid "; ProfUmid
PRINT #44, "PotmCima "; PotmCima
PRINT #44, "PotmBaixo "; PotmBaixo
PRINT #44, "lambda "; lambda

GOSUB IdentCamada
GOSUB InicialisarUmidades

DO
  Time = Time + TimeStep
  IF Time > TimFl THEN
    TimFl = TimFl + .01
    LOCATE 10, 10
    PRINT USING "#####.## ###.#### ###.####"; Time, Arm, ArmSup;
  END IF
  Time1 = Time1 + TimeStep
  Time2 = Time2 + TimeStep
  '-----

  'Fluxos entre camadas
  prof = 0
  IF Time1 >= FreqTempoSaida * 60 THEN
    LOCATE 15, 10
    PRINT Time / 60
    saida = 1
    Time1 = 0
    PRINT #3, ""

```

```

PRINT #44, ""
PRINT #3, USING "####.# "; Time / 60,
PRINT #44, USING "####.# "; Time / 60
FOR z% = 5 / DeepStep TO NoCam% STEP 5 / DeepStep
    PRINT #44, USING "####.# #.##### #####.#### ###.#####
###.#####"; z% * DeepStep, Teta(z%), Pott(z%), DensFl(z%), dtetadt(z%)
NEXT z%
END IF

FOR z% = 1 TO NoCam%
    GOSUB CalcPot: 'Retorna Pott(z%)
NEXT z%

FOR z% = 1 TO MaxProfSaida / DeepStep
    IF saida = 1 AND z% <= ProfUmid / DeepStep THEN
        prof = prof + DeepStep
        IF prof >= FreqProfSaida THEN
            prof = 0
            PRINT #3, USING "###.## "; (hc - Pott(z%)) / 12.5,
        END IF
    END IF
NEXT z%

saida = 0
IF impr% = 1 THEN
    PRINT #3, ""
END IF
FOR z% = 1 TO NoCam%
    Cond(z%) = Ko(IdCam%(z%)) * EXP(gama(IdCam%(z%)) * (Teta(z%) -
TetaS(IdCam%(z%))) + lambda * (Teta(z%) - TetaS(IdCam%(z%))) / (Teta(z%) -
TetaR(IdCam%(z%))))
NEXT z%

TimeStepDef% = 0
FOR z% = 1 TO NoCam% - 1
    GradPot = (Pott(z%) - Pott(z% + 1)) / DeepStep
    DensFl(z%) = -Cond(z%) * GradPot
    IF -DensFl(z%) * TimeStep > (TetaS(IdCam%(z% + 1)) - Teta(z% + 1))
* DeepStep THEN
        TimeStep = -((TetaS(IdCam%(z% + 1)) - Teta(z% + 1)) * DeepStep)
/ DensFl(z%)
        TimeStepDef% = 1
    END IF
NEXT z%

IF TimeStepDef% = 0 THEN
    TimeStep = 1E+20
END IF

FOR z% = 1 TO NoCam% - 1
    dtetadt(z%) = ((DensFl(z%) - DensFl(z% - 1)) / DeepStep)
    IF ABS(dtetadt(z%)) > 1D-99 THEN
        IF dtetadt(z%) > 0 AND dTetaMax > TetaS(IdCam%(z%)) - Teta(z%)
THEN
            ts = (TetaS(IdCam%(z%)) - Teta(z%)) / ABS(dtetadt(z%))
        ELSE
            ts = dTetaMax / ABS(dtetadt(z%))
        END IF
        IF ts < TimeStep THEN
            TimeStep = ts
        END IF
    END IF
NEXT z%

```

```

        END IF
    END IF
NEXT z%

FOR z% = 1 TO NoCam% - 1
    Teta(z%) = Teta(z%) + dtetadt(z%) * TimeStep
    IF Teta(z%) > TetaS(IdCam%(z%)) THEN
        Teta(z%) = TetaS(IdCam%(z%))
    ELSEIF Teta(z%) < TetaR(IdCam%(z%)) THEN
        Teta(z%) = TetaR(IdCam%(z%)) + .01
    END IF
NEXT z%

