

LUIZ FERNANDO COUTINHO DE OLIVEIRA

MODELO PARA TRANSPORTE DE SOLUTOS NO
SOLO E NO ESCOAMENTO SUPERFICIAL

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Curso de Engenharia Agrícola, para obtenção do título de “Doctor Scientiae”.

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
OUTUBRO – 1999

LUIZ FERNANDO COUTINHO DE OLIVEIRA

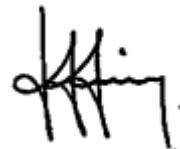
MODELO PARA TRANSPORTE DE SOLUTOS NO
SOLO E NO ESCOAMENTO SUPERFICIAL

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Curso de Engenharia Agrícola, para a obtenção do título de “Doctor Scientiae”.

APROVADA: 10 de junho de 1999.



Prof. Fernando Falco Pruski
(Conselheiro)



Prof. Luiz Antônio Lima
(Conselheiro)



Prof. Antônio Teixeira de Matos



Prof. Demétrius David da Silva



Prof. Mauro Aparecido Martinez
(Orientador)

"Louvado seja tu meu senhor
por nossa irmã água
que é útil, humilde,
preciosa e casta".
(São Francisco de Assis)

A Deus.
Aos meus pais Joaquim e Mariana.
À minha segunda mãe Benedita.
À minha esposa Rita de Cássia.
Ao meu filho Matheus.
À minha sogra Maria Hêde.

AGRADECIMENTO

À Universidade Federal de Viçosa, por intermédio do Departamento de Engenharia Agrícola, pelos ensinamentos e pela oportunidade de realização deste curso.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível (CAPES), pela concessão das bolsas de estudo. À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG), por ter financiado este trabalho.

Ao professor Mauro Aparecido Martinez, pela orientação, pelo estímulo e pela amizade, e aos professores Fernando Falco Pruski, Luiz Antônio Lima, Hugo Alberto Ruiz, Demétrius David da Silva e Antônio Teixeira de Matos, pela valiosa colaboração na realização deste trabalho.

Aos professores Carlos Ernesto G. R. Schaefer e Reinaldo Cantaruti, do Departamento de Solos, pelo apoio na realização das análises do solo. Aos funcionários Fernanda, José Mauro e Galinari, do Departamento de Engenharia Agrícola, pelo apoio e pela amizade.

Aos amigos Daniel, Thomaz, Flávio, Robson, Alessandro, Teodorico, Valber, Hedilberto Nei, Geneilsimar, Ângelo Gurgel e Tiago, pela recepção, pela solidariedade e pelo incentivo durante a realização do curso. Aos verdadeiros colegas de curso, que souberam também enfrentar todas as dificuldades e encontraram no final da jornada o sabor da vitória.

BIOGRAFIA

Luiz Fernando Coutinho de Oliveira, filho de Joaquim Gomes de Oliveira e Mariana Coutinho de Oliveira, nasceu em Pouso Alegre, MG, em 10 de julho de 1963.

Em dezembro de 1986, diplomou-se em Engenharia Agrícola pela Escola Superior de Agricultura de Lavras, tendo sido Monitor das disciplinas Topografia (Altimetria e Planimetria) e Irrigação e Drenagem.

No ano de 1987, fez o curso de especialização por tutoria a distância em Engenharia de Irrigação na Universidade Federal de Viçosa.

De 1988 a 1993, foi professor dos cursos de Engenharia Agrícola e Agronomia da Universidade de Alfenas.

Em 20 de outubro de 1992, concluiu o curso de Mestrado em Engenharia Agrícola, área de concentração em Irrigação e Drenagem, pela Universidade Federal de Lavras, tendo sido Monitor II da disciplina Relação Água-Solo-Planta.

Em 1994, iniciou o curso de Doutorado em Engenharia Agrícola, área de concentração em Irrigação e Drenagem, na Universidade Federal de Viçosa, tendo sido Monitor II da disciplina Irrigação e Drenagem.

Atualmente é professor da Escola de Agronomia da Universidade Federal de Goiás.

CONTEÚDO

LISTA DE SÍMBOLOS.....	viii
EXTRATO.....	xiii
ABSTRACT.....	xv
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO DE LITERATURA.....	5
2.1. Escoamento em meios porosos.....	5
2.1.1. Volume elementar representativo.....	5
2.1.2. Equação de Darcy.....	6
2.1.3. Equação de Darcy-Buckingham.....	8
2.1.4. Equação da conservação da massa.....	10
2.1.5. Equação da continuidade.....	11
2.1.6. Condutividade hidráulica	12
2.2. Infiltração de água no solo.....	14
2.3. Escoamento superficial.....	17
2.3.1. Considerações gerais.....	17
2.3.2. Modelo onda cinemática.....	19
2.4. Transporte de solutos.....	23
2.4.1. Retenção de solutos no solo.....	23

2.4.2. Isotermas de sorção.....	25
2.4.3. Equação do transporte de solutos no solo.....	26
2.4.4. Transporte de solutos pelo escoamento superficial.....	32
2.5. Transporte de sedimentos.....	37
2.5.1. Erosão hídrica.....	37
2.5.2. Equação do transporte de sedimentos.....	39
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	44
3.1. Desenvolvimento do modelo.....	44
3.1.1. Concepção física do modelo.....	44
3.1.2. Movimento de água no solo.....	45
3.1.2.1. Resolução da equação de Richards.....	47
3.1.2.2. Condutividade hidráulica e capacidade hídrica específica.....	51
3.1.3. Transporte de solutos.....	55
3.1.3.1. Transporte de solutos no perfil do solo.....	55
3.1.3.2. Transporte de solutos no escoamento superficial.....	58
3.1.4. Escoamento superficial.....	60
3.1.5. Transporte de sedimentos.....	64
3.2. Estrutura do programa.....	69
3.3. Caracterização da área experimental.....	72
3.4. Caracterização do solo.....	74
3.4.1. Análise granulométrica.....	76
3.4.2. Análise química.....	76
3.4.3. Estabilidade de agregados.....	79
3.4.4. Ajuste das curvas de retenção.....	79
3.4.5. Caracterização físico-hídrica do solo.....	80
3.5. Ensaio de campo.....	84
3.6. Teste do modelo.....	85
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	87
4.1. Análise dos dados experimentais.....	87

4.1.1. Distribuição da umidade e da concentração de NO_3^- no perfil do solo	87
4.1.2. escoamento superficial.....	90
4.1.3. Sedimentos e NO_3^- transportados pelo escoamento superficial.....	91
4.2. Apresentação do programa.....	95
4.3. Movimento da água no solo.....	100
4.4. escoamento superficial.....	104
4.5. Transporte de sedimentos pelo escoamento superficial.....	109
4.6. Transporte de solutos no perfil do solo.....	113
4.7. Transporte de solutos pelo escoamento superficial.....	117
4.7.1. Solutos transportados em solução pelo escoamento superficial.....	117
4.7.2. Solutos transportados adsorvidos aos sedimentos pelo escoamento superficial.....	121
5. RESUMO E CONCLUSÕES	125
6. RECOMENDAÇÕES.....	129
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	130
APÊNDICES.....	143
APÊNDICE A.....	144
APÊNDICE B.....	146
APÊNDICE C.....	148
APÊNDICE D.....	156
APÊNDICE E.....	158
APÊNDICE F.....	160
APÊNDICE G.....	168
APÊNDICE H.....	170

LISTA DE SÍMBOLOS

- a = constante empírica característica do solo, adimensional
- A = perda média anual de solo, $M L^{-2}$
- ADA = argila dispersa em água, porcentagem
- Al = conteúdo de alumínio trocável, $cmol_c kg^{-1}$
- argila = argila total, porcentagem
- b = constante empírica característica do solo, adimensional
- C = fator que depende da cobertura do solo, adimensional
- $[C_a]$ = concentração do soluto na solução aplicada, $M L^{-3}$
- $[C_{as}]$ = concentração do soluto adsorvido no solo, $M L^{-3}$
- $C(h)$ = capacidade hídrica específica do solo, L^{-1}
- C_D = coeficiente de arrasto, adimensional
- CE = condutividade elétrica do extrato de saturação do solo, $mmhos cm^{-1}$
- CN = número da curva, adimensional
- $[C_r]$ = concentração do soluto no escoamento superficial, $M L^{-3}$
- $[C_s]$ = concentração do soluto na solução do solo, $M L^{-3}$
- D = coeficiente de dispersão hidrodinâmica, $L^2 T^{-1}$
- D_h = coeficiente de dispersão, $L^2 T^{-1}$
- D_m = coeficiente de difusão do soluto na solução do solo, $L^2 T^{-1}$
- D_o = coeficiente de difusão do soluto em água pura, $L^2 T^{-1}$

D_r = erosão entre sulcos, $M L^{-2} T^{-1}$

D_s = erosão em sulcos, $M L^{-2} T^{-1}$

d_p = diâmetro médio das partículas, L

E = erodibilidade do solo, $L^{-3} T^4$

ERM = erro relativo médio, porcentagem

Est = quantidade de agregados com diâmetro < 0,25 mm, porcentagem

EST = valores estimados da variável de interesse, dimensional

Fe = conteúdo de ferro trocável, $cmol_c kg^{-1}$

f_r = fator de retardamento, adimensional

g = aceleração da gravidade, $L T^{-2}$

H = potencial total, L

h = potencial matricial, L

h_b = potencial matricial de entrada de ar, L

Ia = abstrações iniciais, L

J_D = fluxo difusivo de soluto no solo, $M L^{-2} T^{-1}$

J_{es} = fluxo de soluto adsorvido às partículas do solo transportadas no escoamento superficial, $M L^{-2} T^{-1}$

J_h = fluxo dispersivo do soluto no solo, $M L^{-2} T^{-1}$

J_m = fluxo de massa de soluto no solo, $M L^{-2} T^{-1}$

J_r = fluxo de massa da camada de mistura para o escoamento superficial, $M L^{-2} T^{-1}$

J_s = fluxo de solutos no solo, $M L^{-2} T^{-1}$

$K(\theta)$ = condutividade hidráulica do solo não-saturado, função da umidade volumétrica, $L T^{-1}$

$K(h)$ = condutividade hidráulica do solo não-saturado, função do potencial matricial, $L T^{-1}$

K_d = coeficiente de partição, $M^{-1} L^3$

K_o = condutividade hidráulica do solo saturado, $L T^{-1}$

L = fator que depende do comprimento da rampa, adimensional

M = quantidade de uma propriedade do material contida em $U(\bar{x})$, dimensional

M_s = massa de soluto adsorvido às partículas do solo transportadas no escoamento superficial, M
 M_g = conteúdo de magnésio trocável, $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$
 N = expoente empírico da isoterma de sorção, adimensional
 N_m = coeficiente de rugosidade de Manning, $L^{-1/3} T$
 $N_{\text{máx}}$ = valor máximo de iterações, adimensional
 N_{OBS} = número de observações, adimensional
 n = parâmetro da equação de van Genuchten, adimensional
 OBS = valores observados da variável de interesse, dimensional
 P = fator das práticas conservacionistas, adimensional
 Q = vazão por unidade de largura, $L^2 T^{-1}$
 Q_N = vazão normal por unidade de largura, $L^2 T^{-1}$
 q = fluxo de água, $L T^{-1}$
 q_e = taxa de escoamento superficial instantâneo, $L T^{-1}$
 M_s = massa de sedimentos por unidade de largura e de tempo, $M L^{-1} T^{-1}$
 r = intensidade de chuva ou de irrigação, $L T^{-1}$
 R = erosividade da chuva, $M L T^{-4}$
 R_e = número de Reynolds, adimensional
 REV = volume elementar representativo, L^3
 R_h = raio hidráulico, L
 S = fator que depende da declividade, adimensional
 S_c = número de Schmidt, adimensional
 S_e = grau de saturação efetiva, adimensional
 S_f = declividade da linha de energia, $L L^{-1}$
 S_o = declividade da superfície do solo, $L L^{-1}$
 S_w = grau de saturação, adimensional
 S_ϕ = fator que leva em consideração o ângulo ϕ de inclinação do terreno, adimensional
 T = tempo total do evento (chuva ou irrigação), T
 T_c = capacidade de transporte, $M L^{-1} T^{-1}$

T_s = coeficiente de tortuosidade, adimensional

t = tempo, T

t_{IA} = tempo necessário para atender às abstrações iniciais, T

t_p = tempo em que a velocidade de infiltração de água no solo se iguala à intensidade de precipitação, T

U_o = volume limitado por duas esferas de volumes $U_{\text{mínimo}}$ e $U_{\text{máximo}}$, L^{-3}

$U(\bar{x})$ = volume de um domínio espacial centralizado em um ponto cujo vetor posição é \bar{x} , L^{-3}

V = velocidade média, $L T^{-1}$

V_s = velocidade de queda das partículas, $L T^{-1}$

v_i = velocidade de infiltração da água no solo, $L T^{-1}$

X = comprimento da rampa, L

x = distância percorrida pelo escoamento superficial, L

\bar{x} = vetor posição do ponto central do volume U_o a nível microscópico, dimensional

Y = altura da lâmina de água média sobre a superfície, L

y = profundidade do escoamento, L

z = potencial gravitacional, L

z_p = profundidade limite inferior da região de estudo, L

α = parâmetro da equação de van Genuchten que depende do solo, L^{-1}

β = coeficiente de reação de primeira ordem para deposição, adimensional

δy_k = diferença entre os valores de y para $\tau+1$ e τ , L

ε = dispersividade do meio poroso, L

η = porosidade do meio, adimensional

φ = termo fonte ou sumidouro, superficial, $M L^{-2} T^{-1}$

λ = expoente da equação de Brooks e Corey, adimensional

μ = expoente depende do regime de escoamento, adimensional

ν = viscosidade cinemática da água, $L^2 T^{-1}$

θ = umidade volumétrica, $L^3 L^{-3}$

$\theta(h)$ = umidade volumétrica em função do potencial matricial, $L^3 L^{-3}$

θ_r = umidade volumétrica, $L^3 L^{-3}$

θ_s = umidade volumétrica de saturação do solo, $L^3 L^{-3}$

ρ_g = massa específica do solo, ML^{-3}

$\rho(M)$ = densidade $\rho(M)$ de M contida em $U(\bar{x})$ no ponto \bar{x} , ML^{-3}

ρ_p = massa específica da partícula, ML^{-3}

σ = parâmetro que depende do regime de escoamento, $L^{2-\mu} T^{-1}$

τ = número da iteração

ω = expoente da velocidade da solução no solo

ξ = precisão adotada nos métodos iterativos

ζ = coeficiente que depende da viscosidade e da distribuição do soluto no meio poroso

Γ = coeficiente de rugosidade

\mathfrak{S} = velocidade da solução nos poros do solo

\mathfrak{R} = domínio de um meio contínuo

Ω = coeficiente de transferência

∇ = coeficiente que depende da tortuosidade do meio poroso

$\nabla \cdot q$ = divergente do fluxo de água

∇H = gradiente de potencial

EXTRATO

OLIVEIRA, Luiz Fernando Coutinho de, D. S., Universidade Federal de Viçosa, outubro de 1999. **Modelo para transporte de solutos no solo e no escoamento superficial.** Orientador: Mauro Aparecido Martinez. Conselheiros: Fernando Falco Pruski, Hugo Alberto Ruiz e Luiz Antônio Lima.

Desenvolveu-se um modelo matemático para simular o transporte de água e soluto no solo e o transporte de solutos e sedimentos no escoamento superficial. As equações diferenciais que regem os processos de transporte foram resolvidas numericamente pelo método das diferenças finitas. Para avaliar o desempenho do modelo proposto, montou-se um experimento constituído de nove parcelas, nas quais foram aplicadas uma solução de nitrato de potássio e, logo após, três intensidades de precipitação. Durante os testes, coletou-se o volume de água escoado em diferentes tempos, o que permitiu a obtenção das hidrógrafas de saída e a concentração de nitrato em solução e adsorvido nos sedimentos transportados como consequência do processo erosivo. A umidade e a concentração de nitrato no perfil do solo foram determinadas antes e imediatamente após a irrigação. Os resultados experimentais foram comparados com os simulados pelo modelo. O movimento de água no solo e o escoamento superficial foram os processos simulados pelo modelo que apresentaram os

menores desvios em relação aos dados experimentais. A concentração de solutos no perfil do solo e no escoamento superficial, bem como a quantidade de sedimentos, apresentaram altos valores do erro relativo médio, embora estes tenham apresentado comportamento semelhante ao das observações de campo.

ABSTRACT

Oliveira, Luiz Fernando Coutinho de, D. S. Universidade Federal de Viçosa, October 1999. **Model to simulate solute transport in the soil and the surface runoff.** Adviser: Mauro Aparecido Martinez. Committee members: Fernando Falco Pruski, Hugo Alberto Ruiz and Luiz Antônio Lima.

A mathematical model was developed in order to simulate the water and solute transport in soil as well as the transport of solutes and sediments in the surface runoff. The water and solute transport differential equations are numerically solved by using the finite difference method. To evaluate the performance of the proposed model, a field experiment was conducted with mine blocks where potassium nitrate solution was applied, to the soil surface, followed by irrigation with three different precipitation intensities. During each test the volume of the surface runoff were collected at different times, so allowing to obtain the runoff hydrograph and the concentration of the nitrate in solution and adsorbed in the transported sediments as a consequence of the erosion process. The moisture and concentration of nitrate in soil profile were also determined before and after irrigation. The experimental results were compared to the ones simulated by the model. The soil water flow and the surface runoff processes presented the lower deviations in relation to the experimental data. The concentration of solutes in the soil profile and the runoff, as well as the amount

of sediments showed high values for average relative errors, in spite of presenting a behavior similar to the field observations.

1. INTRODUÇÃO

Para aumentar a produção de alimentos existem duas possibilidades: expansão da fronteira agrícola e aumento da produtividade. O aumento da produção pela expansão da fronteira agrícola de forma não-sustentável ocorre em detrimento dos recursos renováveis, ao passo que o aumento da produtividade é conseguido pelo emprego de tecnologias.

A intensificação do uso das terras para fins agrícolas tem causado grande preocupação, devido, principalmente, aos impactos que vem causando ao meio ambiente, sobretudo no que diz respeito à sua contaminação por substâncias químicas. Segundo TRAGHETA et al. (1995), o Brasil ocupa a quinta posição entre os países que mais empregam produtos químicos na agricultura. Em contrapartida, não há, como nos demais países, pesquisas suficientes sobre os impactos ambientais gerados pelo uso destes produtos. Aplicados com o objetivo de aumentar a produtividade, estes produtos interagem com o solo e a água por meio de diversos processos. A mobilidade e a permanência desses químicos no solo e na água representam sérios problemas ambientais.

A ação eficiente dos produtos químicos aplicados ao solo depende de vários fatores, e dentre estes está o seu tempo de permanência no local de aplicação. SMITH et al. (1988) comentaram que o movimento e o destino dos compostos químicos no solo são influenciados por cinco processos: transporte,

adsorção, transformação/degradação, volatilização e extração pelas plantas. As interações desses processos no tempo e no espaço determinam o destino dos solutos no ambiente solo-água-plantas.

A maioria dos produtos químicos empregados na agricultura são pouco voláteis; conseqüentemente, o transporte desses compostos no sistema solo-água-plantas ocorre principalmente nas fases sólida e líquida. A partição dos produtos químicos entre as fases líquida e sólida é o fator mais importante na determinação da massa do soluto disponível para transporte, sendo a disponibilização do soluto da fase sólida dependente da umidade do solo e da solubilidade do produto químico (PIFFER, 1989; SMITH et al., 1988).