Arm = 0
ArmSup = 0
FOR z% = 1 TO NoCam%
    Arm = Arm + Teta(z%) * DeepStep
    IF z% * DeepStep <= ProfUmid THEN
        ArmSup = ArmSup + Teta(z%) * DeepStep
    END IF
NEXT z%

LOOP UNTIL Time > TempoSimul OR INKEY$ = CHR$(27)
END

'-----
DimSolo:
'Dimensionar dados do solo
OPEN "I", 1, SoloFile$
    NoProf% = 0
    SoloVoid% = 0
    DO UNTIL EOF(1)
        LINE INPUT #1, z$
        IF LTRIM$(RTRIM$(z$)) = "" AND NoProf% = 0 THEN
            SoloVoid% = SoloVoid% + 1
        ELSEIF LTRIM$(RTRIM$(z$)) <> "" THEN
            NoProf% = NoProf% + 1
        END IF
    LOOP
CLOSE #1
RETURN

'-----
LeituraSolo:
'Leitura dados do solo
OPEN "I", 1, SoloFile$
    z% = 0
    FOR n% = 1 TO SoloVoid%
        LINE INPUT #1, z$
    NEXT n%
    DO UNTIL EOF(1)
        z% = z% + 1
        INPUT #1, IniCm(z%)
        INPUT #1, FimCm(z%)
        INPUT #1, Alfa(z%)
        INPUT #1, Eme(z%)
        INPUT #1, Ene(z%)
        INPUT #1, TetaR(z%)
        INPUT #1, TetaS(z%)
        INPUT #1, Ko(z%)
    LOOP

```

```

    INPUT #1, gama(z%)
    LOOP
    CLOSE #1
    RETURN

'-----
IdentCamada:
'Identificar qual a camada da Prof atual
FOR z% = 1 TO NoCam%

    FOR p% = 1 TO NoProf%
        IF IniCm(p%) <= z% * DeepStep AND FimCm(p%) > z% * DeepStep THEN
            IdCam%(z%) = p%
        ELSEIF FimCm(p%) > z% * DeepStep THEN
            p% = NoProf%
        END IF
    NEXT p%
NEXT z%
RETURN

'-----
CalcPot:
'Calcular o Potencial Total da água na camada atual
potm = -((((TetaS(IdCam%(z%)) - TetaR(IdCam%(z%))) / (Teta(z%) -
TetaR(IdCam%(z%)))) ^ (1 / Eme(IdCam%(z%))) - 1) ^ (1 / Ene(IdCam%(z%)))) /
Alfa(IdCam%(z%))
Pott(z%) = potm - z% * DeepStep
RETURN

'-----
InicialisarUmidades:
'Inicialisar as Umidades
FOR z% = 1 TO NoCam%
    IF z% <= ProfUmid / DeepStep THEN
        potm = PotmCima
    ELSE
        potm = PotmBaixo
    END IF
    Teta(z%) = TetaR(IdCam%(z%)) + (TetaS(IdCam%(z%)) - TetaR(IdCam%(z%)))
/ ((1 + (Alfa(IdCam%(z%)) * potm) ^ Ene(IdCam%(z%))) ^ Eme(IdCam%(z%)))

NEXT z%
UmidIni2 = Teta(2)
UmidIniFim = Teta(NoCam%)