O movimento e a transferência de produtos químicos e sua deterioração no meio ambiente são determinados por fatores químicos, físicos e biológicos. Uma vez aplicadas ao solo, essas substâncias podem ser transportadas de dois modos: sobre a superfície do solo, juntamente com o escoamento superficial, ou através do perfil do solo (PIFFER, 1989).

A ocorrência de precipitação, especialmente durante a semana imediatamente após a aplicação de um produto químico, desempenha papel importante na lixiviação e no transporte superficial desse produto, reduzindo a eficiência de aplicação dos produtos químicos e aumentando a contaminação das águas subterrâneas e superficiais (WALLACH e SHABTAI, 1993; HERMES et al., 1995).

O escoamento superficial constitui o principal meio de contaminação dos mananciais de água superficial, devido ao arraste de sedimentos e produtos químicos. O transporte de produtos químicos pelo escoamento superficial pode ter efeito direto e imediato na deterioração da qualidade da água, ao passo que o transporte de material sólido pode ter um impacto a longo prazo sobre os recursos hídricos.

EDWARDS et al. (1994) comentaram que esforços estão sendo desenvolvidos no sentido de compreender de que maneira fatores como o solo, a taxa de aplicação de produtos químicos, a intensidade da chuva, a declividade do

terreno e o intervalo de secagem do solo exercem influência na quantidade de solutos transportados pelo escoamento superficial.

A utilização de modelos computacionais pode auxiliar na predição da contaminação das águas superficiais. Dessa forma, é necessário que sejam intensificadas as pesquisas visando ao entendimento dos processos associados ao transporte de solutos pelo escoamento superficial (SNYDER e WOOLHISER, 1985; SAGARDOY, 1993).

A modelagem do movimento de água e solutos no solo é importante para a compreensão de formas para reduzir a poluição das águas superficiais e subterrâneas (ROGERS, 1994). A possibilidade de se prever o movimento de solutos no solo e no escoamento superficial, por meio de modelos computacionais baseados na equação de transporte difusivo-convectivo, permite uma extraordinária economia de tempo e de recursos financeiros, os quais seriam gastos em estudos experimentais. Entretanto, a aplicação destes modelos de simulação para diversas condições precisa ser pesquisada, comparando-se os resultados simulados com aqueles observados em experimentos de campo (CLEMENTE et al., 1993; WALLACH e SHABTAI, 1993).

Segundo GOVINDARAJU (1996), os modelos existentes para simular o transporte de solutos pelo escoamento superficial negligenciam a parcela de produto químico que, adsorvido às partículas do solo, é transportado como consequência do processo erosivo. A inclusão desse processo físico resulta em melhoria na predição das perdas de solutos pelo escoamento superficial.

O desenvolvimento de modelos matemáticos para descrever, com precisão, o transporte de água e solutos é bastante difícil. As equações que descrevem esses processos, em condições reais de campo, apresentam grande complexidade (COX et al., 1994). No entanto, KINOCHI et al. (1991) e WALLACH e SHABTAI (1992a) consideram que a evolução dos recursos computacionais, aliada às técnicas numéricas, tem facilitado a modelagem do transporte de solutos, tornando possível integrar os múltiplos processos que determinam as mudanças na concentração dos solutos presentes no solo no

tempo e no espaço, o que permite melhor entendimento do comportamento dos processos associados ao transporte e à transformação dos solutos no solo. No Brasil, os poucos estudos realizados limitam-se à determinação do poder residual e à movimentação e degradação de pesticidas, de metais pesados, de nutrientes e de compostos orgânicos no solo.

Diante do exposto, percebe-se a necessidade do desenvolvimento de modelos computacionais que permitam simular várias situações práticas de utilidade em estudos de estratégias de manejo de produtos químicos e preservação ambiental. Neste sentido, o presente trabalho teve como objetivos:

- desenvolver um modelo matemático capaz de prever o transporte de solutos no perfil de solo e o transporte de sedimentos e solutos no escoamento superficial;
- desenvolver um software para resolver numericamente as equações diferenciais empregadas no modelo; e
- testar o modelo, comparando-se os resultados simulados com os obtidos experimentalmente.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Escoamento em meios porosos

2.1.1. Volume elementar representativo

O solo é constituído de partículas primárias que, quando agrupadas, formam os agregados. O espaço poroso formado entre os agregados e entre partículas grosseiras do solo é constituído por canais naturais que podem ser comparados a um conjunto de tubos capilares. Dessa forma, a lei de Poiseuille é usada para descrever o escoamento em cada poro do solo. Esse tratamento, do ponto de vista microscópico, é bastante complexo, uma vez que o espaço poroso do solo é o somatório de poros contínuos e descontínuos, resultante da geometria irregular da matriz sólida do solo. Isto conduz a um estudo macroscópico, que considera a média geral das propriedades relativas ao transporte que ocorre nos poros individuais, num dado volume de controle do solo. Dessa forma, está sendo empregado o conceito de contínuo.

Segundo BEAR (1979), o passo fundamental na adaptação do enfoque microscópico para o macroscópico é a definição de um volume elementar representativo (REV) para um dado meio poroso. Na definição do REV, o autor considera que $U(\bar{x})$ é o volume de um domínio espacial, centralizado em um

ponto cujo vetor posição é \bar{x} , sendo M a quantidade de uma propriedade do material contida em $U(\bar{x})$. A massa específica $\rho(M)$ de M contida em $U(\bar{x})$, no ponto \bar{x} e no tempo t , é definida por

$$\rho(M)[\bar{x}, t, U(\bar{x})] = \frac{M(\text{contida em } U(\bar{x}))}{U(\bar{x})} \quad [1]$$

Para se obter $\rho(M)$ dependente somente de \bar{x} , que seja representativo de uma propriedade num determinado tempo t , deve-se encontrar um volume $U = U_0$, limitado por duas esferas de volumes $U_{\text{mínimo}}$ e $U_{\text{máximo}}$, tal que $\rho(M)$ não varie em \bar{x} , ou seja:

$$\frac{\partial \rho(M)[\bar{x}, t, U(\bar{x})]}{\partial U_0} = 0 \quad [2]$$

Se um intervalo para U_0 , comum a todos pontos do domínio \mathfrak{R} , puder ser encontrado, então pode-se definir um campo para $\rho(M)[x, t]$ em \mathfrak{R} e considerar o domínio como um meio contínuo para a propriedade U_0 como sendo o REV.

2.1.2. Equação de Darcy

A água no estado líquido move-se quando houver diferenças de potenciais entre diferentes pontos de um sistema. Este movimento se dá no sentido do decréscimo do potencial. Darcy, em 1956, foi o primeiro pesquisador a estabelecer uma equação que possibilitou a quantificação do movimento da água em materiais porosos saturados, pela medida do volume de água que fluía por unidade de tempo através de uma coluna de solo arenoso submetida a uma diferença de potencial (LIBARDI, 1995). Após uma série de experimentos, ele chegou à seguinte equação:

$$q = -K_o \nabla H \quad [3]$$

em que

q = fluxo de água, $L T^{-1}$;

K_o = condutividade hidráulica do solo saturado, $L T^{-1}$; e

∇H = gradiente de potencial, $L L^{-1}$;

A equação de Darcy não é válida para todas as condições de fluxo em meios porosos, sendo aplicável apenas para fluido incompressível sob condições isotérmicas, para fluxo laminar e onde as interações solo-água não resultem em variações na fluidez e permeabilidade com uma mudança no gradiente (HILLEL, 1980; REICHARDT, 1985). BEAR (1979) discutiu os casos em que os gradientes de potencial são muito baixos ou muito altos e concluiu que a equação de Darcy é válida para condições em que o número de Reynolds é menor que 10. Acima deste valor, o escoamento torna-se turbulento e não varia linearmente com o gradiente de potencial.

A não-linearidade para a faixa de baixos valores de gradiente de potencial e em poros pequenos foi estudada por vários investigadores, citados por HILLEL (1980). A possível razão para essa anomalia é explicada pelas 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 comportamento newtoniano (ENFIELD e YATES, 1990).

A análise do escoamento que não segue a equação de Darcy envolve o uso de valores de condutividade hidráulica que são dependentes do número de Reynolds. Esse tipo de escoamento é de pequena ou nenhuma importância prática, o que permite a utilização da equação de Darcy na maioria dos casos de escoamento de água no solo (MARTINEZ, 1989).

2.1.3. Equação de Darcy-Buckingham

A equação de Darcy foi desenvolvida para quantificar o movimento da água em meio poroso saturado; no entanto, a situação prática mais comum de escoamento em meios porosos ocorre em condição de não-saturação.

O primeiro trabalho, de que se têm notícia, no qual é apresentada uma equação que quantifica o movimento da água no solo em condições de não-saturação deve-se a Buckingham, em 1907, citado por TIMM (1994) e LIBARDI (1995). Buckingham estudou o escoamento na direção horizontal, no qual o efeito da gravidade é nulo, sendo a equação proposta escrita da seguinte forma:

$$q = -K(h)\nabla h \quad [4]$$

em que

$K(h)$ = condutividade hidráulica do solo não-saturado como função de h ,

$L T^{-1}$;

θ = umidade volumétrica, $L^3 L^{-3}$; e

h = potencial matricial, L .

O movimento de água no solo, em condições de não-saturação, é controlado pelos potenciais gravitacional e matricial. Richards, em 1928, citado por LIBARDI (1995), definiu o potencial total (H) como sendo igual à soma do potencial matricial com o potencial gravitacional e escreveu a equação do movimento da água em solos não-saturados na seguinte forma:

$$q = -K(h)\nabla H \quad [5]$$

em que

$H = h + z$; e

z = potencial gravitacional, L .

Portanto,

$$q = -K(h)\nabla(h + z) \quad [6]$$

Embora a equação 6 tenha sido proposta por Richards, ela é conhecida como equação de Darcy-Buckingham.

O escoamento em meios porosos não-saturados, descrito pela equação de Darcy-Buckingham, é dependente da umidade. Variações da umidade do solo durante o escoamento requerem o uso de funções complexas para descrever o comportamento da condutividade hidráulica e da retenção de água no solo, os quais podem ser afetadas pela histerese (MERMOUND e GALLARD, 1994). A histerese é causada por geometria irregular dos poros, ar retido nos poros do solo, características de expansão e contração do solo e diferença do ângulo de contato durante os processos de secagem e umedecimento (VANCLOOSTER et al., 1996).

Esforços consideráveis têm sido feitos para desenvolver modelos empíricos e teóricos que incluam a histerese na função $h(\theta)$, que descreve a curva de retenção de água no solo. Modelos empíricos, em muitos casos, têm sido utilizados para descrever a histerese para um determinado tipo de solo ou meio poroso, sem validade para casos gerais. A aproximação teórica tem conduzido ao desenvolvimento de modelos baseados na teoria da histerese em um capilar, os quais têm aplicação mais generalizada (MARTINEZ, 1989).

MUALEM (1976) apresentou um modelo que teve incluído o efeito da histerese na simulação da curva de retenção de água no solo. O modelo permite a obtenção da umidade do solo pela utilização de uma função que emprega as duas curvas principais (umedecimento e secagem). Este modelo, segundo VIAENE et al. (1994), foi um dos mais exatos no estudo comparativo de seis modelos para descrever a histerese.

Em geral, a equação de Darcy-Buckingham é aplicada assumindo-se uma função única para descrever a curva de retenção de água no solo, negligenciando-se os efeitos da histerese (ENFIELD e YATES, 1990).

2.1.4. Equação da conservação da massa

Segundo BEAR (1979), a equação da conservação da massa em nível macroscópico, para um escoamento incompressível no meio poroso, na faixa de pressão considerada e na ausência da transferência de massa entre a fase aquosa e as outras fases, pode ser resumida em

$$\frac{\partial(\eta S_w)}{\partial t} = -\nabla \cdot q \quad [7]$$

em que

η = porosidade do meio, $L^3 L^{-3}$;

S_w = grau de saturação efetiva, adimensional;

t = tempo, T; e

$\nabla \cdot q$ = divergente do fluxo de água, $L T^{-1}$.

Finalmente, se a matriz do solo é indeformável e a porosidade deste não varia com o tempo, a equação da conservação da massa para o escoamento isotérmico e incompressível, em solos indeformáveis e não-saturados, pode ser escrita da seguinte forma:

$$\eta \frac{\partial S_w}{\partial t} = -\nabla \cdot q \quad [8]$$

2.1.5. Equação da continuidade

Combinando a equação da conservação da massa (equação 8) com a equação de Darcy-Buckingham (equação 6) e expressando a condutividade hidráulica como uma função do potencial matricial, obtém-se uma equação para o escoamento isotérmico e incompressível da água em um meio poroso indeformável não-saturado, na forma

$$\eta \frac{\partial S_w}{\partial t} = \nabla \cdot [K(h) \nabla (h + z)] \quad [9]$$

O grau de saturação efetiva (S_w) é igual a 1 para $h \geq 0$ e a uma função de h para $h < 0$. Portanto, pela regra da cadeia, pode-se escrever que

$$\frac{\partial S_w}{\partial t} = \frac{\partial S_w}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial t} \quad [10]$$

e a equação 9 torna-se

$$\eta \frac{\partial S_w}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot [K(h) \nabla (h + z)] \quad [11]$$

em que $\eta \frac{\partial S_w}{\partial h} / \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial h} = C(h)$, L^{-1} , termo conhecido como capacidade hídrica específica do solo ou capacitância (ROGERS, 1994).

Reescrevendo a equação 11, obtém-se

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot [K(h) \nabla (h + z)] \quad [12]$$

A equação 12 é conhecida como equação da continuidade ou equação de Richards. Segundo HAVARD et al. (1995) e CARROLL et al. (1995), a equação

de Richards tem sido extensivamente utilizada em estudos de movimento de água no solo, permitindo o cálculo espacial e temporal do potencial. Esses modelos permitem a simulação de diversos processos, como a infiltração, a extração de água pelas plantas, a evaporação, o escoamento superficial e a drenagem.

Os modelos que utilizam a equação de Richards requerem o conhecimento de parâmetros físico-hídricos do solo difíceis de serem obtidos, entre os quais a retenção de água no solo e a condutividade hidráulica não-saturada. Devido à dificuldade na medição desses parâmetros, estes são estimados por intermédio de funções contínuas, que descrevem a relação $\theta(h)$ e $K(h)$. Dois modelos comumente usados são os de BROOKS e COREY (1964) e van GENUCHTEN (1980).

A capacidade hídrica específica do solo $C(h)$ expressa a inclinação da curva de retenção de água no solo, que é a representação gráfica da função de $h(\theta)$. Portanto, o termo $C(h)$ pode ser estimado pela derivada da função $h(\theta)$, quando o solo não está saturado. Quando o solo está saturado, o termo $C(h)$ torna-se zero.

2.1.6. Condutividade hidráulica

A condutividade hidráulica expressa a facilidade com que um fluido escoar em um meio poroso. Portanto, a condutividade hidráulica é dependente da geometria do espaço poroso e das propriedades do fluido. As principais características da matriz do solo que interferem na condutividade hidráulica são a distribuição de diâmetro e dos poros, a tortuosidade, a superfície específica e a porosidade, e as do fluido são a massa específica e a viscosidade dinâmica.

ENFIELD e YATES (1990) salientam que a diferença mais importante entre o escoamento em meio saturado e aquele em meio não-saturado está na condutividade hidráulica. Quando o solo se encontra saturado, todos os poros

estão preenchidos com água, sendo a condutividade hidráulica máxima nessa condição. Quando o solo torna-se não-saturado, alguns poros ficam preenchidos com ar e a condutividade hidráulica decresce rapidamente.

No escoamento em meio poroso não-saturado, a condutividade hidráulica é, portanto, uma função da umidade; no entanto, os modelos matemáticos usados na simulação do movimento de água no solo frequentemente utilizam a condutividade hidráulica não-saturada como uma função do potencial matricial $K(h)$.

Os métodos para a determinação de $K(h)$ podem ser classificados em permanente, variável e computacional. Os dois primeiros permitem medir diretamente os valores de $K(h)$, ao passo que o último utiliza a curva de retenção de umidade para a obtenção indireta da função $K(h)$. A mensuração direta da condutividade hidráulica $K(h)$ é teoricamente simples, mas difícil experimentalmente, em particular pela sua alta variabilidade no campo e por consumir muito tempo e ser de elevado custo. Dessa forma, vários modelos têm sido propostos para se calcular $K(h)$ a partir da relação entre a umidade e o potencial matricial descrito pela curva de retenção de umidade (STANKOVICH e LOCKINGTON, 1995).

Gardner, em 1960, citado por HILLEL (1980) e JURY et al. (1991), propôs várias equações empíricas para descrever o comportamento da condutividade hidráulica não-saturada como função da umidade volumétrica e do potencial matricial. As equações de Gardner são comumente empregadas devido à sua simplicidade. A desvantagem destas equações está na determinação dos coeficientes empíricos, obtidos com base em valores experimentais.

ALEXANDER e SKAGGS (1986, 1987) apresentaram vários modelos matemáticos para estimar a condutividade hidráulica do solo não-saturado a partir da curva de retenção de água no solo. Esses autores mencionam que os métodos usados para estimar a condutividade hidráulica do solo saturado, a partir da curva de retenção de água no solo, são geralmente fundamentados em modelos físicos compostos de tubos capilares, simulando o arranjo dos poros do solo, onde se

empregam as equações de Darcy-Buckingham, de Poiseuille e da capilaridade. Os autores comentam que os modelos matemáticos que usam funções contínuas para representar a curva de retenção de água produzem também funções contínuas para a condutividade hidráulica em função do potencial matricial, $K(h)$, as quais permitem estimar a condutividade hidráulica do solo não-saturado em todo o intervalo do potencial matricial. Por outro lado, os modelos que dividem a curva de retenção em incrementos de umidade produzem resultados em forma tabular, permitindo estimar a condutividade hidráulica somente no intervalo em que estão disponíveis os valores de umidade e de potencial matricial.

Os modelos de Brooks e Corey e van Genuchten têm sido largamente empregados nos modelos que descrevem a infiltração de água no solo. DANE (1980) não encontrou diferenças entre os valores de condutividade hidráulica estimados pelo modelo de van Genuchten e os obtidos experimentalmente. TIMM (1994) avaliou o desempenho desses modelos, verificando que, de modo geral, todos os modelos subestimaram os valores de condutividade hidráulica em relação aos obtidos experimentalmente, com o modelo de Brooks e Corey apresentando estimativas melhores que o modelo de van Genuchten na predição da condutividade hidráulica.

2.2. Infiltração de água no solo

Denomina-se infiltração o processo pelo qual a água entra no solo pela sua superfície e velocidade de infiltração o fluxo ou a taxa com que a água penetra no solo. Este processo é de grande importância prática para a avaliação do deslocamento vertical de solutos e do escoamento superficial, responsável pelo transporte de sedimentos e de produtos químicos empregados na agricultura.

Segundo SKAGGS e KHALEEL (1982), os fatores que afetam a infiltração da água no solo são: as propriedades físico-hídricas do solo, a umidade inicial do solo, a intensidade de precipitação, o selamento da camada superficial

do solo, a estratificação do solo e o movimento e o aprisionamento do ar no solo. Portanto, a infiltração é controlada principalmente pelos fatores que governam o movimento de água no solo.

A caracterização da infiltração de água no solo tem usualmente envolvido conceitos simplificados que permitem expressar algebricamente a velocidade ou a infiltração acumulada em termos do tempo e de certos parâmetros do solo. Alguns desses modelos têm sido desenvolvidos por meio de aplicação dos princípios que regem o movimento de água no solo, para simples condições inicial e de contorno. Os parâmetros componentes desses modelos têm sido determinados a partir de propriedades físico-hídricas do solo.