RETURN

```


8. BIBLIOGRAFIA CITADA

- ABBASPOUR, K., KASTEEL, R., SCHULIN, R. Inverse Parameter Estimation in a Layered Unsaturated Field Soil. **Soil Science**, Baltimore, v. 165, n. 2, p. 109-123, 2000.
- ADDISCOTT, T. M. A simple computer model for leaching in structured soils. **Journal of soil Science**, Madison, v.28, p. 544-563, 1977.
- AHUJA, L. R.; NIELSEN, D. R. Field soil: water relations. In: STEWART, B. A.; NIELSEN, D. R., (eds.) **Irrigations of agricultural crops**. Madison: American Society of Agronomy, 1990. p.143-189.
- ARYA, L. M.; DIEROLF, T. S.; SOFYAN, A.; WIDJAJA-ADHI, I. P. G.; VAN GENUCHTEN, M. TH. Field measurements of the saturated hydraulic conductivity of a macroporous soil with unstable subsoil structure. **Soil Science**, Baltimore, v.163 n.11, p. 841-852, 1998.
- BACCHI, O. O. S.; REICHARDT, K. Escalonamento de Propriedades Hídricas na Avaliação de Métodos de Determinação da Condutividade Hidráulica de Solos. **Rev. Bras. de Ci. do Solo**, Campinas, v.12, p. 217-223, 1988.
- BACCHI, O. O. S.; REICHARDT, K. On simple methods for unsaturated soil hydraulic conductivity determination. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v.50, n. 2, p. 326-328, 1993.
- BAKER, F. G., VENEMAN, P. L. M.; BOUMA, J. Limitations of the instantaneous profile method for field measurement of unsaturated hydraulic conductivity. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, Madison, v.38, p. 885-888, 1974.
- BERGAMASCHI, H.; BERLATO, M.; MATZENAUER, R. FONTANA, D. C.; CUNHA, G. R.; SANTOS, M. L. V.; FARIAS, J. R. B.; BARNI, N. A. **Agrometeorologia aplicada à Irrigação**. 2. ed. Porto Alegre: Editora da Universidade. UFRGS, 1999. 125p.
- BERGAMASCHI, H.; GUADAGNIN, M. R. **Agroclima da Estação Experimental Agrônômica/UFRGS**. Porto Alegre : [s.n.], 1990.
- BOUWER, H. Field determination of hydraulic conductivity above a water table with the double tube method. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, Madison, v.26, p. 334-335, 1962.
- BROOKS, R. H. ; COREY, A. T. Hydraulic properties of porous media. **Hydrology Papers 3**, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, USA, 27p. 1964.

- BROOKS, R. H.; COREY, A. T. Properties of porous media affecting fluid flow. **Journal of the irrigation and drainage division**, ASCE, v. 92, n. IR2, pp. 61-88, 1966.
- BURDINE, N. T. Relative permeability calculations from pore size distribution data. **Transactions of the Society of Petroleum Engineers of AIME**, v.198, p. 71-78, 1953.
- CAMERON, D. R. Variability of soil water retention curves and predicted hydraulic conductivities on a small plot. **Soil Science**. Baltimore, v.126, n.6, p. 361-71, 1978.
- CAMPBELL, G. S. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. **Soil Science**, Baltimore, v.117, n.6, p. 311-314, 1974.
- CARMAN, P. C. Fluid flow through granular beds. **Trans. Inst. Chem. Eng.** (London) v. 15, 1937.
- CARSEL, R. F.; PARRISH, R. S. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 24, n. 5, p. 755-769, 1988.
- CASSEL, D. K., NIELSEN, D. R. Field capacity and available water capacity. In: KLUTE, A. (eds). **Methods of Soil Analysis Part 1: Physical and Mineralogical Methods**, 2nd. ed. American Society of Agronomy, Inc. Soil Science Society of America Inc., Madison, Wisconsin, USA. Agronomy Series Number 9, Cap 36: p.901-926, 1986.
- CHANCELLOR, W.J. Effects of compaction on soil strength. In: BARNES, K. K. *et al.*, (eds) **Compaction of Agricultural soils**, American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, Michigan, USA. p. 190-222, 1971.
- CHILDS, E. C. **The physical basis of soil water phenomena**. New York, Willey-Interscience, 493p. 1969.
- CHONG, S. K., GREEN, R. E., AHUJA, L. R., Simple in situ determination of hydraulic conductivity by power function descriptions of drainage. **Water Resources Research**, Washington, v.17, p. 1109-1114, 1981.
- DAMÉ, R.C.F.; ROBAINA, A.D. Condutividade hidráulica em solo não saturado: método do perfil instantâneo. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA**, 21., 1992, Santa Maria, Anais... Santa Maria , UFSM, 1992. p.389-397.
- DANE, J.H. Comparison of field and laboratory determined hydraulic conductivity values. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, Madison, v. 44, p. 228-231, 1980.
- DANE, J.H., HRUSKA, S. In-Situ Determination of Soil Hydraulic Properties during Drainage **Soil Sci. Soc. Am. J.**, Madison, v.47, p.619-624, 1983.
- DIRKSEN, C. Unsaturated Hydraulic Conductivity. In: Smith, K.A.; Mullins, C.E. (ed.), **Soil Analysis: Physical Methods**. Modern Instrumental Techniques, 2nd. ed. Debber, New York, USA. Cap. 5, p.209-269, 1991.

- ENFIELD, C.G., YATES, S. R. Organic chemical transport to groundwater. In: CHENG, H.H. *et al.* (eds). **Pesticides in the soil environment: processes, impacts and modeling**. Madison: Soil Sci. Soc. Am., 1990. p.271-302.
- FAO. **Resumen General America Latina y el Caribe**. AQUASTAT, Disponível em http://www.fao.org/ag/AGL/AGLW/AQUASTAT/Lac_sp.htm. Acesso em: 08 maio de 2001.
- FAYER, M. J.; SIMMONS, C. S. Modified soil water retention functions for all matric suctions. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 31, n.5, p. 1233-1238, 1995.
- FINSTERLE, S., FAYBISHENKO, B. Inverse modeling of a radial multistep outflow experiment for determining unsaturated hydraulic properties. **Advances in Water Resources**, Delft, v. 22, n. 5, p. 431-444, 1999.
- FLÜHLER, H., ARDAKANI, M. S., STOLZY, L. H. Error Propagation in Determining Hydraulic Conductivities from Successive Water Content and Pressure Head Profiles. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, Madison, v. 40, p. 830-836, 1976.
- GLOBUS, A. M. & GEE, G. W. Method to Estimate Water Diffusivity and Hydraulic Conductivity of Moderately Dry Soil. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, Madison, v. 59, p. 684-689, 1995.
- GOLDENFUM, J. A. **Soil Water Flow Processes: A Critical Evaluation Using Numerical Simulations And Lysimeter Data**. London, 1995. 314p. (thesis of Doctor of Philosophy of the University of London) Imperial College of Science, Technology and Medicine. University of London, December, 1995.
- GREEN, R.E., AHUJA, L.R., CHONG, S.K. Hydraulic Conductivity, Diffusivity, and Sorptivity of Unsaturated Soils: Field Methods. In. A. KLUTE, (eds). **Methods of Soil Analysis Part 1: Physical and Mineralogical Methods**, A. Klute, American Society of Agronomy, Inc.; Soil Science Society of America Inc., Madison, Wisconsin, USA. Agronomy Series Number 9, Cap 28: p.697-734, 1986.
- GUPTA, S. C.; LARSON, W. E. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. **Water Resources Research**, Washington, v.15, n.6, p. 1633-1635, 1979.
- HACK-TEN BROEKE, M. J. D., HEGMANS, J. H. B. M. Use of soil physical characteristics from laboratory measurements or standard series for modelling unsaturated water flow. **Agricultural Water Management**, v. 29, p. 201-213, 1996.
- HENDRICKX, J. M. H., Determination of hydraulic soil properties In. ANDERSON, M. G.; BURT, T. P. (Eds). **Process Studies in Hillslope Hydrology**. John Wiley; Sons Ltd. Baffins Lane, Chichester England. Cap. 3, p. 43-92, 1990.
- HILLEL, D., TALPAZ, H.; VAN KEULEN, H. A macroscopic-scale model of water uptake by a nonuniform root system and of water and salt movement in the soil profile. **Soil Science**. Baltimore, v.121, n.4, p. 242-255, 1976.