Comumente, as equações empíricas são empregadas devido à sua simplicidade e facilidade de obtenção dos parâmetros. Esses parâmetros são ajustados usando-se a variação da taxa de infiltração com o tempo, sem que isso tenha necessariamente um significado físico. Os modelos empíricos são específicos para situações idealizadas. Em contraste, as equações fundamentadas em processos físicos do solo envolvem uma formulação mais elaborada, que permite estimar a taxa de infiltração a partir dos parâmetros do solo. A primeira e mais popular equação de infiltração com fundamentos físicos foi desenvolvida por Green e Ampt, em 1911. Posteriormente, várias equações fundamentadas dos processos físicos do solo foram apresentadas, sendo a equação de Richards a mais empregada em modelos que descrevem o processo de infiltração (SKAGGS e KHALEEL, 1982; KNIGHT, 1983).

Os problemas de infiltração envolvem umidade inicial não-uniforme no perfil do solo, condições de contorno dependentes do tempo, histerese e meio poroso heterogêneo e anisotrópico. Todos esses fatores podem ser incorporados na solução de problemas de infiltração, quando se empregam técnicas numéricas.

Segundo KINOUCI et al. (1991) e CLEMENTE et al. (1993), as técnicas de diferenças finitas são comumente empregadas na resolução da equação de Richards, para o caso de movimento unidimensional. Muitos investigadores têm publicado soluções para esta equação, para a obtenção do

perfil de umedecimento durante o processo de infiltração. A linearização das equações de diferenças finitas e a seleção dos incrementos de z e t são importantes na exatidão da solução. Haverkamp et al., em 1977, citados por WALLACH e SHABATAI (1992a) e OGAWA et al. (1992), apresentam uma discussão sobre os tipos de discretização freqüentemente usados nas aproximações por diferenças finitas na solução da equação de Richards e sobre as técnicas de linearização das relações $C(h)$ e $K(h)$. Os modelos que utilizaram a discretização e a linearização explícita apresentaram maior tempo de execução e resultaram em menor erro no balanço de massa. O menor tempo de execução foi obtido nos modelos com discretização implícita e linearização explícita, apresentando, entretanto, os maiores valores de erro no balanço de massa. VANCLOOSTER et al. (1996) comentam que na discretização implícita, com linearização explícita de $C(h)$, ocorrem erros no balanço de massa, especialmente no caso de grandes variações no conteúdo de água no solo e próximo à saturação. Segundo LIEDL et al. (1996) e VANCLOOSTER et al. (1996), o erro no balanço de massa pode desaparecer completamente se o resíduo do balanço de massa for menor que a precisão adotada. Entretanto, é necessário o emprego de técnicas iterativas dentro de cada incremento de tempo.

O esquema de discretização implícita empregando a técnica de Crank-Nicholson, em comparação com os demais esquemas de discretização, apresenta melhoria na estabilidade, precisão e preservação do balanço de massa (GOVINDARAJU, 1996; LIEDL et al., 1996). Para cada incremento de tempo, a equação em diferenças finitas se reduz a um sistema de equações não-lineares em $h(z,t)$, e a matriz resultante é resolvida por um método iterativo.

As condições de contorno na superfície do solo, comumente utilizadas na resolução numérica da equação de Richards, são do tipo fluxo (condição de Neuman) e do tipo potencial (condição de Dirichlet) (VANCLOOSTER et al., 1996).

Para uma dada chuva, as condições de contorno relativas à superfície do solo podem ser alteradas. WALLACH e SHABATAI (1992a, b, 1993) comentam

que para a análise do escoamento superficial, não levando em consideração a evaporação, três estágios podem ser considerados. No primeiro estágio, a taxa de infiltração é igual à intensidade de precipitação e a condição de contorno na superfície é do tipo fluxo. Este estágio encerra quando há a saturação da camada superficial do solo e o potencial matricial torna-se nulo. Portanto, no segundo estágio, a condição de contorno é do tipo potencial. Após o término da chuva, inicia-se o terceiro estágio, e a condição de contorno é do tipo fluxo nulo.

Para resolver a equação do movimento de água no solo, é necessário também o estudo das condições de contorno na base do volume de controle limitado pela geometria da região em estudo. Segundo VANCLOOSTER et al. (1996), as condições de contorno na base são limitadas pelas condições geohidrológicas do solo. Os autores apresentaram sete opções, divididas em quatro grupos: (i) lençol freático presente, apresentando nível variável com o tempo; (ii) potencial conhecido como função do tempo; (iii) fluxo conhecido para cada incremento de tempo; e (iv) perfil profundo com drenagem livre.

2.3. Escoamento superficial

2.3.1. Considerações gerais

Segundo PRUSKI e SILVA (1997), o escoamento superficial corresponde ao segmento do ciclo hidrológico relativo ao deslocamento das águas sobre a superfície do solo. Em áreas irrigadas, o escoamento superficial se processa quando a taxa de aplicação de água supera a velocidade de infiltração da água no solo.

Para uma chuva de intensidade constante, o escoamento superficial iniciará no instante em que as abstrações iniciais forem atendidas, ou seja, toda a precipitação ocorrida antes do início do escoamento superficial será interceptada pela cobertura vegetal, armazenada nas depressões e infiltrada no solo (HUGGINS e BURNEY, 1982; TUCCI, 1993a). Logo, para uma dada chuva de

intensidade constante, dois períodos podem ser distinguidos, conforme mostrado na Figura 1. No período inicial, a intensidade de precipitação é menor que a capacidade de infiltração de água no solo e toda água precipitada infiltra-se neste.

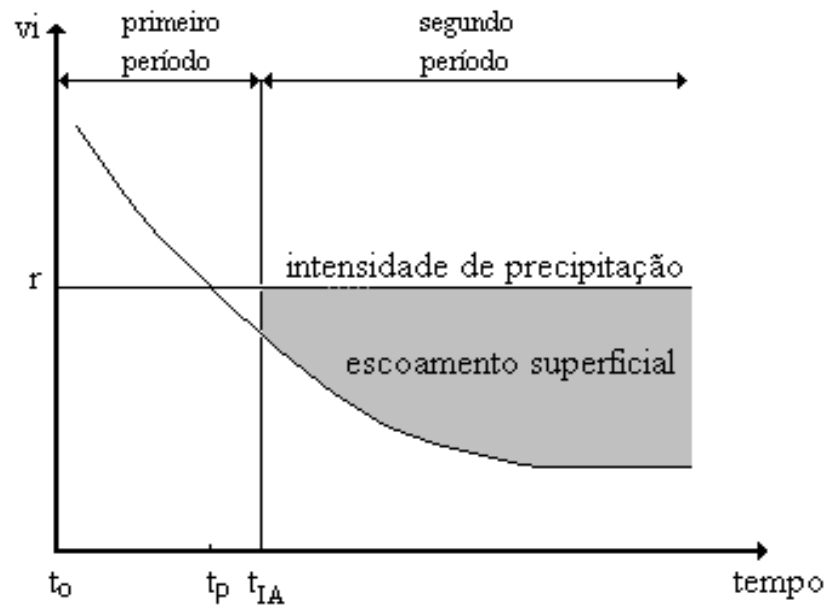


Figura 1 - Curva de infiltração da água no solo para uma dada precipitação de intensidade constante.

O segundo período é caracterizado por uma intensidade de precipitação maior que a capacidade de infiltração.

Segundo SMITH e WOOLHISER (1971) e STEENHUIS et al. (1995), cada um desses períodos pode ser subdividido em dois subperíodos:

- Período 1a \Rightarrow inicia-se com a precipitação (t_0) e vai até o instante em que ocorre a saturação da camada superficial do solo.

- Período 1b \Rightarrow período que vai do instante em que ocorre a saturação da camada superficial do solo até o instante (t_p) em que ocorre o preenchimento das microdepressões na superfície do solo.

- Período 2a \Rightarrow inicia-se no instante em que ocorre o preenchimento das microdepressões e vai até o momento em que se inicia o escoamento superficial (t_{IA}).

- Período 2b \Rightarrow vai do instante em que se inicia o escoamento superficial (t_{IA}) ao final da precipitação.

2.3.2. Modelo onda cinemática

O escoamento superficial é hidraulicamente classificado como não-permanente e não-uniforme, isto é, a velocidade e a profundidade de escoamento variam no espaço e no tempo. As equações que descrevem esse tipo de escoamento (continuidade e momento) são conhecidas como equações de Saint Venant:

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = r - v_i \quad [13]$$

$$g \frac{\partial y}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial t} = g(S_o - S_f) - \frac{qV}{y} \quad [14]$$

em que

Q = vazão por unidade de largura, $L^2 T^{-1}$;

r = intensidade da chuva ou da irrigação, $L T^{-1}$;

v_i = velocidade de infiltração da água no solo, $L T^{-1}$;

V = velocidade média, $L T^{-1}$;

y = profundidade do escoamento, L ;

g = aceleração da gravidade, $L T^{-2}$;

S_o = declividade da superfície do solo, $L L^{-1}$;

S_f = declividade da linha de energia, $L L^{-1}$; e

x = distância percorrida pelo escoamento superficial, L .

No desenvolvimento teórico dessas equações, foram assumidas as seguintes hipóteses:

- a) fluido incompressível e homogêneo;
- b) distribuição hidrostática das pressões na vertical em uma dada seção transversal;
- c) escoamento unidimensional;
- d) pequena declividade média do leito do canal de forma que $\text{sen}\Phi \approx \text{tg}\Phi$, em que Φ é o ângulo de inclinação do leito do canal; e
- e) perdas por atrito que ocorrem no escoamento não-permanente não são significativamente diferentes daquelas do escoamento permanente, o que permite aceitar como válidas as expressões de perda de carga deduzida para regime permanente (MAGALHÃES, 1989; TUCCI, 1993a).

A taxa de escoamento superficial instantâneo é dada pela diferença entre a intensidade de precipitação e a velocidade de infiltração (equação 13). Portanto, a equação da continuidade pode ser reescrita na forma

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_e \quad [15]$$

em que q_e = taxa de escoamento superficial instantâneo, $L T^{-1}$.

Com facilidade, pode-se rearranjar a equação do momento pela utilização de uma expressão que relacione diretamente a vazão por unidade de largura do canal com a profundidade de escoamento. De modo geral, a vazão por unidade de largura é expressa por (HUGGINS e BURNEY, 1982):

$$Q = \Gamma y R_h^\mu \sqrt{S_f} \quad [16]$$

em que

Γ = coeficiente de rugosidade, $L^{1-\mu} T^{-1}$;

R_h = raio hidráulico, L; e

μ = expoente que depende do regime de escoamento.

No escoamento não-permanente, S_f varia com a profundidade de escoamento. No caso de escoamento uniforme e permanente, a vazão normal por unidade de largura é dada por

$$Q_N = \Gamma y R_h^\mu \sqrt{S_o} \quad [17]$$

Pode-se ainda escrever que

$$Q = Q_N \sqrt{S_f/S_o} \quad [18]$$

Dividindo a equação 14 por gS_o e substituindo na equação 18, obtém-se

$$Q = Q_N \sqrt{1 - \frac{1}{S_o} \frac{\partial y}{\partial x} - \frac{V}{gS_o} \frac{\partial V}{\partial x} - \frac{1}{gS_o} \frac{\partial V}{\partial t} - \frac{qV}{gS_o y}} \quad [19]$$

O modelo hidrodinâmico utiliza a equação 19 na sua forma completa. Desprezando os termos de inércia na equação 19, tem-se a equação do modelo de difusão. Quando os termos com sinal negativo na equação 19 são desprezados, tem-se o modelo de onda cinemática.

O modelo hidrodinâmico considera as equações diferenciais da continuidade e do momento nas suas formas mais complexas. Esse tipo de modelo requer soluções numéricas das equações, exigindo maior quantidade de dados que os demais. As vantagens desse modelo são a maior precisão e representação física do escoamento, permitindo simular modificações do sistema estudado, apesar de exigir programas computacionais mais complexos.

O modelo de difusão é menos complexo que o hidrodinâmico, facilitando a sua operação e programação.

O modelo de onda cinemática considera a declividade da linha de energia (S_f) igual à declividade do fundo (S_o) na equação do momento (equação 14). Assume uma seção transversal de escoamento média constante,

independentemente do tempo e da distância. Com a utilização de equações do regime uniforme, obtém-se uma relação entre vazão e profundidade de escoamento (FRENCH, 1985; Di GIAMMARCO et al., 1996).

Segundo LANE e NERING (1989) e TUCCI (1993b), ao se considerar $S_o = S_f$ na equação do momento, o modelo hidrodinâmico pode ser simplificado na forma

$$Q = \sigma y^\mu \quad [20]$$

em que $\sigma =$ parâmetro que depende do regime de escoamento, $L^{2-\mu} T^{-1}$.

Substituindo a equação 20 na 15 e solucionando o diferencial, YOMOTA e ISLAM (1992) reescreveram a equação da continuidade da seguinte forma:

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \sigma \mu y^{\mu-1} \frac{\partial y}{\partial x} = q_e \quad [21]$$

O coeficiente σ depende da declividade, da profundidade do escoamento, e da forma e rugosidade da superfície. Empregam-se, na avaliação do coeficiente σ , as equações clássicas dos regimes laminar e turbulento para canais largos. Dessa forma, a vazão por unidade de largura no regime laminar é dada por

$$Q = [gS_o/3\nu]y^3 \quad [22]$$

e no turbulento:

$$Q = [\sqrt{S_f}/N_m]y^{5/3} \quad [23]$$

em que

$\nu =$ viscosidade cinemática da água, $L^2 T^{-1}$; e

$N_m =$ coeficiente de rugosidade de Manning, $L^{-1/3} T$.

A equação 21 não possui solução analítica; portanto, tem-se que resolver numericamente pelo método das curvas características, por diferenças finitas ou por elementos finitos.

Segundo FRENCH (1985), a primeira dificuldade na análise do escoamento não-permanente é identificar um método numérico que seja preciso, seguro e eficiente. O método mais direto e simples de resolver simultaneamente as equações de Saint Venant é o esquema explícito de diferenças finitas com o incremento de tempo fixo. O esquema explícito apresenta soluções numericamente estáveis. Soluções estáveis são obtidas se Δt for relativamente maior que Δx . Uma segunda técnica numérica que tem sido empregada na resolução das equações diferenciais que governam o regime de escoamento não-permanente é o método das características. Este método é adequado no tratamento de escoamento bruscamente variado, mas em muitas aplicações apresenta a desvantagem de produzir resultados para posições e tempo não fixados; embora utilizando uma grade fixa, a técnica não apresenta vantagens sobre o esquema explícito de diferenças finitas (FRENCH, 1985).

Amein et al., em 1975, citados por FRENCH (1985), desenvolveram um esquema implícito utilizando esquema de diferenças centradas de Crank-Nicholson e o método iterativo de Newton-Rapshon, para resolver as equações de diferenças finitas não-lineares, o qual apresentou resultados próximos aos experimentais e com convergência rápida.

2.4. Transporte de solutos

2.4.1. Retenção de solutos no solo

A retenção pode ser vista como um processo-chave para a determinação do destino dos produtos químicos no sistema solo-água (TRUMAN e LEONARD, 1991; STEHOUWER et al., 1994). Normalmente, é referida como a capacidade que o solo possui de reter íons ou formas químicas mais complexas,

retardando ou evitando o seu movimento dentro deste (KOSKINEN e HARPER, 1990).

Os processos de retenção referem-se principalmente ao fenômeno de adsorção, porém a precipitação do produto e a sua absorção pelas plantas e por organismos do solo também estão incluídas. Como esses três processos são de difícil separação, os cientistas lançaram mão de um termo genérico, denominado sorção. A sorção refere-se ao processo geral de retenção, sem distinguir os processos específicos de adsorção, absorção e precipitação (KOSKINEN e HARPER, 1990).

Estudos têm sido conduzidos com o intuito de buscar indicadores práticos capazes de prever o comportamento dos solutos no solo. Características e propriedades como teor de argila, teor de matéria orgânica, capacidade de troca catiônica (CTC) e pH, dentre outras, têm sido avaliadas como possíveis indicadores da capacidade de sorção dos solos (WIETERSEN et al., 1993; CORRÊA, 1996).

As argilas silicatadas, componentes inorgânicos de maior importância no processo de interação soluto-solo, têm, segundo LIMA (1988) e KOSKINEN e HARPER (1990), no mínimo dois diferentes sítios de adsorção, a saber: sítios associados à substituição isomórfica e sítios formados nas faces quebradas, nas arestas ou na superfície externa. A capacidade retentora dos sítios formados pela substituição isomórfica pode ser considerada permanente. No entanto, segundo MATOS (1995), a capacidade dos sítios formados nas arestas quebradas ou na superfície externa é dependente do pH.

A CTC da fração orgânica do solo é considerada, por muitos pesquisadores, o principal meio adsorvente dos pesticidas no solo (CHE et al., 1992; PUSINO et al., 1992). Da mesma forma que nas argilas silicatadas, a CTC da fração orgânica do solo pode ser dependente do pH da solução do solo, o qual irá influenciar também a capacidade de retenção dos pesticidas pela fração orgânica (MATOS, 1995).

Em adição às características do solo, as características químicas dos solutos, como estrutura molecular e tipo dos grupos funcionais, participam também decisivamente na sorção, determinando a habilidade da molécula em formar ligações com os sítios de troca (KOSKINEN e HARPER, 1990). BRUSSEAU et al. (1991) verificaram que a maior presença de cadeias de carbono na estrutura molecular das substâncias químicas pode aumentar a oportunidade para que esta molécula se torne emaranhada com a cadeia de polímeros da matéria orgânica, resultando, assim, no aumento da retenção deste produto no solo.

2.4.2. Isotermas de sorção

Para diagnosticar o destino de solutos no solo, a partição do soluto entre as fases líquida e sólida do solo deve ser precisamente definida (HINZ et al., 1994). A descrição da partição de solutos entre as fases líquida e sólida do solo é realizada por meio de equações denominadas isotermas de sorção, como as isotermas de Langmuir, Freundlich, etc. WALLACH e SHABTAI (1992a,b) relataram que a sorção de solutos em vários tipos de solos tem sido mais bem descrita por meio da isoterma de Freundlich. CLEARY (1991) reforça o exposto, afirmando que a isoterma de Freundlich é a expressão mais comumente utilizada para problemas de contaminação de água subterrânea.

A isoterma de Freundlich é descrita pela seguinte equação:

$$[C_{as}] = K_d [C_s]^N \quad [24]$$

em que

$[C_{as}]$ = concentração do soluto adsorvido pela matriz do solo, $M M^{-1}$;

$[C_s]$ = concentração do soluto na solução do solo, $M L^{-3}$;

K_d = coeficiente de partição, $M^{-1} L^3$; e

N = expoente empírico.

O expoente N geralmente assume valores menores ou igual a 1,0, porém, em alguns casos, pode exceder a unidade (GREEN e KARICKHOFF, 1990; CORRÊA, 1996).

Um caso especial da isoterma de Freundlich é do equilíbrio linear de sorção, no qual a relação funcional entre a concentração do soluto associado com as fases líquida e sólida do solo é representada por uma linha reta, que pode ser representada pela equação

$$[C_{as}] = K_d [C_s] \quad [25]$$

Segundo van GENUCHTEN e WIERENGA (1986) e HINZ et al. (1994), a isoterma de sorção linear, de modo geral, é válida para baixas concentrações do soluto no meio. Sobre o mesmo tema, CLEARY (1991) relata que, se a concentração de equilíbrio do soluto for menor que a metade do seu limite de solubilidade, a isoterma de sorção linear é possivelmente válida.