- HILLEL, D. **Fundamentals of Soil Physics**. New York, Academic Press, 1980. 413p.

- HILLEL, D. **Soil and water: physical principles and processes**. New York, Academic Press, 1971. 288p.
- HILLEL, D.A.; KRENTOS, V.K.; STILIANOV, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. **Soil Science**, Baltimore, v. 114, p. 395-400, 1972.
- HUTSON, J. L. Applying one-dimensional deterministic chemical fate models on a regional scale. **Geoderma**, v.60, p. 201-212, 1980.
- HUTSON, J. L.; WAGENET, R.J. A pragmatic field-scale approach for modeling pesticides. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v.22, p. 494-499, 1993.
- INSKEEP, W. P.; WRAITH, J. M.; WILSON, J. P.; SNYDER, R. D.; MACUR, R. E. Input parameter and model resolution effects on solute transport predictions. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v.25, n.3, p. 332-340, 1996.
- JACKSON, R. D. Water vapor diffusion in relatively dry soil. I. Theoretical considerations and sorption experiments. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, Madison, v.28, p. 172-175, 1964.
- JARVIS, N. J., BERGSTRÖM, L.; DIK, P.E. Modelling water and solute transport in macroporous soil. II. Chloride breakthrough under non-steady flow. **Journal of Soil Science**, Oxford, v.42, p. 71-81, 1991.
- JARVIS, N. J. **MACRO – A Model of Water Movement and Solute Transport in Macroporous Soils**. Uppsala, Monograph – Department of Soil Sciences, Reports and Dissertations 9, Swedish University of Agricultural Sciences. 1991. 58p.
- JARVIS, N. J., JANSSON, P. E. DIK, P.E.; MESSING, I. Modelling water and solute transport in macroporous soil. I. Model description and sensitivity analysis. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 42, p. 59-70, 1991.
- JONG VAN LIER, Q.; LIBARDI, P.L. Variabilidade dos parâmetros da equação que relaciona a condutividade hidráulica com a umidade do solo no método do perfil instantâneo. **Rev. Bras. de Ci. do Solo**, Viçosa, v. 23, p.1005-1014, 1999.
- JONG VAN LIER, Q., Índices da Disponibilidade de Água para as Plantas In: NOVAIS, M. V. *et al.*, (eds.) **Tópicos em Ciência do Solo**. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, MG, Vol. 1, 2000.
- JURY, W. A.; GARDNER, W. R.; GARDNER, W. H. **Soil physics**. 5.ed. New York, John Wiley & Sons, 1991. 328p.
- KANWAR, R. S., RIZVI, H. A., AHMED, M., HORTON, R. Jr., MARLEY, S. J. A comparison of two methods for rapid measurement of saturated hydraulic conductivity of soils. **Proc. Third Intern. Workshop on Land Drainage**, Ohio State University, Dept. Agric. Eng., Columbus, Ohio, p. 35-53, 1987.

- KENG, J.C.W.; TOPP, G.C. Measuring water content of soil columns in the laboratory: a comparison of gamma-ray attenuation and TDR techniques. **Canadian Journal of Soil Science**, v. 63, p. 37-43, 1983.
- KIRBY, J. M., A note on the use of a simple numerical model for the vertical, unsaturated fluid flow. **Soil Science**, Baltimore, v.139, p. 462-467, 1985.
- KLUTE, A.; DIRKSEN, C. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. In. A. KLUTE, (ed). **Methods of Soil Analysis Part 1: Physical and Mineralogical Methods**, American Society of Agronomy, Inc.; Soil Science Society of America Inc., Madison, Wisconsin, USA. Agronomy Series Number 9, Cap 28: p.697-734, 1986.
- KOOL, J. B., PARKER, J. C., VAN GENUCHTEN, M. TH. The inverse problem for hysteretic unsaturated flow, Proc. 6th **Int. Conf. on Finite Elements in Water Resources**, Lisboa, Portugal, June 1986, Springer Verlag, p. 337-346.
- KOOL, J. B., PARKER, J. C., VAN GENUCHTEN, M. TH. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models – a review. **Journal of Hydrology**, v. 91, p. 255-293, 1987.
- KOZENY, J. Über kapillare Leitung des Wassers im Boden. *Zitzungsber. Akad. Wiss. Wien.* v. 136, p. 271-306, 1927.
- LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. Piracicaba: O autor, 2000. 497p.
- LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. **Soil Sci. Soc. Amer. Jour.**, Madison, v.44, p. 3-7, 1980.
- MARCIANO, C.R.; MORAES, S.O.; SAAD, A.M.; LIBARDI, P.L. Variabilidade do Potencial Mátrico e do Conteúdo de Água no Solo em Experimento de Manejo de Irrigação. **R. Bras. Ci. Solo**, Viçosa, v.22, p. 563-571, 1995.
- MARION, J.M.; OR, D.; ROLSTON, D.E.; KAVVAS, M.L.; BIGGAR, J.W. Evaluation of Methods For Determining Soil-Water Retentivity And Unsaturated Hydraulic Conductivity. **Soil Science**, Baltimore, v.158, n. 1, p. 1-13, 1994.
- MARQUADT, D. W. An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters. **J. Appl. Math.**, v.11, p. 431-441, 1963.
- MARSHALL, T. J. A relation between permeability and size distribution of pores. **Journal of Soil Science**, Oxford, v.9, n. 1, p. 1-8, 1958.
- MICHIELS, P., HARTMANN, R.; DE STROOPER, E. Comparisons of the unsaturated hydraulic conductivity of a coarse-textured soil as determined in the field, in the laboratory, and with mathematical models. **Soil Science**, Baltimore, v. 147, n.1, p. 51-79. 1989.
- MILLY, P. C. D. Estimation of Brooks-Corey parameters from retention data. **Water Resources Research**, Washington, v. 23, n. 6, p. 1085-1089, 1987.

- MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resources Research**, Washington, v.12, p. 513-522, 1976.
- MUALEM, Y. Hydraulic conductivity of unsaturated soils: prediction and formulas. **In:** KLUTE, A. (ed.) **Methods of soil analysis Part 1: Physical and mineralogical methods**, 2nd. ed. Madison, Soil Science Society of America, 1986. p. 799-824.
- NAYLOR, T. H.; BALINTFY, J. L.; BURDICK, D. S.; CHU, K. **Técnicas de Simulação em Computadores**. Editora Vozes Ltda., 1971, 402p. (Tradução por Edmundo Emanuel Teixeira).
- NETTO, A. O. A., NACIF, P. G.S.; REZENDE, J. O. Avaliação do conceito de capacidade de campo para um latossolo amarelo coeso do Estado da Bahia. **R. Bras. Ci. Solo**, Viçosa, v.23, p. 661-667, 1999.
- NIELSEN, D.R., VAN GENUCHTEN, M. TH., BIGGAR, J.W. Water Flow and Solute Transport Processes in the Unsaturated Zone. **Water Resources Research**, Washington, v.22, p. 89S-108S, 1986.
- NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W.; ERH, K. T. Spatial variability of field measured soil-water properties. **Hilgardia**, Berkeley, v.42, p. 215-259, 1973.
- NÜTZMANN, G., THIELE, M., MACIEJEWSKI, S., JOSWIG, K. Inverse modelling techniques for determining hydraulic properties of coarse-textured porous media by transient outflow methods. **Advances in Water Resources**, Delft, v.22, n. 3, p. 273-284, 1998.
- PERFECT, E.; RASIAH, V.; KAY, B.D. Fractal Dimensions of Soil Aggregate-Size Distribution Calculated By Number and Mass. **Soil Sci. Soc. Amer. J.**, Madison, v.56, p. 1407-1409, 1992.
- POLISELI, P.C.; PREVEDELLO, C.L. Avaliação experimental de um modelo numérico para o processo de redistribuição da água no solo. **Rev. Bras. Ci. do Solo**, Viçosa, v.23 p. 203-210, 1999.
- PREVEDELLO, C. L. **Teoria do fluxo da água em solos não saturados: novos conceitos e aplicações**. Piracicaba, 1987. 264p. (tese de Doutorado), Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" da Universidade de São Paulo).
- PREVEDELLO, C.L.; KOBAYAMA, M.; JACOBS, G.^a; DIVERDIN, C.R. Comparação dos métodos do perfil instantâneo e de Van Genuchten na obtenção da condutividade hidráulica de uma areia marinha. **R. Bras. Ci. Solo**, Campinas, v.19, p. 1-5, 1995.