2.4.2. Equação do transporte de solutos no solo

O transporte de solutos através do perfil do solo tem recebido atenção especial dos cientistas que trabalham com solos há vários anos. Recentemente, publicações que consideraram o poder poluente destas substâncias no meio ambiente e os efeitos sobre as plantas, animais e seres humanos aumentaram o interesse público sobre este assunto. Com a atenção voltada para os riscos de contaminação dos recursos hídricos, aumentou a pressão da sociedade para o entendimento dos processos de transporte que controlam o destino dos poluentes no solo. Atualmente, sabe-se que o transporte de qualquer soluto no solo pode ser dividido em três componentes básicos: convecção, difusão e dispersão.

O transporte convectivo, também denominado, na literatura, fluxo de massa, refere-se ao movimento passivo do soluto com a água. Neste caso, o transporte do soluto pode ser descrito por

$$J_m = q[C_s] \quad [26]$$

em que J_m = fluxo de massa de soluto no solo, $M L^{-2} T^{-1}$.

A difusão é um processo espontâneo resultante do movimento natural de moléculas e íons em solução e é proporcionado por gradientes de concentração. Assim, o movimento por difusão pode ser descrito por

$$J_D = -D_m \frac{\partial[C_s]}{\partial z} \quad [27]$$

em que

J_D = fluxo difusivo de soluto no solo, $M L^{-2} T^{-1}$;

D_m = coeficiente de difusão molecular do soluto na solução do solo, $L^2 T^{-1}$; e

z = coordenada da frente de contaminação, L .

A difusão do soluto em água é descrita pela primeira lei de Fick. O coeficiente D_m é menor que o equivalente coeficiente de difusão em água pura. Segundo WAGENET e RAO (1990), essa diferença se deve à tortuosidade do meio poroso, que tem seu valor dependente do conteúdo de umidade do solo e independente da velocidade da água nos poros, da distribuição do soluto no meio poroso e dos efeitos do soluto sobre as propriedades do líquido. Portanto, o coeficiente de difusão molecular no solo é dado por

$$D_m = \forall D_o \quad [28]$$

em que

D_o = coeficiente de difusão do soluto em água pura, $L^2 T^{-1}$; e

\forall = coeficiente que depende da tortuosidade do meio poroso, adimensional.

Várias relações foram propostas para estimar o coeficiente ∇ , entre as quais estão as apresentadas por BRESLER (1973), HILLEL (1980), REICHARDT (1985), WAGENET e RAO (1990), JURY et al. (1991), WALLACH e SHABTAI (1992a,b, 1993), PREVEDELLO (1996) e VANCLOOSTER et al. (1996), conforme segue:

$$\nabla = \frac{\theta^{10/3}}{\theta_s^2} \quad (\text{Millington e Quirk, 1961}) \quad [29]$$

$$\nabla = ae^{b\theta} \quad (\text{Kemper e van Schaikein, 1966}) \quad [30]$$

$$\nabla = \theta T_s \zeta \quad (\text{Nye e Tinker, 1977}) \quad [31]$$

em que

a e b = constantes empíricas características do solo, adimensional;

T_s = coeficiente de tortuosidade, adimensional;

ζ = coeficiente que depende da viscosidade e da distribuição do soluto no meio poroso, adimensional; e

θ_s = umidade volumétrica de saturação do solo, L^3L^{-3} .

Olsen e Kemper, em 1968, citados por BRESLER (1973), HILLEL (1980), REICHARDT (1985), WAGENET e RAO (1990), JURY et al. (1991), WALLACH e SHABTAI (1992a, b, 1993), PREVEDELLO (1996) e VANCLOOSTER et al. (1996), relataram que a equação 30 descreve razoavelmente a tortuosidade quando comparada com dados experimentais para valores de $b = 10$ e $0,005 \leq a \leq 0,01$.

O transporte do soluto por dispersão ocorre como consequência das variações na velocidade nos poros do solo. Em nível microscópico, há uma distribuição de velocidades nos poros, devido à resistência causada pelas superfícies sólidas do material poroso, bem como pelo avanço diferenciado da

frente de molhamento. Esta distribuição proporciona a movimentação do soluto sob diferentes taxas, o que conduz a um processo de mistura, que é macroscopicamente semelhante à mistura provocada pelo processo de difusão (van GENUCHTEN e WIERENGA, 1986; WALLACH et al., 1988a, b). Porém, ao contrário da difusão química, que acontece mesmo sem fluxo, a dispersão ocorre somente com o movimento da água. Experimentos de campo e de laboratório demonstram que o transporte por dispersão pode ser escrito como

$$J_h = -\theta D_h \frac{\partial [C_s]}{\partial z} \quad [32]$$

em que

J_h = fluxo dispersivo do soluto no solo, $M L^{-2} T^{-1}$; e

D_h = coeficiente de dispersão, $L^2 T^{-1}$.

O coeficiente de dispersão aumenta com o aumento da velocidade da solução no solo, podendo ser determinado por

$$D_h = \varepsilon \mathcal{V}^\omega \quad [33]$$

em que

ε = dispersividade do meio poroso, L ; e

\mathcal{V} = velocidade da solução no solo ($\mathcal{V} = q/\theta$), LT^{-1} .

O termo ε é um parâmetro característico da estrutura do meio poroso. O expoente ω da equação 33 é uma constante empírica, assumindo normalmente o valor unitário.

Dada a similaridade entre dispersão e difusão, os coeficientes D_h e D_m são frequentemente considerados aditivos, e ao resultado dá-se o nome de coeficiente de dispersão hidrodinâmica (BEVEN et al., 1993; MERMOUND e GALLARD, 1994).

$$D = \frac{D_m}{\theta} + D_h \quad [34]$$

em que D = coeficiente de dispersão hidrodinâmica, $L^2 T^{-1}$.

Combinando as equações 26 a 34, obtém-se a equação para o fluxo de solutos no solo.

$$J_s = -\theta D \frac{\partial [C_s]}{\partial z} + q [C_s] \quad [35]$$

em que J_s = fluxo de solutos no solo, $M L^{-2} T^{-1}$.

O balanço de solutos no solo, em uma dimensão, é regido pela equação

$$\frac{\partial}{\partial t} (\theta [C_s] + \rho_g [C_{as}]) = -\frac{\partial J_s}{\partial z} \quad [36]$$

Substituindo a equação 35 na equação 36 resulta a equação de transporte.

$$\frac{\partial}{\partial t} (\theta [C_s] + \rho_g [C_{as}]) = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D \frac{\partial [C_s]}{\partial z} - q [C_s] \right) \quad [37]$$

em que

ρ_g = massa específica do solo, $M L^{-3}$; e

t = tempo, T.

Os dois termos do lado esquerdo da equação 37, situados entre parênteses, referem-se, respectivamente, às concentrações do soluto associadas às fases líquida e sólida do solo.

Considerando o equilíbrio linear de sorção e o escoamento permanente de água no perfil homogêneo e saturado de um solo (θ e q são constantes no tempo e no espaço), a equação 37 reduz-se a

$$f_r \frac{\partial [C_s]}{\partial t} = D \frac{\partial^2 [C_s]}{\partial z^2} - \vartheta \frac{\partial [C_s]}{\partial z} \quad [38]$$

O fator de retardamento f_r , adimensional, é definido por

$$f_r = 1 + \frac{\rho_g K_d}{\theta} \quad [39]$$

Segundo BUTTERS e JURY (1989) e BEVEN et al. (1993), a equação 38 nem sempre tem apresentado bons resultados na quantificação precisa do transporte de solutos, devido a uma série de problemas, entre eles: heterogeneidade do solo, fluxo preferencial, descrição imprópria das condições de contorno e deficiência na definição dos parâmetros envolvidos. Já PORRO et al. (1993) relataram a existência de uma certa dependência espacial de D , podendo essa evidência causar sérias restrições ao uso da equação 38, que não leva em consideração esta variabilidade. Entretanto, vários autores têm realizado experimentos, seja em campo ou laboratório, obtendo excelentes resultados de ajuste entre os dados observados e os valores teóricos obtidos pela equação (JACOBSEN et al., 1992; TSUBOYAMA et al., 1994).

Analisando a equação 39, é fácil perceber que, quando as interações entre o produto e a fase sólida do solo são desprezíveis, K_d torna-se nulo e f_r reduz-se ao valor unitário. Entretanto, além do movimento e da retenção no solo, os solutos também estão sujeitos à degradação química e microbiana, formação de um novo produto, volatilização e extração pelas plantas, processos esses que podem diminuir ou aumentar a concentração do produto no solo. Neste caso, deve-se incorporar na equação 38 um termo fonte/sumidouro (φ) que expresse esses processos (WAGENET e RAO, 1990), ou seja

$$f_r \frac{\partial [C_s]}{\partial t} = D \frac{\partial^2 [C_s]}{\partial z^2} - \vartheta \frac{\partial [C_s]}{\partial z} \pm \varphi \quad [40]$$

Em experimentos de laboratório, o termo ϕ é geralmente desprezível em razão do reduzido tempo de análise. Dessa forma, percebe-se a importância do fator de retardamento e do coeficiente de dispersão hidrodinâmica para descrever o movimento de solutos no solo. A forma mais direta para determinar esses parâmetros é a partir de experimentos utilizando colunas de solo, em que uma solução é aplicada no topo da coluna e os valores de concentração do soluto são coletados na saída. A forma-padrão de apresentação dos dados de concentração coletados na saída é chamada de curva de eluição (NIELSEN e BIGGAR, 1962).

WAGENET e RAO (1990) comentam que a equação de transporte pode ser resolvida por métodos numéricos, o que proporciona o uso dos modelos de transporte de solutos utilizados para descrever as mais diversificadas condições de campo. Para utilizar estes modelos, torna-se necessário, entretanto, o conhecimento do fluxo de água no solo e do conteúdo de umidade como uma função de z e t .

2.4.4. Transporte de solutos pelo escoamento superficial

A intensificação do uso de produtos químicos na agricultura tem despertado o interesse por parte dos técnicos e ambientalistas, devido à contaminação de águas subterrâneas e superficiais. Muitos desses produtos químicos são incorporados no solo, podendo, subseqüentemente, ser lixiviados ou absorvidos pelas plantas. A perda de solutos pelo escoamento superficial produz decréscimo na concentração do produto químico na camada superficial do solo e na qualidade da água escoada superficialmente (ZHANG e ELLIOTT, 1996; EDWARDS et al., 1996).

Bailey et al. (1974), citados por WALLACH et al. (1989), descrevem os processos envolvidos na partição de solutos, em decorrência do escoamento superficial. Esses processos envolvem quatro mecanismos: (1) difusão do soluto

dissolvido na água do solo por meio do escoamento superficial; (2) dessorção do soluto das partículas do solo para a água do escoamento superficial; (3) transporte em solução; e (4) transporte em suspensão, com posterior solubilização. Os solutos transportados pelo escoamento superficial encontram-se adsorvidos nos sedimentos, dissolvidos e como partículas suspensas (LEONARD, 1990).

Os solutos adsorvidos em sedimentos transportados no escoamento superficial, principalmente em partículas finas, e sua concentração alteram-se proporcionalmente à quantidade dessas partículas existente nos sedimentos (FOSTER et al., 1984). Segundo YOUNG (1980), muitos solos agrícolas são coesivos e possuem agentes cimentantes das partículas primárias de argila, silte e areia dentro do agregado. Quando o solo é erodido, os sedimentos compõem-se de uma mistura de agregados de pequeno diâmetro e partículas primárias. Associada aos processos de transporte, a deposição ocorre quando a quantidade de sedimentos carregada pelo escoamento excede a capacidade de transporte do escoamento superficial. Seletivamente, as partículas mais densas são depositadas antes das de textura fina e mais leves (matéria orgânica), as quais são as principais responsáveis pelo transporte de solutos.

Para modelar o transporte de solutos adsorvidos às partículas de solo, deve-se considerar de que modo os processos de transporte e deposição alteram a concentração dos solutos no sedimento (FOSTER et al., 1984). Carsel et al., 1984, citados por WAGENET e RAO (1990), apresentaram, no desenvolvimento do modelo PRZM (Pesticide Root Zone Model), uma equação que permite estimar o fluxo de soluto adsorvido aos sedimentos transportados pelo escoamento superficial, conforme se segue

$$J_{es} = \frac{M_s}{\Delta x} K_d [C_s] \quad [41]$$

em que

J_{es} = fluxo de soluto adsorvido às partículas do solo transportadas pelo escoamento superficial, $ML^{-2} T^{-1}$; e

M_s = massa de sedimentos por unidade de largura e de tempo, $ML^{-1} T^{-1}$.

Segundo WALLACH et al. (1988a) e GOVINDARAJU (1996), os modelos usados para simular o transporte de solutos no escoamento superficial assumem a existência de uma camada superficial com distribuição uniforme de concentração, em que ocorre a partição do soluto durante o escoamento superficial. Essa camada de partição é denominada zona de reação ou de mistura, na qual há decréscimo exponencial da concentração inicial com o tempo de ocorrência da precipitação.

A espessura da camada de mistura tem sido objeto de estudo de vários pesquisadores. Segundo STEENHUIS et al. (1995), a espessura da camada de mistura está em torno de 3 mm, valor este consistente com o obtido por AHUJA e LEHMAN (1983) em estudos conduzidos com escoamento superficial em caixas de solo utilizando P^{32} como traçador para diferentes profundidades. LEONARD (1990) examinou as concentrações de diferentes pesticidas em um determinado número de bacias hidrográficas e encontrou altas correlações entre as concentrações no escoamento superficial, para uma faixa ampla de condições de chuvas, e as concentrações do pesticida na camada superficial do solo de 10 mm. Portanto, LEONARD (1990) concluiu que a espessura de 10 mm pode ser usada para delimitar a camada de mistura, principalmente porque é a profundidade mínima que pode ser delimitada e amostrada sobre condições de campo, considerando uma superfície rugosa normal, que está de acordo com o valor indicado por WALLACH e SHABTAI (1993).

A partição do soluto entre a solução do solo e o escoamento superficial está baseada no balanço de massa na camada de mistura, abaixo da qual o soluto não se encontra disponível para ser liberado para o escoamento superficial. PARR et al. (1987) e LEONARD (1990), em seus trabalhos, concluíram que o grau de interação entre o escoamento superficial e a água dos poros decresce exponencialmente com a profundidade do solo. Esse efeito indica que uma distribuição da concentração de solutos inicialmente uniforme na camada de

mistura pode tornar-se rapidamente desuniforme durante o escoamento superficial.

LEONARD (1990) e WALLACH e SHABTAI (1993) assumem uma reação de equilíbrio de primeira ordem entre a solução do solo na camada de mistura e o escoamento superficial, ou seja, que a concentração de solutos no escoamento superficial se iguala à solução do solo instantaneamente. Porém, muitos estudos têm mostrado que a intensidade e duração da chuva, a taxa de infiltração, o comprimento e a declividade da rampa, a cobertura do solo, a solubilidade e a adsorção do soluto limitam o tempo de troca entre a solução do solo e o escoamento superficial (WALLACH et al., 1988a, b).

Medidas experimentais, obtidas por INGRAM e WOOLHISER (1980), indicaram que, próximo ao final da chuva, a concentração da solução do solo na camada de mistura foi superior à concentração do escoamento superficial. Com base nesses resultados, esses autores concluíram que o escoamento superficial não se mistura completamente com a solução do solo na camada de mistura.

RAO et al. (1980) descreveram a transferência de solutos não-adsorvidos entre os espaços dentro e fora dos agregados por duas equações diferenciais, cujas soluções numéricas são os modelos designados como I e II para transporte de solutos em agregados. No modelo I, a transferência de solutos entre esses espaços é baseada na lei de Fick para a difusão, e no modelo II a taxa de transferência de solutos, dentro e fora dos agregados, foi considerada proporcional à diferença entre a concentração média de solutos dentro e aquela fora dos agregados. Vários pesquisadores utilizaram estes modelos como base para o estudo da transferência de solutos da camada de mistura para o escoamento superficial. PARR et al. (1987) obtiveram uma solução analítica da equação de difusão para a transferência do soluto para o escoamento superficial em um perfil semi-infinito do solo inicialmente saturado. INGRAM e WOOLHISER (1980) e WALLACH et al. (1988a) apresentaram um modelo, com base nos propostos por RAO et al. (1980), para o caso em que a infiltração foi negligenciada, ou seja

$$J_r = -D_m \frac{\partial [C_s]}{\partial z} = \Omega([C_s] - [C_r]) \quad [42]$$

em que

J_r = fluxo de massa da camada de mistura para o escoamento superficial,
 $M L^{-2} T^{-1}$;

Ω = coeficiente de transferência, $L T^{-1}$; e

$[C_r]$ = concentração do soluto no escoamento superficial, $M L^{-3}$.

Segundo WALLACH et al. (1988a), o valor do coeficiente de transferência depende do soluto envolvido no processo, da vazão escoada superficialmente, da intensidade e duração da chuva e das características físicas da superfície do solo, como a rugosidade, a declividade e o tipo de solo.

O modelo de difusão proposto por WALLACH et al. (1988a) difere dos anteriores em vários aspectos. Em primeiro lugar, os outros modelos assumem um equilíbrio com partição instantânea entre a concentração da solução do solo na camada de mistura e a solução em escoamento superficial. Em segundo lugar, os modelos empregam o conceito de camada de mistura, assumindo uma distribuição uniforme ou um decréscimo exponencial da concentração do soluto com a profundidade do solo. No modelo proposto por WALLACH et al. (1988a), o processo de transferência de solutos do solo para a solução em escoamento superficial se dá por difusão, o qual produz uma profundidade de interação no perfil do solo dependente do tempo.

AHUJA e LEHMAN (1983), com base no modelo proposto por INGRAM e WOOLHSIER (1980), incorporaram na equação do balanço de soluto na camada de mistura a infiltração da água no solo. Esse modelo tem sido amplamente utilizado por vários pesquisadores, podendo ser citados os trabalhos de WALLACH et al. (1989), WALLACH e van GENUCHTEN (1990), WALLACH (1991), WALLACH e SHABTAI (1992a,b e 1993), HART (1995) e

GOVINDARAJU (1996). O modelo físico proposto descreve, razoavelmente, a transferência do soluto da solução do solo para a solução em escoamento superficial, exceto para grandes tempos e para taxas de infiltração relativamente altas. A expressão do balanço de massa é dada por

$$\frac{d(Y[C_r])}{dt} = -(r-q)[C_r] + \Omega([C_s] - [C_r]) \quad [43]$$

em que Y = altura média da lâmina de água sobre a superfície, L.

A equação 43 é resolvida pela técnica das diferenças finitas, considerando-se os períodos distinguidos por SMITH e WOOLHISER (1971) e STEENHUIS et al. (1995) no processo de infiltração de água no solo, como condições de contorno.

WALLACH e SHABTAI (1992a, b) concluíram que, quando o solo está inicialmente seco, a concentração dos solutos dissolvidos na superfície do solo e no escoamento superficial é pequena para uma dada intensidade de precipitação. Observaram também que há deslocamento intenso de solutos a partir da superfície do solo juntamente com a água de infiltração durante o período que antecede ao escoamento superficial, o qual é grande para solos inicialmente secos. A intensidade de precipitação também afeta a concentração dos solutos dissolvidos na superfície do solo e no escoamento superficial, embora não seja capaz de se igualar ao efeito da umidade do solo. Quando a lâmina de escoamento superficial se forma, a concentração dos solutos dissolvidos na superfície do solo aumenta com o incremento da taxa de precipitação.

WALLACH e SHABTAI (1992b) comentam que a limitação desses modelos se apóia no fato de que são utilizados para um evento simples e que não podem ser utilizados para prever hidrógrafas de solutos dissolvidos para grandes áreas ou bacias hidrográficas. Alguns processos que ocorrem durante o escoamento superficial, relevantes para serem incluídos nos modelos de simulação em grandes escalas de contaminação, não têm sido ainda

contemplados, embora possam ser futuramente incluídos. GOVINDARAJU (1996) comentam que, em estudos em bacias hidrográficas, as fontes de contaminação pontuais devem ser identificadas para a estimativa da fração da área total que contribui para a contaminação das águas superficiais.