- RAWLS, W. J.; BRAKENSIEK, D. L. Estimating soil water retention from soil properties. Journal of the Irrigation Division, **American Society for Civil Engineers**, v.108: 166-171, 1982.
- REICHARDT, K. Capacidade de campo. **R. Bras. Ci. Solo**, Campinas, v.12: 211-216, 1988.

- REICHARDT, K. **Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas**. Piracicaba: USP/ESALQ. Depto. Física e Meteorologia, 2nd ed. Piracicaba, 1996. 505p.
- REICHARDT, K. Unit gradient in internal drainage experiments for the determination of soil hydraulic conductivity. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v.50, p. 151-153, 1993.
- REICHARDT, K.; PORTEZAN, O.; LIBARDI, P.L.; BACCHI, O.O.S.; MORAES, S.O.; OLIVEIRA, J.C.M.; FALLEIROS, M.C. Critical analysis of the field determination of soil hydraulic conductivity functions using the flux-gradient approach. **Soil & Tillage Research**, v.48, p. 81-89, 1998.
- RICHARDS, L. A. Capillary conduction of liquids in porous mediums. **Physics**, v.1, p. 318-333. 1931.
- RICHARDS, L. A., GARDNER, W. R.; OGATA, G. Physical processes determining water loss from soil. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, Madison, v. 20, p. 310-314, 1956.
- RIJTEMA, P. E. Analysis of actual evapotranspiration. **Agric. Res. Rep. 659**. Center for Agricultural Publications and Documentation, Wageningen, The Netherlands. 1965.
- ROSE, C. W.; STERN, W. R.; DRUMMOND, J. E. Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content for soil in situ. **Aust. J. Soil Res.**, v.3, p. 1-9, 1965.
- ROSSI, C.; NIMMO, J. R. Modeling of soil water retention from saturation to oven dryness. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 30, n.3, p. 701-708, 1994.
- ROULIER, M. H., STOLZY, L. H., LETEY, J. WEEKS, L. V. Approximation of field hydraulic laboratory procedures on intact cores. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, Madison, v.36, p. 387-393, 1972.
- RUSSO, D. Determining soil hydraulic properties by parameter estimation: on the selection of a model for the hydraulic properties. **Water Resources Research**, Washington, v.24, n.3, p. 453-459, 1988.
- SANTINI, A., ROMANO, N., CIOLLARO, G., COMEGNA, V. Evaluation of a laboratory inverse method for determining unsaturated hydraulic properties of a soil under different tillage practices. **Soil Sci.**, Baltimore, v.160, p. 340-351, 1995.
- SAXTON, K. E., JOHNSON, H. P., SHAW, R. H. Modeling Evapotranspiration and Soil Moisture. **Trans. of the ASAE**, St. Joseph, v.17, n.4, p. 673-677, 1974.
- SCHAAP, M. C., LEIJ, F. J. Improved Prediction of Unsaturated Hydraulic Conductivity with the Mualem-Van Genuchten Model. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, Madison, v.64, p. 843-851, 2000.
- SETIAWAN, B.I.; NAKANO, M. On the Determination of Unsaturated Hydraulic Conductivity From Soil Moisture Profiles and From Water Retention Curves. **Soil Science**, Baltimore, v.156, p. 389-395, 1993.

- SILVA, A. J. N.; RIBEIRO, M. R. Caracterização de um Latossolo Amarelo sob cultivo contínuo de cana-de-açúcar no Estado de Alagoas: atributos morfológicos e físicos. **R. Bras. Ci. Solo**, Viçosa, v.21, p. 677-684, 1997.
- SIMUNEK, J. M., VAN GENUCHTEN, M. TH., GIBB, M. M., HOPMANS, J. W. Parameter estimation of unsaturated soil hydraulic properties from transient flow processes. **Soil Till. Res.**, v.47, p. 27-36, 1996.
- STOLTE J.; FREIJER, J.I.; BOUTEN, W.; DIRKSEN, C.; HALBERTMA, J.M.; VAN DAM, J.C.; VAN DEN BERG, J.A.; VEERMAN, G.J.; WÖSTEN, J.H.M. Comparison of Six Methods To Determine Unsaturated Soil Hydraulic Conductivity **Soil Sci. Soc. Am. J.**, Madison, v.58, p. 1596-1603, 1994.
- SWARTZENDRUBER, D. Non-Darcy flow behavior in liquid saturated poreous. **J. Geophysical Res.** v.67, n.13, p. 5205-5213, 1962.