2.5. Transporte de sedimentos

2.5.1. Erosão hídrica

A erosão hídrica é o processo de desprendimento e arraste de partículas do solo causado pela água. Constitui-se em uma das principais causas de deterioração acelerada das terras utilizadas na agricultura. Segundo Le BISSONNAIS e SINGER (1988), a erosão hídrica resulta da interação de forças ativas, como as características da chuva, a declividade do terreno e a capacidade do solo em absorver água, e de forças passivas, como a resistência que o solo exerce à ação erosiva da água, os métodos de cultivo e a densidade da cobertura vegetal. A resistência do solo determina a sua erodibilidade, que é a tendência inerente aos solos de se erodir em diferentes proporções, devido unicamente às diferenças peculiares de cada tipo de solo.

A chuva e o escoamento superficial são os agentes energéticos que acarretam a ocorrência da erosão do solo. Essa energia age tanto no sentido de separar as partículas e os agregados do solo, como no transporte destes para o leito dos rios. O material erodido se apresenta disperso, em suspensão ou na forma de agregados de vários tamanhos, que são transportados pelo escoamento superficial. O aumento do transporte de partículas e agregados do solo se dá com o aumento da velocidade e com a espessura da lâmina de água. A velocidade da água, por sua vez, aumenta com o aumento da declividade e com a redução da rugosidade da superfície do solo (PARKER et al., 1995).

Os sedimentos transportados junto à superfície do solo se movem por saltação, rolagem e escorregamento e são constituídos de partículas grandes, cujo movimento é altamente dependente do transporte. Um decréscimo na capacidade

de transporte causa a imediata deposição destas partículas. Já os sedimentos em suspensão, os quais estão uniformemente distribuídos na lâmina de água escoada superficialmente, não são depositados imediatamente, devido ao decréscimo na capacidade de transporte. Esse retardamento é resultado da pequena velocidade de sedimentação das partículas em suspensão (GRAF, 1971; BORDAS e SEMMELMANN, 1993).

A erosão hídrica compreende três fases físicas distintas: desagregação, transporte e deposição. A desagregação é o processo de quebra e individualização das partículas da massa de solo, sendo causada basicamente pelo impacto direto das gotas da chuva contra a superfície do solo e pelo escoamento superficial. As partículas desagregadas salpicam com as gotículas de água e retornam à superfície, podendo vir a selar os poros superficiais, reduzindo a infiltração de água e, em alguns casos, aumentando a sua resistência à erosão pelas forças coesivas. Na medida em que a intensidade da chuva passa a ser maior que a taxa de infiltração, começa o escoamento superficial, dando início à segunda fase do processo, que é o transporte de sedimentos. Quando a energia do escoamento superficial, que depende do volume e da velocidade da água, não é mais suficiente para transportar o material sólido em suspensão, este se deposita, caracterizando, assim, a terceira fase (REICHERT e CABEDA, 1992; BORDAS e SEMMELMANN, 1993).

O impacto da gota, que ocorre na fase inicial da erosão hídrica, fornece energia cinética capaz de desestruturar as partículas do solo, mas baixa capacidade de transporte de sedimentos. O montante de solo desestruturado cresce com a intensidade da chuva, a velocidade terminal e o tamanho das gotas. A segunda fase da erosão hídrica é caracterizada pela remoção de uma camada uniforme na superfície do solo. Este tipo de erosão está associado ao escoamento superficial, que muitas vezes é referenciado como escoamento laminar, devido às suas características de escoamento. Em contraste com o impacto das gotas, o escoamento laminar tem pequena capacidade de desestruturação e alta capacidade de transporte. A erosão em sulcos ocorre quando o escoamento se dá sob grandes

velocidades, de modo a vencer as resistências do solo, ou seja, quando a tensão de cisalhamento associada ao escoamento superficial supera a tensão crítica do solo, que é função das forças coesivas, como consequência há a formação de pequenos canais. As outras formas de erosão representam formas avançadas de erosão por sulcos (BRADFORD et al., 1987; GROSH e JARRETT, 1994).

2.5.2. Equação do transporte de sedimentos

Segundo MARGOLIS et al. (1991) e LIMA et al. (1992), as primeiras pesquisas em torno da perda de solo pelo processo erosivo datam do final do século XIX. As pesquisas começaram a se intensificar nos meados da década de 30, a fim de buscar soluções que permitissem a estimativa da perda de solo. Uma primeira equação foi estabelecida em 1940, considerando apenas os fatores topográficos. Inúmeras fórmulas foram elaboradas a partir desse trabalho pioneiro, sendo a mais difundida a Equação Universal de Perdas de Solo (USLE) e as suas versões Modificada (MUSLE) e Revisada (RUSLE).

A USLE foi desenvolvida por WISCHMEIER e SMITH (1978), com base na análise dos dados de escoamento superficial e perdas de solo obtidos em mais de 10.000 parcelas experimentais, sob condições de chuvas naturais e simuladas. Os componentes que influenciam as perdas de solo foram agrupados em seis fatores, ou seja:

$$A = R E L S C P \quad [44]$$

em que

A = perda média anual de solo, $M L^{-2}$;

R = erosividade da chuva, $M L T^{-4}$;

E = erodibilidade do solo, $L^{-3} T^4$;

L = fator que depende do comprimento da rampa, adimensional;

S = fator que depende da declividade, adimensional;

C = fator que depende da cobertura do solo, adimensional; e

P = fator das práticas conservacionistas, adimensional.

A USLE permite prever a perda média anual de solo provocada pela erosão para as condições em que foram obtidos os valores dos seus componentes. Por ser uma equação empírica, a sua utilização em outras condições requer pesquisas locais para a obtenção dos componentes (MARGOLIS et al., 1991; LIMA et al., 1992).

FOSTER (1982) comenta que as três maiores limitações da USLE para a sua aplicação generalizada são: (a) estimar a perda de solo para chuvas isoladas; (b) prever apenas a perda de solo por erosão, não considerando a deposição de sedimentos; e (c) não estimar a erosão em sulcos em fases mais avançadas.

Ao contrário da USLE, a MUSLE é aplicável a eventos isolados, tornando suas previsões mais precisas (CHAVES, 1991).

A equação da conservação da massa de sedimentos proposta por Bennett, em 1974, citado por FOSTER (1982) e WICKS e BATHURST (1996), é a que tem sido normalmente utilizada nos modelos que envolvem a dinâmica da erosão. Para condições de regime variável, a equação do transporte de sedimentos é expressa na forma:

$$\frac{\partial M_s}{\partial x} + \frac{\partial (M_s)}{\partial t} = D_r + D_s \quad [45]$$

em que

D_r = erosão entre sulcos, $ML^{-2}T^{-1}$; e

D_s = erosão em sulcos, $ML^{-2}T^{-1}$.

O primeiro termo do lado esquerdo da igualdade da equação 45 representa a perda ou o ganho de sedimentos com a distância, e o segundo, a taxa de armazenamento de sedimentos no escoamento.

Os termos D_r e D_s são obtidos pela aplicação das equações 46 e 47, desenvolvidas por Foster e Meyer, em 1975, citados por FOSTER (1982),

SHARMA et al. (1996), COCHRANE e FLANAGAN (1996) e FRANTI et al. (1996).

Experimentos de laboratório utilizando diferentes tipos de solo e intensidades de precipitação com tamanho de gotas uniforme indicaram que o termo D_r é proporcional ao quadrado da intensidade da chuva (r). Portanto, a equação básica que descreve este processo é dada por

$$D_r = E r^2 C S_\phi \quad [46]$$

em que

r = intensidade da chuva, $L T^{-1}$; e

S_ϕ = fator que leva em consideração o ângulo ϕ de inclinação do terreno, adimensional.

A escolha de um índice apropriado para estimar a erodibilidade do solo depende de muitos fatores, sendo os de maior relevância aqueles que governam o processo erosivo, sob condições naturais. A sua determinação por métodos diretos (chuva natural ou simulada) é custosa e demorada. Por outro lado, a obtenção por métodos indiretos, baseados nas propriedades do solo, requer estudos e ajustes (LEMOS e BAHIA, 1992). Segundo CAVALIERI et al. (1996), vários pesquisadores têm se destacado desenvolvendo trabalhos de modelagem para a determinação do fator de erodibilidade do solo por métodos indiretos, baseando-se em equações que contenham como variáveis independentes parâmetros físicos, químicos e mineralógicos do solo, altamente correlacionados com a erodibilidade.

O termo D_s da equação 46 é diretamente proporcional à diferença entre a capacidade de transporte e a quantidade de sedimentos transportada, ou seja:

$$D_s = \beta(T_c - M_s) \quad [47]$$

em que

β = coeficiente de reação de primeira ordem para deposição, adimensional;

e

T_c = capacidade de transporte, $ML^{-1}T^{-1}$.

Com base em estudos efetuados em laboratório para avaliação de deposição de sedimentos, β decresce quando: o número de Reynolds aumenta, indicando aumento da turbulência; diminui a velocidade de sedimentação de partículas; e a vazão aumenta, reduzindo o tempo de sedimentação. Um decréscimo de β indica que os sedimentos se movimentam por grandes distâncias antes de serem depositados.

A equação 47 introduz o conceito de que a quantidade de sedimentos pode ser diferente da capacidade de transporte. Ocorrerá deposição quando $M_s > T_c$ e extração quando $M_s < T_c$ (BORAH e BORDOLOI, 1989).

A capacidade de transporte refere-se à quantidade máxima de sedimentos que o escoamento superficial pode transportar, ou seja, é o balanço entre a taxa de entrada e a de deposição de sedimentos no escoamento. Os valores da capacidade de transporte variam de uma equação para outra, tornando seu emprego aleatório, e explicam a existência de pesquisas destinadas a identificar experimentalmente as condições em que ocorrem os depósitos de sedimentos em água corrente. A formulação de Yalin, apresentada nos trabalhos de ALONSO et al. (1981), BEASLEY e HUGGINS (1981), FOSTER (1982), FINKNER (1989), NEARING et al. (1994), REYES et al. (1995) e SHARMA et al. (1996), é a que tem tido maior aceitação na modelagem de transporte de sedimentos, embora apresente o inconveniente de ser muito complexa.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Desenvolvimento do modelo

São apresentados a seguir os procedimentos utilizados para solucionar as equações diferenciais que descrevem os processos de movimento de água no solo, transporte de solutos, escoamento superficial e transporte de sedimentos.

3.1.1. Concepção física do modelo

No desenvolvimento do modelo, foi considerada a região de estudo apresentada na Figura 2. Para modelar o movimento de água e transporte de solutos no perfil do solo, considerou-se a região compreendida entre a superfície do solo e a profundidade “ z_p ”. Os transportes de solutos e de sedimentos pelo escoamento superficial foi modelado ao longo de uma rampa de declividade uniforme e comprimento “ X ”.

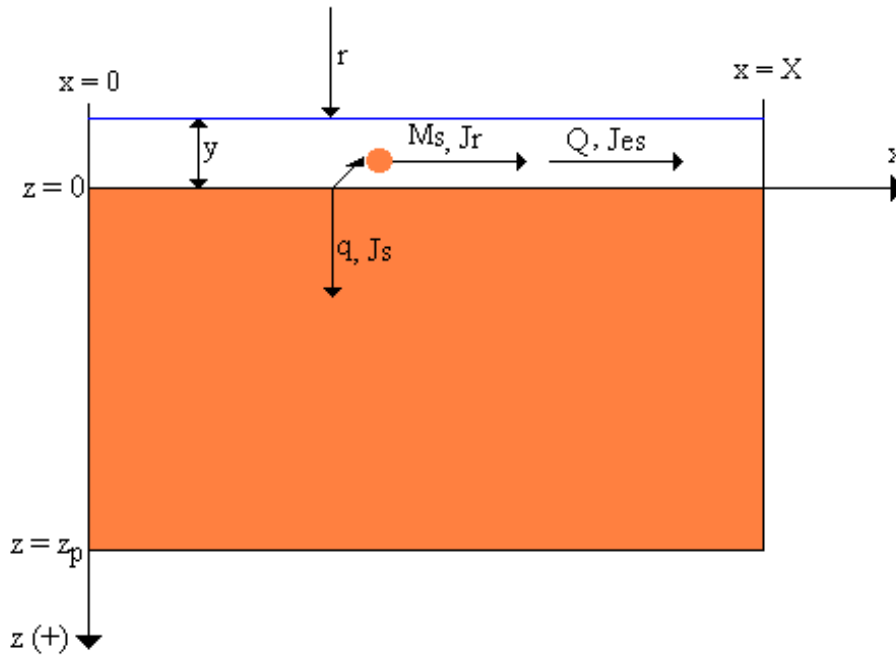


Figura 2 - Representação esquemática da região de estudo e os componentes associados aos processos considerados no desenvolvimento do modelo.

3.1.2. Movimento de água no solo

Na análise do processo de movimento de água no solo, foi utilizada a equação de Richards, que foi empregada considerando o escoamento unidimensional e a coordenada vertical orientada positivamente para baixo. Nestas condições, a equação de Richards assume a forma

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \frac{\partial}{\partial z} (h - z) \right] \quad [48]$$

Para a resolução da equação de Richards, o perfil do solo foi discretizado em compartimentos, a partir da sua superfície, sendo i o identificador do nó, j o índice relativo ao tempo e Δz_i a espessura do compartimento (Figura 3).

As condições inicial e de contorno, associadas à equação 48 e utilizadas na solução do problema configurado na Figura 3, são

- para $t = 0$ e $0 \leq z \leq z_p$, $h_i(z,0) = (h_o)_i$;
- para $z = 0$ se $v_i \geq r$ então $q_1 = r$ para $0 \leq t \leq t_p$;
- para $z = 0$ se $v_i < r$ então $h_1 = 0$ para $t_p \leq t \leq T$; e
- para $z = z_p$ e $0 \leq t \leq T$, $h(z_p, t) = h_p$.

em que

$(h_o)_i$ = distribuição inicial do potencial matricial no perfil do solo, L;

t_p = tempo em que a velocidade de infiltração de água no solo se iguala à intensidade de precipitação, T;

q_1 = fluxo de água no nó 1, $L T^{-1}$; e

T = tempo total do evento (chuva ou irrigação), T.

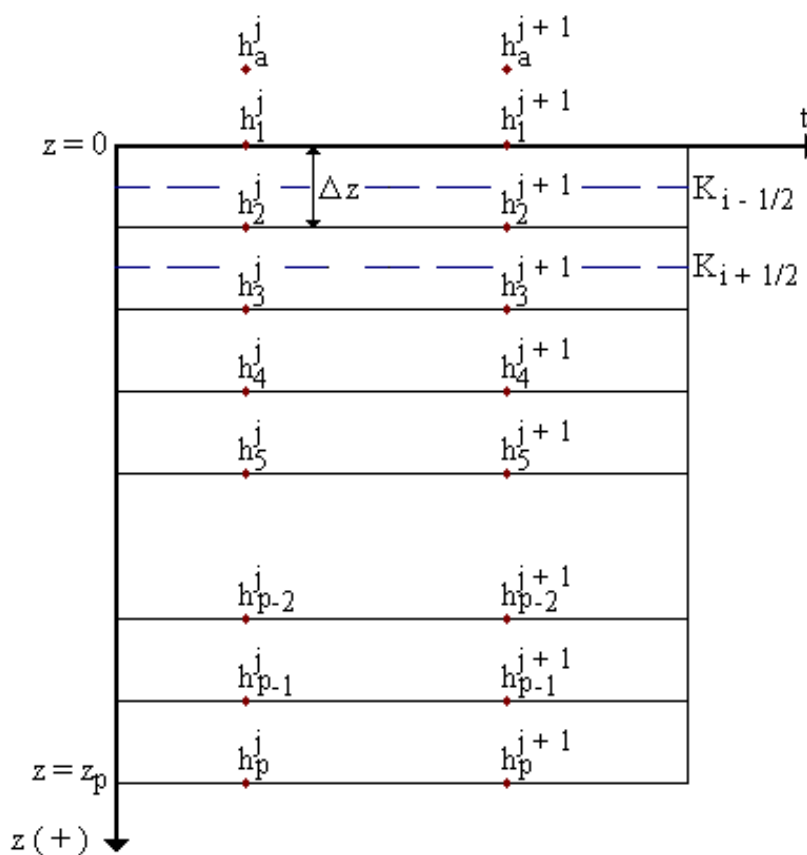


Figura 3 - Discretização do perfil do solo em compartimentos.

No modelo, a cada incremento de tempo, o fluxo de água no nó posicionado na superfície do solo é calculado e o valor obtido é comparado com a intensidade de precipitação. Se o fluxo de água no nó posicionado na superfície do solo for superior à intensidade da chuva ou irrigação, a condição de contorno na superfície do solo passa a ser considerada do tipo fluxo, sendo a velocidade de infiltração da água no solo igual à intensidade da chuva ou irrigação. Com o avanço da frente de umedecimento no perfil do solo, o fluxo de água na camada superficial do solo reduz. No instante em que o fluxo de água na camada superficial do solo se igualar à intensidade da chuva ou irrigação, a condição de contorno na superfície do solo será do tipo potencial constante com $h = 0$.

No contorno inferior do perfil do solo, considerou-se uma profundidade z_p , na qual o potencial matricial (h_p) permanece constante durante todo o evento, ou seja, durante todo o evento a frente de umedecimento não atingirá z_p .

3.1.2.1. Resolução da equação de Richards

Na resolução da equação de Richards, utilizou-se um método iterativo. O emprego dos métodos iterativos, segundo CUNHA (1993), tem a vantagem de não apresentar erros de arredondamento e de manter a esparsidade dos elementos da matriz.

O valor do potencial matricial em cada nó “i”, para o primeiro incremento de tempo “j” e a primeira iteração, é obtido pelo emprego do esquema de discretização implícita da equação 48, com linearização explícita dos parâmetros $K(h)$ e $C(h)$. Considerando que os compartimentos terão as mesmas dimensões, pode-se escrever a equação 48 na forma de diferenças finitas

$$C_i^j \left(\frac{h_i^{j+1} - h_i^j}{\Delta t} \right) = \frac{K_{i+1/2}^j \left(\frac{h_{i+1}^{j+1} - h_i^{j+1}}{\Delta z} - 1 \right) - K_{i-1/2}^j \left(\frac{h_i^{j+1} - h_{i-1}^{j+1}}{\Delta z} - 1 \right)}{\Delta z} \quad [49]$$

A equação 49 corresponde ao balanço de massa dentro de cada compartimento de solo. Rearranjando a equação 51, chega-se ao seguinte sistema de equações, para $i = 1, 2, 3, \dots, p$:

$$a_i h_{i-1}^{j+1} + b_i h_i^{j+1} + d_i h_{i+1}^{j+1} = e_i \quad [50]$$

em que os coeficientes lineares a_i , b_i , d_i e e_i são obtidos por

$$a_i = -\frac{\Delta t}{\Delta Z^2} K_{i-1/2}^j \quad [51]$$

$$b_i = C_i^j + \frac{\Delta t}{\Delta Z^2} \left[\frac{K_{i+1/2}^j}{\Delta z_i} + \frac{K_{i-1/2}^j}{\Delta z_{i-1}} \right] \quad [52]$$

$$d_i = -\frac{\Delta t}{\Delta Z^2} K_{i+1/2}^j \quad [53]$$

$$e_i = C_i^j h_i^j - \frac{\Delta t}{\Delta Z} \left[K_{i+1/2}^j - K_{i-1/2}^j \right] \quad [54]$$

O sistema de equações é resolvido para h^{j+1} , sendo o número de equações dependente do número de nós existentes na grade de discretização da região de estudo. Escrevendo o sistema de equações em notação matricial, tem-se a matriz tridiagonal:

em que

$$C_i^{j+1/2} = \frac{C_i^j + C_i^{j+1}}{2} \quad [58]$$

$$K_{i+1/2}^{j+1/2} = \frac{K_{i+1/2}^j + K_{i+1/2}^{j+1}}{2} \quad [59]$$

$$K_{i-1/2}^{j+1/2} = \frac{K_{i-1/2}^j + K_{i-1/2}^{j+1}}{2} \quad [60]$$

Rearranjando a equação 57 e colocando no lado esquerdo os termos em $j+1$, chega-se à seguinte equação na forma de diferenças finitas:

$$A_i h_{i-1}^{j+1} + B_i h_i^{j+1} + D_i h_{i+1}^{j+1} = E_i \quad [61]$$

em que

$$A_i = -\frac{\Delta t}{2 \Delta z^2} K_{i-1/2}^{j+1/2} \quad [62]$$

$$B_i = C_i^{j+1/2} + \frac{\Delta t}{2 \Delta z^2} [K_{i+1/2}^{j+1/2} + K_{i-1/2}^{j+1/2}] \quad [63]$$

$$D_i = -\frac{\Delta t}{2 \Delta z^2} K_{i+1/2}^{j+1/2} \quad [64]$$

$$E_i = C_i^{j+1/2} h_i^j + \frac{\Delta t}{2 \Delta z^2} K_{i+1/2}^{j+1/2} [h_{i+1}^j - h_i^j - 2 \Delta z] - \frac{\Delta t}{2 \Delta z^2} K_{i-1/2}^{j+1/2} [h_i^j - h_{i-1}^j - 2 \Delta z] \quad [65]$$

O refinamento do problema tem como finalidade a redução do erro no balanço de massa, em cada compartimento, tornando a solução mais precisa.