- SWARTZENDRUBER, D. The flow of water in unsaturated soils. In. R.J.M. DeWiest (ed.) **Flow Through porous media**. New York. Academic Press, Inc., New York. 1969. p.215-292.
- TIMM, L.C. **Avaliação de alguns modelos matemáticos para a determinação da condutividade hidráulica de solos não saturados**. Viçosa, MG: UFV, 1994. 74p. Dissertação (Dissertação Mestrado em Engenharia Agrícola), Universidade Federal de Viçosa, 1994.
- TORMENA, C. A.; SILVA, A. P. & LIBARDI, P. L. Caracterização do intervalo hídrico ótimo de um Latossolo Roxo sob plantio direto. **R. Bras. Ci. Solo**, Viçosa, v.22, p.573-581, 1998.
- TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. Porto Alegre, Editora da Universidade. UFRGS, Porto Alegre. 1998, 669p.
- TYLER, S.W. & WHEATCRAFT, S.W Fractal processes in soil water retention. **Water Resources Research**, Amsterdam, v.26 n.5, p. 1047-54, 1990.
- TYLER, S.W. & WHEATCRAFT, S.W. Applications of fractal mathematics to soil water retention estimation. **Soil Sci. Soc. Amer. J.**, Madison, v.53, p. 987-96, 1989.
- VAN BAVEL, C. H. M., STIRK, G. B., BRUST, K. J. Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurement of water uptake by roots: 1. Interpretation of water content and pressure profiles. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.** Madison, v.32, p.310-317, 1968.
- VAN GENUCHTEN, M.Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Sci. Soc. Amer. J.**, Madison, v.44, p.892-898, 1980.
- VAN GENUCHTEN, M.Th., & NIELSEN, D.R. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. **Ann. Geophysicae**, v. 3, p.615-628, 1985.
- VEIHMEYER, F. J. & HENDRICKSON, A. H. Methods of measuring field capacity and permanent wilting percentage of soils. **Soil Sci.**, Baltimore, v.68, p.75-94, 1949.

- VEIHMEYER, F. J. & HENDRICKSON, A. H. The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soils. **Soil Sci.**, Baltimore, v.32. p.181-193, 1931.
- VOGEL, T., VAN GENUCHTEN, M.Th., CISLEROVA, M. Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions. **Advances in Water Resources**, Delft, v.24, p.133-144, 2001.
- WAGENET, R.J.; HUTSON, J. L. **LEACHM – leaching estimation and chemistry model: a process based model of water and solute movement, transformation plant uptake, and chemical reactions in the unsaturated zone.** Ithaca: Water Resources Institute, Cornell University, 1989, 230p.
- WAGENET, R.J.; HUTSON, J. Scale dependency of solute transport modeling/ GIS applications. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v.25, n. 3, p.250-266, 1996.
- WAGENET, R.J.; HUTSON, J. L.; BIGGAR, J. W. Simulating the fate of a volatile pesticide in unsaturated soil: a case study. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v.18, p.78-83, 1989.
- WATSON, K. K. An Instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. **Water Resources Research**, Washington, v.2, n. 4, p. 709-715, 1966.
- WIERENGA, P.J., HILLS, R. G., HUDSON, D.B. The Las Cruces trench site: Characterization, experimental results, and one-dimensional flow predictions. **Water Resources Research**, Amsterdam, v.27, p. 2695-2705, 1991.
- WÖSTEN, J. H. M. and VAN GENUCHTEN, M. TH. Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. **Soil Sci. Soc. Amer. J.**, Madison, v.52, p. 1762-1770, 1988.
- YATES, S.R.; VAN GENUCHTEN, M.T.; WARRICK, W.; LEIJ, F.J. Analysis of measured, predicted and estimated hydraulic conductivity using the RETC computer program. **Soil Sci. Soc. Amer. J.**, Madison, v.56, p. 347-54, 1992.
- ZACHMANN, D.W., DUCHATEAU, P.C. KLUTE, A. The calibration of the Richards flow equation for a draining column by parameter identification. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, Madison, v.45, p. 1012-1015, 1981.