As condições de contorno apresentadas anteriormente foram incorporadas ao sistema de equações composto pelas equações 63 a 67, o qual foi

resolvido pelo método iterativo de Gauss - Seidel. O critério de parada adotado na solução do problema foi o valor máximo de iterações ($N_{\text{máx}}$) e, ou, critério de convergência. A convergência do problema é atingida quando o desvio absoluto entre os valores $(h_i^{j+1})^{\tau+1}$ e $(h_i^{j+1})^\tau$ for inferior à precisão (ξ) adotada, ou seja:

$$\left| \frac{(h_i^{j+1})^{\tau+1} - (h_i^{j+1})^\tau}{(h_i^{j+1})^\tau} \right| \leq \xi \quad [66]$$

em que τ é o número da iteração ($\tau = 1, 2, 3, \dots, N_{\text{máx}}$).

A solução da equação 49 depende dos parâmetros físico-hídricos do solo $C(h)$ e $K(h)$, os quais são funções do potencial matricial. Para a obtenção desses parâmetros, foram empregados os modelos de van Genuchten e Brooks e Corey.

3.1.2.2. Condutividade hidráulica e capacidade hídrica específica

O modelo de van GENUCHTEN (1980) é dado pelas seguintes equações:

$$S_e = \left(1 + |\alpha h|^n\right)^{-m} \quad \text{para } h < 0 \quad [67]$$

$$S_e = 1 \quad \text{para } h \geq 0 \quad [68]$$

em que

S_e = grau de saturação efetiva, adimensional;

α = parâmetro que depende do solo, L^{-1} ;

n = parâmetro que depende do solo, adimensional; e

$m = 1 - 1/n$.

O grau de saturação efetiva é definido pela seguinte relação:

$$S_e = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad [69]$$

em que

$\theta(h)$ = umidade volumétrica em função do potencial matricial, $L^3 L^{-3}$; e

θ_s e θ_r = umidades volumétricas de saturação e residual, $L^3 L^{-3}$, respectivamente.

Substituindo a equação 69 nas equações 68 e 67, obtêm-se as equações que descrevem a função $\theta(h)$:

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad \text{para } h < 0 \quad [70]$$

$$\theta(h) = \theta_s \quad \text{para } h \geq 0 \quad [71]$$

A capacidade hídrica específica é estimada pela declividade da função $\theta(h)$ na faixa negativa de potencial de pressão. Derivando a equação 70 em relação ao potencial h , pode-se escrever que:

$$C(h) = \frac{d}{dh} [\theta(h)] = \frac{mn\alpha^n (\theta_r - \theta_s) h^{n-1}}{[1 + (\alpha h)^n]^{m+1}} \quad \text{para } h < 0 \quad [72]$$

Para $h \geq 0$, o termo $C(h)$ é igual a zero. Entretanto, para a solução numérica, o termo $C(h)$, para a condição em que $h \geq 0$, deve assumir um valor mínimo diferente de zero para que se obtenha a convergência. Em simulações realizadas por Cooley, 1983, citado por MARTINEZ (1989), a convergência foi conseguida para um valor de $C(h)$ igual a 1×10^{-3} . MARTINEZ (1989) obteve

bons resultados utilizando um valor de 1×10^{-5} . ROGERS (1994), resolvendo numericamente a equação de Richards, concluiu que as soluções convergiram quando os valores de $C(h)$ foram tomados com valor constante para cada tipo de solo e que grandes valores de $C(h)$ requerem menor tempo de computação, mas reduzem a precisão dos resultados. Os valores de $C(h)$ encontrados por ROGERS (1994), para os solos estudados, encontram-se na faixa de 10^{-7} a 10^{-3} .

A condutividade hidráulica do solo não-saturado, em função do potencial de pressão $K(h)$, é dada pela equação proposta por MUALEM (1974):

$$K(h) = K_o S_e^{1/2} \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad [73]$$

O modelo de BROOKS e COREY (1964) é descrito pelas seguintes equações:

$$S_e = \left(\frac{h_b}{h} \right)^\lambda \quad \text{para } h < h_b \quad [74]$$

$$S_e = 1 \quad \text{para } h \geq h_b \quad [75]$$

em que

h_b = potencial matricial de entrada de ar, L; e

λ = expoente que depende da distribuição do tamanho de poros, adimensional.

Substituindo a equação 69 nas equações 74 e 75, obtêm-se as equações que descrevem a função $\theta(h)$:

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{h_b}{h} \right)^\lambda \quad [76]$$

$$\theta(h) = \theta_s \quad \text{para } h \geq 0 \quad [77]$$

Derivando as equações 80 e 81 em relação ao potencial h , pode-se escrever que

$$C(h) = \frac{\lambda(\theta_r - \theta_s)}{h} \left(\frac{h_b}{h} \right)^\lambda \quad \text{para } h < h_b \quad [78]$$

e $C(h) = 0$ para $h \geq h_b$ [79]

A função $K(h)$ proposta por BROOKS e COREY (1964) é dada por

$$K(h) = K_o \left(\frac{h_b}{h} \right)^{2+3\lambda} \quad [80]$$

O modelo desenvolvido permite trabalhar com solos de perfil homogêneo e estratificado. Para o caso de solos estratificados, considerando apenas fluxo vertical, os valores das condutividades hidráulicas médias nos compartimentos são mais bem representados pelas médias harmônicas das condutividades nos nós (SKAGGS e KHALEEL, 1982), ou seja:

$$K_{i-1/2} = \frac{2[K(h_{i-1})K(h_i)]}{[K(h_{i-1}) + K(h_i)]} \quad [81]$$

$$K_{i+1/2} = \frac{2[K(h_i)K(h_{i+1})]}{[K(h_i) + K(h_{i+1})]} \quad [82]$$

em que $K_{i-1/2}$ e $K_{i+1/2}$ = médias harmônicas das condutividades hidráulicas não-saturadas entre os nós $i-1$ e i e entre os nós i e $i+1$, respectivamente, LT^{-1} .

3.1.3. Transporte de solutos

O transporte de solutos é simulado considerando-se duas situações para o fluxo através da superfície do solo. Na situação em que a velocidade de infiltração de água no solo (v_i) é maior que a intensidade de precipitação (r) ou igual a esta, considera-se que o transporte de solutos ocorre somente no perfil do solo. Na outra situação, em que $v_i < r$, considera-se o transporte de solutos tanto no perfil do solo quanto no escoamento superficial.

3.1.3.1. Transporte de solutos no perfil do solo

Na modelagem do transporte de solutos no solo, empregou-se a seguinte equação do transporte difusivo-dispersivo-convectivo:

$$\frac{\partial(\theta f_r [C_s])}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[(D_m + \varepsilon q) \frac{\partial [C_s]}{\partial z} - q [C_s] \right] \quad [83]$$

As condições inicial e de contorno associadas à equação 83 e empregadas na solução do problema (Figura 2) foram:

- para $t = 0$ e $0 \leq z \leq z_p$, $[C_s]_i(z, 0) = [C_o]_i$;
- para $0 \leq t \leq t_p$ e $z = 0$, $q [C_s] - \theta D \frac{\partial [C_s]}{\partial z} = -q [C_a]$; e
- para $0 \leq t \leq T$ e $z = z_p$, $[C_s](z_p, t) = [C_s]_p$.

em que $[C_a]$ = concentração do soluto na solução aplicada com a chuva ou irrigação, $M L^{-3}$.

Segundo GERALD e WHEATLEY (1984), a primeira condição de contorno é classificada como do terceiro tipo. Considerando, no desenvolvimento do modelo, que a concentração do soluto na água de chuva ou irrigação é igual a

zero, a equação do transporte de soluto aplicada à superfície do solo pode ser escrita da seguinte forma:

$$q[C_s] - \theta D \frac{\partial [C_s]}{\partial z} = 0 \quad [84]$$

No contorno inferior do perfil do solo, considerou-se uma profundidade z_p , na qual a concentração do soluto $[C_s]$ permaneceu constante durante todo o evento, ou seja, durante todo o evento a frente de contaminação não atingiu z_p .

Escrevendo a equação 83 na forma de diferenças finitas, empregando o esquema proposto por Crank-Nicolson e a discretização do perfil do solo apresentada na Figura 3, tem-se que

$$\begin{aligned} \frac{\theta_i^{j+1} f_{r_i}^{j+1} [C_i^{j+1}] - \theta_i^j f_{r_i}^j [C_i^j]}{\Delta t} &= \frac{1}{16\Delta z^2} \left[(D_{m_{i+1}}^{j+1} - D_{m_{i-1}}^{j+1}) + (D_{m_{i+1}}^j - D_{m_{i-1}}^j) \right] \times \\ & \left[([C_s]_{i+1}^{j+1} - [C_s]_{i-1}^{j+1}) + ([C_s]_{i+1}^j - [C_s]_{i-1}^j) \right] + \frac{1}{2\Delta z^2} D_{m_i}^{j+1} \left[[C_s]_{i+1}^{j+1} - 2[C_s]_i^{j+1} + [C_s]_{i-1}^{j+1} \right] \\ & + \frac{1}{2\Delta z^2} D_{m_i}^j \left[[C_s]_{i+1}^j - 2[C_s]_i^j + [C_s]_{i-1}^j \right] + \frac{1}{16\Delta z^2} \left[\varepsilon_i^{j+1} (q_{i+1}^{j+1} - q_{i-1}^{j+1}) + \varepsilon_i^j (q_{i+1}^j - q_{i-1}^j) \right] \times \\ & \left[([C_s]_{i+1}^{j+1} - [C_s]_{i-1}^{j+1}) + ([C_s]_{i+1}^j - [C_s]_{i-1}^j) \right] + \frac{1}{2\Delta z^2} \varepsilon_i^{j+1} q_i^{j+1} \left[[C_s]_{i+1}^{j+1} - 2[C_s]_i^{j+1} + [C_s]_{i-1}^{j+1} \right] \\ & + \frac{1}{2\Delta z^2} \varepsilon_i^j q_i^j \left[[C_s]_{i+1}^j - 2[C_s]_i^j + [C_s]_{i-1}^j \right] - \frac{1}{4\Delta z} \left[(q_{i+1}^{j+1} [C_s]_{i+1}^{j+1} - q_{i-1}^{j+1} [C_s]_{i-1}^{j+1}) \right] \\ & - \frac{1}{4\Delta z} \left[(q_{i+1}^j [C_s]_{i+1}^j - q_{i-1}^j [C_s]_{i-1}^j) \right] \end{aligned} \quad [85]$$

Rearranjando a equação 85, obtém-se o seguinte sistema de equações lineares:

$$f_i [C_{i-1}^{j+1}] + g_i [C_i^{j+1}] + j_i [C_{i+1}^{j+1}] = w_i \quad [86]$$

em que

$$f_i = \frac{\Delta t}{16\Delta Z^2} \left[(D_{m_{i+1}}^{j+1} - D_{m_{i-1}}^{j+1}) + (D_{m_{i+1}}^j - D_{m_{i-1}}^j) \right] \\ + \frac{\Delta t}{16\Delta Z^2} \varepsilon_i^{j+1} (q_{i+1}^{j+1} - q_{i-1}^{j+1}) + \varepsilon_i^{j+1} (q_{i+1}^{j+1} - q_{i-1}^{j+1}) \quad [87]$$

$$- \frac{\Delta t}{2\Delta Z^2} \left[D_{m_i}^{j+1} + \varepsilon_i^{j+1} q_i^{j+1} \right] - \frac{\Delta t}{4\Delta Z} q_{i-1}^{j+1}$$

$$g_i = \theta_i^{j+1} f_{r_i}^{j+1} + \frac{\Delta t}{\Delta Z^2} (D_{m_i}^{j+1} + \varepsilon_i^{j+1} q_i^{j+1}) \quad [88]$$

$$j_i = - \frac{\Delta t}{16\Delta Z^2} \left[(D_{m_{i+1}}^{j+1} - D_{m_{i-1}}^{j+1}) + (D_{m_{i+1}}^j - D_{m_{i-1}}^j) \right]$$

$$- \frac{\Delta t}{16\Delta Z^2} \varepsilon_i^{j+1} (q_{i+1}^{j+1} - q_{i-1}^{j+1}) + \varepsilon_i^{j+1} (q_{i+1}^{j+1} - q_{i-1}^{j+1}) \quad [89]$$

$$- \frac{\Delta t}{2\Delta Z^2} \left[D_{m_i}^{j+1} + \varepsilon_i^{j+1} q_i^{j+1} \right] - \frac{\Delta t}{4\Delta Z} q_{i+1}^{j+1}$$

$$\begin{aligned}
w_i = & \theta_i^j f_{ri}^j [C_s]_i^j + \frac{\Delta t}{16\Delta z^2} \left[[C_s]_{i+1}^j - [C_s]_{i-1}^j \right] \left[(D_{mi+1}^{j+1} - D_{mi-1}^{j+1}) + (D_{mi+1}^j - D_{mi-1}^j) \right] \\
& + \frac{\Delta t}{16\Delta z^2} \left[[C_s]_{i+1}^j - [C_s]_{i-1}^j \right] \left[\varepsilon_i^{j+1} (q_{i+1}^{j+1} - q_{i-1}^{j+1}) + \varepsilon_i^j (q_{i+1}^j - q_{i-1}^j) \right] \\
& + \frac{\Delta t}{2\Delta z^2} D_{mi}^j \left[[C_s]_{i+1}^j - 2[C_s]_i^j + [C_s]_{i-1}^j \right] + \frac{\Delta t}{2\Delta z^2} \varepsilon_i^j q_i^j \left[[C_s]_{i+1}^j - 2[C_s]_i^j + [C_s]_{i-1}^j \right] \\
& - \frac{\Delta t}{4\Delta z} \left[(q_{i+1}^j [C_s]_{i+1}^j) - (q_{i-1}^j [C_s]_{i-1}^j) \right] \tag{90}
\end{aligned}$$

O sistema de equações obtido foi resolvido utilizando-se o mesmo procedimento adotado na solução refinada da equação de Richards.

Na resolução da equação 83, foram feitas algumas considerações, ou seja:

- o coeficiente de dispersividade foi mantido inalterado durante o transporte;
- os fluxos nos nós foram calculados usando-se a equação de Darcy-Buckighan; e
- o coeficiente de difusão molecular do soluto no solo foi obtido pelo emprego da equação

$$D_m = \frac{\theta^{10/3}}{\theta_s^2} D_o \tag{91}$$

3.1.3.2. Transporte de solutos no escoamento superficial

No momento em que o fluxo de água na camada superficial do solo for menor que a intensidade de precipitação, inicia-se a formação de uma lâmina de água na superfície deste. Por um período de tempo menor que o necessário para

atender as abstrações iniciais, a concentração do soluto na lâmina formada na superfície do solo foi considerada igual à concentração do nó posicionado na superfície do solo. Considerou que o escoamento superficial se inicia quando as abstrações iniciais forem atendidas. Na determinação das abstrações iniciais, empregou-se o método do número da curva. Portanto, o tempo correspondente à ocorrência das abstrações iniciais foi obtido com o emprego da equação

$$t_{IA} = I_a / r \quad [92]$$

em que

t_{IA} = tempo correspondente à ocorrência das abstrações iniciais, T; e
 I_a = abstrações iniciais, L.

Segundo SOIL CONSERVATION SERVICE (1972), as abstrações iniciais I_a são obtidas com o emprego da seguinte equação:

$$I_a = 50,8 \left(\frac{100}{CN} - 1 \right) \quad [93]$$

em que CN = número da curva, obtido em tabelas, para diferentes tipos de solo e cobertura.

Na solução da equação do transporte de solutos no perfil do solo, no instante em que o fluxo de água na camada superficial do solo se igualar à intensidade da chuva ou irrigação, haverá a partição da concentração do soluto na superfície do solo, e a condição de contorno na superfície do solo será dada por

$$\text{- para } z = 0 \text{ e } t_{IA} \leq t \leq T, \left(q[C_s] - \theta D \frac{\partial [C_s]}{\partial z} \right) = -\Omega([C_s(1, t)] - [C_r])$$

O coeficiente de transferência Ω foi estimado pelo emprego da equação 94, para uma distância percorrida pelo escoamento superficial igual ao comprimento da faixa considerada (WALLACH et al., 1988a).

$$\Omega = 0,664 \left(\frac{D_o}{X} \right) \text{Re}^{1/2} S_c^{1/3} \quad [94]$$

em que

Re = número de Reynolds ($\text{Re} = V X / \nu$), adimensional; e

S_c = número de Schmidt ($S_c = \nu / D_o$), adimensional.

No escoamento superficial, a concentração do soluto em solução $[C_r]$ foi obtida pela equação do balanço de massa, que, escrita na forma de diferenças finitas, resulta em

$$\frac{Y^{j+1} [C_r^{j+1}] - Y^j [C_r^j]}{\Delta t} = \frac{\Omega^{j+1}}{2} ([C_1^{j+1}] - [C_r^{j+1}]) + \frac{\Omega^j}{2} ([C_1^j] - [C_r^j]) - \frac{[C_r^{j+1}]}{2} [r^{j+1} - q_1^{j+1}] - \frac{[C_r^j]}{2} [r^j - q_1^j] \quad [95]$$

A altura da lâmina média de água sobre a superfície do solo (Y) é obtida pela solução da equação do balanço volumétrico.

A quantidade total de solutos adsorvidos aos sedimentos transportados é dada pela seguinte equação:

$$M_{es} = M_s K_d [C_s] X \quad [96]$$

em que M_{es} = massa de soluto adsorvido às partículas do solo transportadas no escoamento superficial, M.

3.1.4. Escoamento superficial

No equacionamento do escoamento superficial, consideraram-se duas fases distintas. A primeira fase compreendeu o período necessário para atender as

abstrações iniciais. A fase seguinte incorporou na equação do balanço de massa o termo que expressa o escoamento superficial (equação 13).

Como na primeira fase não há, propriamente, escoamento superficial, mas sim a formação de uma lâmina d'água na superfície do solo, a equação do balanço pode ser escrita da seguinte forma:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = r - q \quad [97]$$

Escrevendo a equação 97 na forma de diferenças finitas, tem-se que

$$\frac{y^{j+1} - y^j}{\Delta t} = \frac{1}{2}(r^{j+1} + r^j) - \frac{1}{2}(q_i^{j+1} + q_i^j) \quad [98]$$

Para $t = t_p$ e $0 \leq x \leq X$, $y_k^j = 0$, em que y é a profundidade do escoamento superficial (L). No instante em que o fluxo de água na camada superficial do solo se igualar à intensidade da chuva ou irrigação, haverá a formação de uma lâmina de água sobre toda a superfície do solo. Como no desenvolvimento do modelo foi considerado que, em todas as células, a infiltração se processou da mesma forma, a lâmina de água formada sobre a superfície do solo na primeira fase sofreu variação apenas com o tempo.

A equação do balanço de massa, escrita na sua forma completa pela incorporação do termo que expressa o escoamento superficial após vencidas as abstrações iniciais, pode ser apresentada como:

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = r - q \quad [99]$$

No equacionamento do escoamento superficial, utilizou-se o modelo da onda cinemática ($S_f = S_o$).

Na solução da equação 99, a rampa foi discretizada em células, conforme apresentado na Figura 4. A rampa foi delimitada a montante por uma barreira física e a jusante pela estrutura de coleta do escoamento superficial.

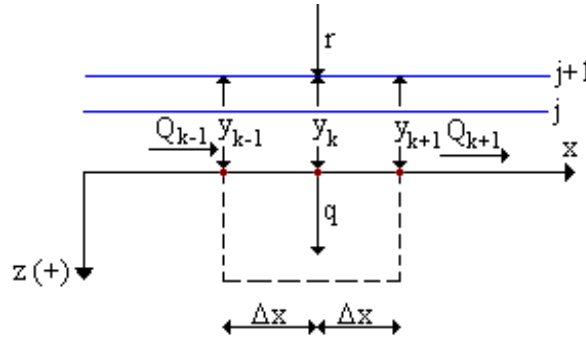


Figura 4 - Discretização do comprimento de rampa.

As condições inicial e de contorno empregadas na resolução da equação 99 foram:

- para $t = t_{IA}$ e $0 \leq x \leq X$, $y_k^j = y$, ou seja, a altura da lâmina de água formada na superfície do solo no início do escoamento superficial foi considerada igual ao último valor de y , obtido na resolução da equação 98;

- para $t_{IA} \leq t \leq T$ e $x = 0$, $Q_{u-1} = 0$, ou seja, como a rampa está delimitada por uma barreira física, considerou-se não haver contribuição de vazão das áreas a montante; e

- para $t_{IA} \leq t \leq T$ e $x = X$, $Q_{u+1}^{j+1} = Q_u^{j+1}$, ou seja, o nó $u+1$ encontra-se posicionado dentro da calha coletora de vazão, portanto a vazão na calha foi considerada igual à do nó imediatamente a montante desta.

Escrevendo a equação 99 na forma de diferenças finitas, tem-se que

$$\frac{y_k^{j+1} - y_k^j}{\Delta t} + \frac{1}{2} \left[\frac{Q_{k+1}^{j+1} - Q_{k-1}^{j+1}}{2\Delta x} + \frac{Q_{k+1}^j - Q_{k-1}^j}{2\Delta x} \right] = \frac{1}{2} \left[(r^{j+1} - q_1^{j+1}) + (r^j - q_1^j) \right] \quad [100]$$

Reescrevendo a equação 100 na forma de uma função do tipo $F_k(y) = 0$, tem-se que

$$F_k(y) = (y_k^{j+1} - y_k^j) + \frac{\Delta t}{4\Delta x} \left[(Q_{k+1}^{j+1} - Q_{k-1}^{j+1}) + (Q_{k+1}^j - Q_{k-1}^j) \right] - \frac{\Delta t}{2} \left[(r^{j+1} - q_1^{j+1}) + (r^j - q_1^j) \right] = 0 \quad [101]$$

Na solução da equação 101, assumiu-se que o escoamento superficial assemelha-se ao que ocorre em um canal largo e que o termo Q é obtido pela equação de Manning. Nestas condições, a equação de Manning pode ser escrita da seguinte forma:

$$Q = \frac{1}{N_m} y^{5/3} S_o^{1/2} \quad [102]$$

Substituindo a equação 102 na 101 e rearrajando-a, obtém-se um sistema de equações não-lineares. Este sistema foi resolvido pelo método iterativo de Newton-Rapshon, descrito por VANCLOOSTER et al. (1996), empregando o seguinte sistema matricial para $k = 1$ a u :

$$\begin{pmatrix} F_k(y)^\tau \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ F_u(y)^\tau \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \frac{\partial F_k(y)^\tau}{\partial y_k} & \cdot & \cdot & \cdot & \frac{\partial F_k(y)^\tau}{\partial y_u} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \frac{\partial F_w(y)^\tau}{\partial y_k} & \cdot & \cdot & \cdot & \frac{\partial F_w(y)^\tau}{\partial y_u} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \delta y_k \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \delta y_u \end{pmatrix} = 0 \quad [103]$$

em que δy_k é a diferença entre os valores de y para $\tau+1$ e τ , ou seja:

$$\delta y_k = (y_k^{j+1})^{\tau+1} - (y_k^{j+1})^\tau \quad [104]$$

e τ é o número de iterações. As derivadas parciais da equação 101, em relação às profundidades y_{k-1}, y_k, y_{k+1} , são dadas por:

$$\frac{\partial F(y^{j+1})}{\partial y_{k-1}^{j+1}} = -\frac{5 S_o^{1/2} \Delta t}{12 N_m \Delta x} (y_{k-1}^{j+1})^{2/3} \quad [105]$$

$$\frac{\partial F(y^{j+1})}{\partial y_k^{j+1}} = 1 \quad [106]$$

$$\frac{\partial F(y^{j+1})}{\partial y_{k+1}^{j+1}} = \frac{5 S_o^{1/2} \Delta t}{12 N_m \Delta x} (y_{k+1}^{j+1})^{2/3} \quad [107]$$

Conhecidos os valores iniciais de $(y_k)^\tau$, para $k = 1$ a u , obtêm-se os valores das funções $F_k(y)$ e suas derivadas. Pela resolução do sistema matricial, calculam-se os valores dos δy_k . A resolução se encerra quando o valor de δy_k for menor que a precisão adotada. Não ocorrendo a convergência, os valores de $(y_k)^{\tau+1}$ para a próxima iteração serão obtidos pelo emprego da equação 104.

3.1.5. Transporte de sedimentos

Para se modelar o transporte de sedimentos no escoamento superficial, foram empregadas a equação 108 e a discretização da rampa apresentada na Figura 4.

$$\frac{\partial M_s}{\partial x} + \frac{\partial (M_s/v)}{\partial t} = D_r + D_s \quad [108]$$

Na resolução da equação 108, assumiram-se as seguintes condições inicial e de contorno:

- para $t = t_{IA}$ e $0 \leq x \leq X$, $Ms_k^j = 0$ e $Dr_{k+1}^j = 0$, ou seja, como não há escoamento superficial no intervalo $0 \leq t \leq t_{IA}$, as partículas do solo liberadas pela ação da chuva ou irrigação não serão transportadas no escoamento superficial;

- para $t_{IA} \leq t \leq T$ e $x = 0$, $Ms_1 = 0$, ou seja, como a rampa está delimitada por uma barreira física, não há contribuição de sedimentos das áreas a montante; e

- para $t_{IA} \leq t \leq T$ e $x = X$, $Ms_{u+1} = Ms_u$, ou seja, o nó u+1 se encontra posicionado dentro da calha coletora de vazão; portanto, a quantidade de sedimentos na calha foi considerada igual à do nó imediatamente a montante desta.

Escrevendo a equação 108 na forma de diferenças finitas, tem-se que

$$\left(\frac{\frac{S_k^{j+1}}{V_k^{j+1}} - \frac{S_k^j}{V_k^j}}{\Delta t} \right) + \frac{1}{2} \left[\left(\frac{S_{k+1}^{j+1} - S_{k-1}^{j+1}}{2\Delta x} \right) + \left(\frac{S_{k+1}^j - S_{k-1}^j}{2\Delta x} \right) \right] =$$

[109]

$$\frac{1}{2} \left[\left(D_{r|k}^{j+1} + D_{s|k}^{j+1} \right) + \left(D_{r|k}^j + D_{s|k}^j \right) \right]$$

Na solução da equação 109, os valores das velocidades médias do escoamento superficial V foram calculados pelo emprego da equação de Manning, em função das profundidades do escoamento superficial obtidas na solução das equações que descrevem o escoamento superficial. Os termos D_r e D_s são obtidos pela aplicação das equações 46 e 47.

Na equação 46, a erodibilidade entre sulcos foi estimada pela aplicação das equações experimentais 110 e 111 propostas por Meyer e Harmon (1984), citados por LAL e ELLIOT (1994), apresentadas a seguir:

Para solos com porcentagem de argila > 35:

$$\frac{E}{10^6} = 2,67 - 0,115 \left[\ln(18 - \text{Est})^2 \right] \quad [110]$$

Para solos com porcentagem de argila \leq 35:

$$\begin{aligned} \frac{E}{10^6} = & -2,92 - 2,71 \left(\frac{\text{ADA}}{\text{argila}} \right) - \frac{\text{Mg}}{2} + \frac{\text{ADA}}{10} \\ & + 4,19 \left(\frac{\text{argila}}{\text{Fe} + \text{Al}} \right)^{0,16} + 1,24 \text{ CE} \end{aligned} \quad [111]$$

em que

E = erodibilidade entre sulcos, kg s m^{-4} ;

Est = quantidade de agregados com diâmetro < 0,25 mm, porcentagem;

ADA = porcentagem de argila dispersa em água;

argila = porcentagem de argila;

Mg, Fe e Al = conteúdo de magnésio, ferro e alumínio trocável, $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, respectivamente; e

CE = condutividade elétrica do extrato de saturação do solo, mmhos cm^{-1} .

O termo referente à cobertura do solo C da equação 46 foi considerado igual à unidade, por ter sido utilizado solo nu nas avaliações de campo.

Para a obtenção do termo S_ϕ , empregou-se a equação 112, apresentada por LAL e ELLIOT (1994).

$$S_\phi = 1,05 - 0,85 \exp(-0,85 \sin \phi) \quad [112]$$

O coeficiente de reação de primeira ordem para deposição β , da equação 47, é obtido pelo emprego da equação experimental 113, proposta por Foster e Meyer, 1975, citados por FOSTER (1982), conforme segue:

$$\beta = V_s/2Q \quad [113]$$

em que V_s = velocidade de sedimentação das partículas, LT^{-1} .

A velocidade de queda das partículas em suspensão, utilizada na obtenção do coeficiente β , foi determinada pela expressão apresentada por GRAF (1971) e BEASLEY e HUGGINS (1981), conforme segue:

$$V_s = \sqrt{\frac{4}{3C_D} d_p g (\rho_p - 1)} \quad [114]$$

em que

C_D = coeficiente de arrasto, adimensional;

d_p = diâmetro médio das partículas, L; e

ρ_p = massa específica da partícula, ML^{-3} .

O coeficiente de arrasto é obtido pela seguinte equação:

$$C_D = \frac{24}{Re} + \frac{3}{\sqrt{Re}} + 0,34 \quad [115]$$

em que o número de Reynolds (Re) é dado pela equação a seguir:

$$Re = \frac{V_s d_p}{\nu} \quad [116]$$

Como a velocidade de sedimentação de partículas depende do coeficiente de arrasto e este, por sua vez, depende da V_s , seu valor é calculado pelo emprego de um método iterativo.

Para estimar a capacidade de transporte T_c da equação 47, foi empregada a equação de Yalin simplificada, utilizada por BEASLEY e HUGGINS (1981) no desenvolvimento do modelo ANSWERS (Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation).

$$T_c = 161 S_o Q^5 \quad \text{se } Q \leq 0,046 \text{ m}^2 \text{ min}^{-1} \quad [117]$$

$$T_c = 16,32 S_o Q^2 \quad \text{se } Q > 0,046 \text{ m}^2 \text{ min}^{-1} \quad [118]$$

em que

T_c = capacidade de transporte em $\text{kg min}^{-1} \text{ m}^{-1}$; e

S_o = declividade da superfície do solo em m m^{-1} .

Substituindo as equações 46 e 47 na 113 e fazendo as devidas simplificações, tem-se que

$$\left(\frac{\frac{S_k^{j+1}}{V_k^{j+1}} - \frac{S_k^j}{V_k^j}}{\Delta t} \right) + \frac{1}{2} \left[\left(\frac{S_{k+1}^{j+1} - S_{k-1}^{j+1}}{2\Delta x} \right) + \left(\frac{S_{k+1}^j - S_{k-1}^j}{2\Delta x} \right) \right] =$$

$$\frac{1}{2} \left[\left(E_k^{j+1} (r^2)_k^{j+1} C_k^{j+1} (S_\phi)_k^{j+1} + E_k^j (r^2)_k^j C_k^j (S_\phi)_k^j \right) + \right. \quad [119]$$

$$\left. \left(\beta_k^{j+1} (T_{c_k}^{j+1} - S_k^{j+1}) + \beta_k^j (T_{c_k}^j - S_k^j) \right) \right]$$

Rearranjando a equação 119, obtém-se o seguinte sistema de equações para os nós $k = 1$ a M

$$F_k S_{k-1}^{j+1} + G_k S_k^{j+1} + J_k S_{k+1}^{j+1} = P_k \quad [120]$$

em que

$$F_k = -\frac{\Delta t}{4 \Delta x} \quad [121]$$

$$G_k = \frac{1}{V_k^{j+1}} + \frac{\Delta t}{2} \beta_k^{j+1} \quad [122]$$

$$J_k = \frac{\Delta t}{4 \Delta x} \quad [123]$$

$$G_k = \frac{S_k^j}{V_k^j} - \frac{\Delta t}{4 \Delta x} [S_{k+1}^j - S_{k-1}^j] + \frac{\Delta t}{2} [D_{I_k}^{j+1} + D_{I_k}^j] + \frac{\Delta t}{2} [\beta_k^{j+1} T_{c_k}^{j+1} + \beta_k^j (T_{c_k}^j - S_k^j)] \quad [124]$$

3.2. Estrutura do programa

Para resolver as equações diferenciais empregadas no modelo, desenvolveu-se um programa na linguagem Delphi 3.0, em ambiente Windows 95, denominado MTSES (modelo para transporte de solutos no solo e no escoamento superficial).

O programa MTSES foi estruturado de forma a permitir ao usuário a escolha do tipo de perfil do solo, no que se refere às suas propriedades físico-hídricas, bem como do modelo a ser empregado na determinação da condutividade hidráulica e capacidade hídrica específica do solo. As entradas de dados, por sua vez, são definidas pela escolha do tipo de solo e modelo de determinação de $K(h)$ e $C(h)$.

Na Figura 4 é apresentado o fluxograma resumido do MTSES, no qual podem-se observar os parâmetros de entrada, de processamento e de saída, em que

- Parâmetros de entrada:

$N_{m\acute{a}x}$ = número máximo de iterações;

ξ = precisão;

z = profundidade do perfil do solo;

T = tempo total de simulação;

$nincr$ = número de compartimentos em z ;

$nincrt$ = número de incrementos de t ;

nincrk = número de células ao longo da rampa;
chuva = intensidade de precipitação;
declive = declividade do terreno;
erodib = erodibilidade do solo;
 N_m = coeficiente de rugosidade de Manning;
CN = número da curva;
 D_o = coeficiente de difusão do soluto em água pura;
 θ_s e θ_r = umidades volumétricas de saturação e residual;
 α e n = parâmetros da equação de van Genuchten;
 h_b e λ = parâmetros da equação de Brooks e Corey; e
 $\theta_{(z,t)}$ e $[C_s]_{(z,t)}$ = condições iniciais de umidade e concentração do soluto no perfil do solo.

- Parâmetros de processamento:

Δt = incremento de tempo;
 Δz = espessura do compartimento; e
 Δk = comprimento da célula;

- Parâmetros de saída:

$h_i(z)$ = distribuição do potencial h no perfil do solo;
 $\theta_i(z)$ = distribuição da umidade θ no perfil do solo;
 $[C_i]$ = distribuição da concentração de soluto $[C]$ no perfil do solo;
 $Q(t)$ = hidrógrafa de saída;
 $[C_r](t)$ = concentração do soluto no escoamento superficial com o tempo;
 $[C_{ads}](t)$ = concentração do soluto adsorvido nos sedimentos transportados pelo escoamento superficial com o tempo; e
 $[M_s](t)$ = sedimentos transportados pelo escoamento superficial com o tempo.

3.3. Caracterização da área experimental

Os testes de campo foram realizados no campo experimental da Agronomia, pertencente à Universidade Federal de Viçosa (UFV), em uma área de 15 m de largura por 20 m de comprimento, localizada em uma meia encosta com declividade média de 13,6%, inicialmente coberta com capim-braquiária.

Na área de teste foram instaladas nove parcelas experimentais de 1 m de largura por 2 m de comprimento, no sentido do declive. As parcelas foram delimitadas por chapas de Flanders de 0,25 m de altura cravadas no solo até uma profundidade de 0,15 m, com a finalidade de individualizar o escoamento superficial. No final da parcela experimental, instalou-se uma calha, com o objetivo de recolher e conduzir os sedimentos transportados no escoamento superficial para uma caixa de coleta (Figura 6). Antes de instalar as parcelas experimentais, foi feita a campina manual de toda a área.

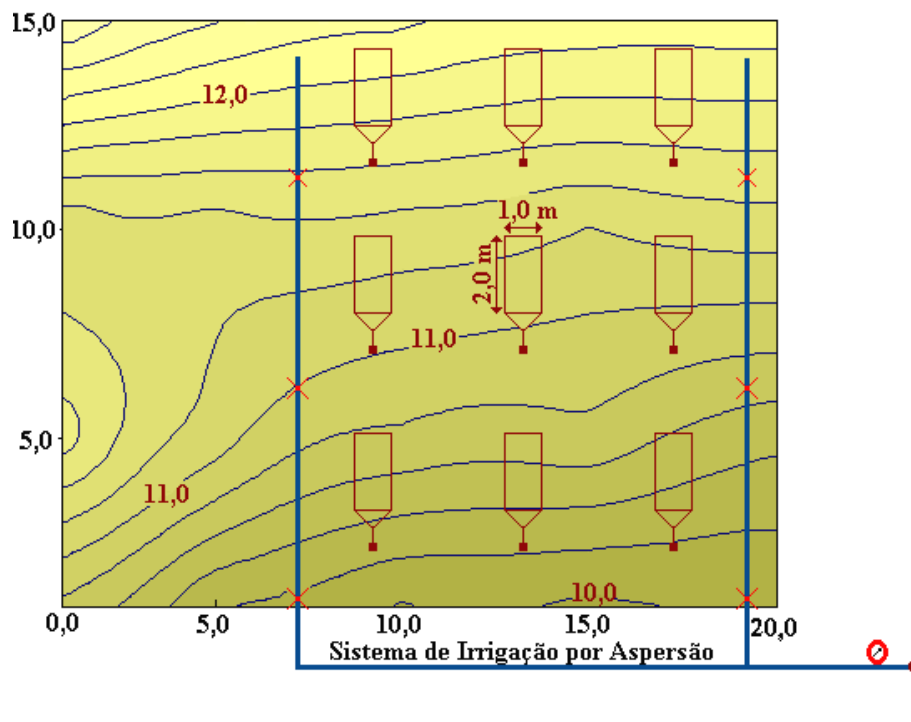


Figura 6 - Esquema da área experimental.

Para aplicar a precipitação, instalou-se um sistema de irrigação com aspersores setoriais ZE – 30S de fabricação da ASBRASIL. Os aspersores foram instalados a 2 m de altura e dispostos em arranjo quadrado, espaçados de 12 m. Foram simuladas três intensidades de precipitação pela variação na pressão no início da linha de alimentação do sistema de irrigação. O controle da pressão foi feito pelo fechamento da válvula de derivação de linha e pela leitura no manômetro de Bourdon instalado no início da linha de alimentação. Os valores das pressões foram anteriormente calibrados para a obtenção de intensidades de precipitação que promovessem o escoamento superficial. Em ensaios realizados por MARTINS JÚNIOR (1997) na mesma área, o escoamento superficial foi obtido para intensidades de precipitação entre 74,3 e 119,8 mm h⁻¹. Para quantificar a intensidade de precipitação média e a uniformidade da precipitação para cada pressão empregada, foram colocados ao redor de cada parcela experimental seis coletores com diâmetro médio de 19 cm. A uniformidade da precipitação simulada nas parcelas foi analisada pelo emprego do coeficiente de uniformidade de Christiansen. A vazão do aspersor foi obtida pelo método direto. No Quadro 1 estão apresentadas as condições de operação do sistema de irrigação nas pressões empregadas no ensaio.

Com base nas condições de operação do sistema de irrigação, foram calculadas as energias cinéticas natural e simulada das gotas utilizando-se o software EnerChuva desenvolvido por ALVES SOBRINHO (1997). Para as pressões de 200 e 250 kPa, os valores das energias cinéticas obtidas por simulação foram inferiores aos das condições naturais, e, para a pressão de 350 kPa, a energia cinética simulada foi superior à da condição natural (Quadro 1), com desvios relativos de -27,5; -14,1; e 10,5 %, respectivamente.

Quadro 1 - Condições de operação do sistema de irrigação para as pressões utilizadas nos ensaios

Pressão KPa	Vazão $\text{m}^3 \text{h}^{-1}$	Intensidade de precipitação mm h^{-1}	Lâmina aplicada mm	CUC %	Energia cinética	
					natural	simulada J m^{-2}
200	1,80	66,6	66,6	98,0	1776	1288
250	2,16	82,4	82,4	97,8	2237	1922
350	2,81	100,4	100,8	95,0	2770	3062

3.4. Caracterização do solo

Com a finalidade de classificar o solo, uma trincheira foi aberta, com auxílio de uma retroescavadora próximo à área de teste. O solo foi classificado por Schaefer* como Podzólico Vermelho-Amarelo e o perfil do solo (Figura 7) foi dividido nos horizontes A_p , AB, B_{t1} , B_{t2} , BC e C (Quadro 2).

Para a caracterização física e química do solo, foram feitas amostragens em cada horizonte, em três pontos distintos, dispostos no sentido do declive. As análises foram realizadas nos laboratórios do Departamento de Solos (DPS) e do Departamento de Engenharia Agrícola (DEA), pertencentes à UFV, segundo descrito no manual de métodos de análise de solo da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA, 1979).

Para as análises química, granulométrica, de estabilidade de agregados, de massa específica de partículas e de umidade residual da terra fina seca ao ar, e para a obtenção dos pontos 300, 1.000 e 1.500 kPa da curva de retenção da água no solo, trabalhou-se com amostras deformadas retiradas com auxílio de um trado. Utilizando um amostrador de Uhland, foram retiradas, para cada horizonte, amostra indeformadas de solo, com a finalidade de determinar a massa específica do solo e os pontos 6, 10, 30 e 100 kPa da curva de retenção da água no solo.

* Comunicação pessoal (Professor C. E. G. R. Schaefer, Departamento de Solos, UFV)

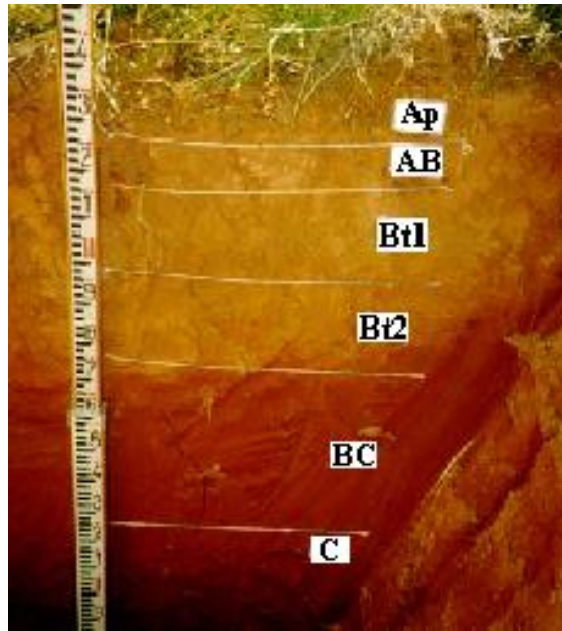


Figura 7 - Perfil do Podzólico Vermelho- Amarelo com os diferentes horizontes.

Quadro 2 - Profundidade dos horizontes do Podzólico Vermelho-Amarelo

Horizonte	Profundidade
A _p	0 a 10 cm
AB	10 a 20 cm
Bt ₁	20 a 40 cm
Bt ₂	40 a 60 cm
BC	60 a 140 cm
C	> 140 cm

3.4.1. Análise granulométrica

No Quadro 3 estão apresentadas as porcentagens das frações argila total e dispersa em água (ADA), areia fina e grossa e silte, bem como a classificação textural dos diferentes horizontes, segundo o triângulo textural da Sociedade Brasileira de Ciência dos Solos (EMBRAPA, 1979). Observou-se um gradiente textural entre os horizontes superficiais (Ap e AB) e o horizonte Bt, característico dos solos Podzólicos.

Com base nas análises textural e de dispersão, calcularam-se os graus de floculação e de dispersão da fração argila, também apresentados no Quadro 3 para os horizontes do Podzólico Vermelho-Amarelo. Observa-se neste quadro que 65% da argila total do horizonte Ap encontra-se na forma dispersa em água.

3.4.2. Análise química

No Quadro 4 estão apresentados os resultados da análise química para os diferentes horizontes do Podzólico Vermelho-Amarelo. Para um pH praticamente constante, observa-se um decréscimo na concentração dos cátions e na capacidade de troca de cátions com a profundidade do perfil. Uma explicação para tal comportamento seria a redução na atividade da fração argila em profundidade. Os baixos valores de CTC encontrados indicam ser os horizontes do solo de baixa capacidade de retenção de cátions, embora, ainda assim, proporcionem alguma repelência de ânions.

Quadro 4 – Análise granulométrica, floculação da argila e classe textural dos horizontes do Podzólico Vermelho – Amarelo

Horizonte	Argila	ADA	Areia fina	Areia grossa	Silte	Classe Textural	Grau de floculação	Grau de dispersão
dag kg ⁻¹dag kg ⁻¹	
A _p	37	24	17	27	19	Argilo-arenosa	35	65
AB	38	22	14	28	20	Franco-argilosa	42	58
B _{t1}	45	36	14	26	15	argila	20	80
B _{t2}	45	32	13	24	18	argila	29	71
BC	50	40	12	19	19	argila	20	80
C	60	45	11	19	10	Muito argiloso	25	75

Quadro 4 – Análise química do material de solo dos diferentes horizontes do Podzólico Vermelho – Amarelo

Horizonte	Carbono dag kg ⁻¹	pH	P --mg dm ⁻³ --	K	Al	Ca	Mg	H + Al	Sb	CTC		V --dag kg ⁻¹ --	m
										Efetiva	Total		
A _p	2,8	5,7	2,0	113,5	0,2	3,4	0,6	6,6	4,3	4,5	11,1	37,8	4,4
AB	2,7	5,9	0,1	60,0	0,1	2,8	0,6	4,1	3,5	3,5	7,7	45,5	2,9
B _{t1}	0,8	5,6	0,2	37,0	0,0	2,5	0,4	2,7	3,0	3,0	5,7	52,6	0,0
B _{t2}	0,8	5,5	0,2	37,0	0,0	2,0	0,3	2,5	2,4	2,4	4,9	49,0	0,0
BC	0,0	5,5	0,2	6,0	0,0	1,8	0,3	2,0	2,1	2,1	4,1	51,2	0,0
C	0,0	5,7	0,2	5,0	0,0	1,5	0,3	1,3	1,8	1,8	3,1	58,1	0,0

3.4.3. Estabilidade de agregados

Os resultados da análise de estabilidade de agregados do solo do horizonte Ap, obtidos por via úmida, segundo descrito no manual de métodos de análise de solo da EMBRAPA (1979), estão apresentados no Quadro 5. Pelos resultados obtidos, pode-se observar que 68% dos agregados possuem diâmetro superior a 1,0 mm, o que se deve à estrutura em blocos, característica dos solos Podzólicos.

O coeficiente de erodibilidade entre sulcos foi calculado utilizando-se a equação 110, visto que a porcentagem de argila no horizonte Ap é superior a 35%. O valor da erodibilidade entre sulcos, obtido para uma porcentagem de agregados de diâmetro inferior a 0,25 mm e igual a 17%, foi de $E = 0,0074 \text{ g h cm}^{-4}$.

Quadro 5 - Análise de estabilidade de agregados do horizonte Ap

Fração mm	Massa seca g	Agregado %
< 0,105	2,6	11
0,105 a 0,25	1,6	6
0,25 a 0,50	2,1	8
0,50 a 1,0	1,7	7
1,0 a 2,0	3,3	14
> 2,0	13,2	54

3.4.4. Ajuste das curvas de retenção

A partir dos pontos da curva de retenção de umidade obtidos em laboratório, foram ajustados os coeficientes e expoentes dos modelos de van Genuchten e Brooks e Corey pela utilização do software SOIL, desenvolvido por EL-KADI (1987).

No Quadro 6 estão apresentados os coeficientes ajustados dos modelos de van Genuchten e Brooks e Corey. Pelo teste de t, os coeficientes ajustados se encontraram dentro do intervalo de confiança de 95%. As curvas de retenção da água no solo estão apresentadas no Apêndice A, em que se pode observar o ajuste dos modelos de van Genuchten e Brooks e Corey aos dados observados.

Quadro 6 - Coeficientes ajustados utilizando-se o software SOIL dos modelos de van Genuchten e Brooks e Corey

Horizonte	$\alpha \times 10^{-2}$ cm ⁻¹	n	h _b cm	λ
Ap	0,3864	1,1943	67,47	0,1377
AB	5,9080	1,1357	13,31	0,1302
Bt ₁	6,0860	1,1244	12,94	0,1194
Bt ₂	0,3198	1,1299	78,26	0,0915
BC	1,3810	1,0968	36,03	0,0827
C	0,2326	1,1575	81,50	0,1007

3.4.5. Caracterização físico-hídrica do solo

Para a obtenção da condutividade hidráulica do solo saturado e dos pontos da curva de eluição, foi proposta uma metodologia de coleta de solo. Esta metodologia tem como finalidade principal reduzir o escoamento preferencial entre a amostra de solo e o cilindro amostrador e a alteração da estrutura do solo causada pelo impacto do amostrador quando de sua coleta. A metodologia consiste em se retirar, em nível de campo, blocos de solo com estrutura natural com o auxílio de uma pá reta (Figura 8a). Os blocos de solo foram transferidos para caixas e encaminhados ao Laboratório de Água e Solo do DEA-UFV. Com auxílio de uma espátula e de cilindros bipartidos de PVC (Figura 8b), os blocos foram moldados de forma a obter colunas de solo com estrutura indeformada de

0,052 m de diâmetro e 0,10 m de altura (Figura 8c). No topo da coluna, colocou-se um cilindro de PVC de 0,052 m de diâmetro e 0,050 m de altura, para permitir a formação da carga hidrostática. Na base da coluna, colocou-se um anel de PVC, com diâmetro igual ao do cilindro e com 0,010 m de altura, com a finalidade de delimitar a área transversal de escoamento (Figura 8d). As colunas foram colocadas, concentricamente, dentro de cilindros de 0,060 m de diâmetro e 0,13 m de altura. O espaço entre a coluna de solo e o cilindro de solo de PVC foi preenchido com parafina líquida (Figura 8e). Após a solidificação da parafina, as colunas de solo foram colocadas para saturar por um período de 48 horas. Com a finalidade de retirar o ar aprisionado nas colunas de solo, aplicou-se uma sucção no topo da coluna, com auxílio de uma bomba de vácuo. Atingida a saturação, as colunas de solo foram montadas em permeômetros de carga constante (Figura 8f).

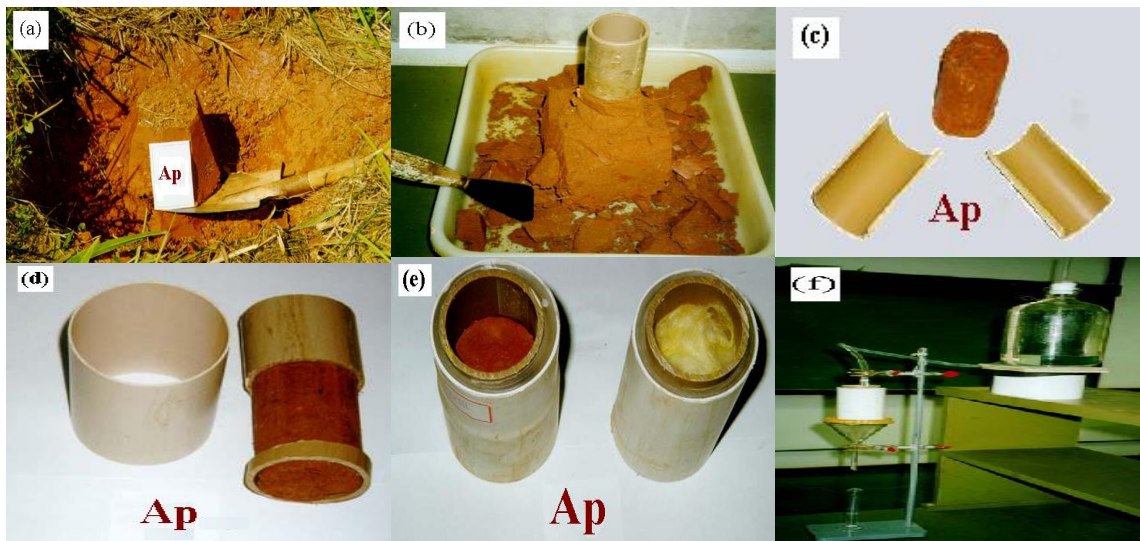


Figura 8 - Sequência de amostragem e montagem da coluna de solo.

A determinação da condutividade hidráulica saturada e a amostragem da solução escoada pela coluna para a obtenção dos pontos da curva de eluição foram feitas simultaneamente. Inicialmente, aplicou-se no topo da coluna de solo água deionizada por um período de 24 horas, com o objetivo de promover uma lixiviação. Após a lixiviação, aplicou-se uma solução de nitrato de potássio (KNO_3) a $0,1 \text{ mol L}^{-1}$.

Para a obtenção dos pontos da curva de eluição, foram coletadas 20 alíquotas de 10 mL da solução eluente, correspondendo a 10% do volume de poros da coluna de solo. A solução coletada foi acondicionada em recipiente plástico e armazenada em um freezer até o momento da determinação da concentração de nitrato (NO_3^-). A concentração de NO_3^- na solução eluente foi determinada por espectrômetro de absorção atômica. As determinações do íon nitrato foram realizadas no laboratório de solos do Centro Nacional de Pesquisa de Milho e Sorgo (CNPMS), pertencente à EMBRAPA, sediado no município de Sete Lagoas, MG.

Com base nos pontos da curva de eluição, foram estimados os parâmetros da equação do transporte de solutos (coeficientes de retardamento e dispersão hidrodinâmica) por intermédio do software CXTFIT, desenvolvido por PARKER e van GENUCHTEN (1984).

No Quadro 7 estão apresentados os valores de massas específicas do solo e de partículas, porosidade total, umidade residual do solo seco ao ar e condutividade hidráulica do solo saturado, bem como sua classificação, segundo FERREIRA (1987). Para todos os horizontes do solo em estudo, a condutividade hidráulica saturada foi classificada como lenta.

Com base nas concentrações do íon NO_3^- da solução coletada para os diferentes horizontes do Podzólico Vermelho-Amarelo, foram ajustados, utilizando-se o software CXTFIT, os parâmetros da equação de transporte de solutos. No Quadro 8 estão apresentados os parâmetros ajustados (D e f_r) da equação de transporte de solutos. Pelo teste de t , os coeficientes ajustados se

Quadro 7 - Parâmetros físico-hídricos dos horizontes do Podzólico Vermelho-Amarelo

Horizonte	ρ_s kg m ⁻³	ρ_p kg m ⁻³	θ_s m ⁻³ m ⁻³	θ_r m ⁻³ m ⁻³	Ko cm h ⁻¹	Classificação
Ap	1230	2590	0,523	0,037	0,233	lenta
AB	1210	2630	0,540	0,037	0,334	lenta
Bt ₁	1250	2630	0,525	0,038	0,239	lenta
Bt ₂	1390	2670	0,476	0,038	0,152	lenta
BC	1420	2710	0,485	0,038	0,199	lenta
C	1390	2700	0,479	0,039	0,170	lenta

encontram dentro do intervalo de confiança de 95%. No Apêndice B, pode-se observar o ajuste das curvas de eluição aos dados observados. Com base nos valores dos coeficientes de dispersão hidrodinâmica e de retardamento apresentados, foram estimados os coeficientes de dispersividade e de partição pelo emprego das equações 29, 30, 34, 35 e 40 (Quadro 8). Para tal, assumiu-se um valor médio do coeficiente de difusão molecular do NO₃⁻ em água de 1,926×10⁻⁹ m² s⁻¹, com base nos valores apresentados por WEAST (1975), de 1,861×10⁻⁹ m² s⁻¹; HILL (1984), de 1,917×10⁻⁹ m² s⁻¹; e REICHARDT (1985), de 2,000×10⁻⁹ m² s⁻¹.

Pelos valores encontrados para o fator de retardamento em torno de 1,0, espera-se que haja uma baixa adsorção do íon NO₃⁻ pela fração argila.

Quadro 8 - Parâmetros da equação do transporte ajustados, utilizando-se o software CXTFIT

Horizonte	D $10^{-7} \times \text{m}^2 \text{s}^{-1}$	f_r	K_d $10^{-7} \times \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$	ε m
Ap	1,999	0,908	-3,900	0,187
AB	2,617	1,008	4,000	0,186
Bt1	1,566	1,000	0,000	0,148
Bt2	1,066	0,990	3,000	0,164
BC	1,196	1,027	9,000	0,134
C	1,464	0,990	-3,000	0,197

3.5. Ensaio de campo

Para a verificação do modelo, foram realizados ensaios individuais em cada parcela experimental. Durante os ensaios, as parcelas não-utilizadas foram cobertas com lona plástica, de forma a manter a uniformidade da umidade inicial no perfil do solo. Os ensaios de campo foram realizados no mês de agosto (período seco), com o objetivo de conseguir uma boa distribuição da umidade no perfil do solo. Na semana que antecedeu os ensaios de campo, foi feita uma irrigação na área, na tentativa de uniformizar a umidade do solo.

Ao lado das parcelas, foram retiradas amostras de solo em cada horizonte, com auxílio de um trado, para a obtenção da umidade e concentração de NO_3^- , visando determinar as condições iniciais para a resolução das equações de Richards e do transporte de solutos. Portanto, as amostragens foram feitas antes da aplicação da irrigação. A umidade foi obtida pelo método gravimétrico. A concentração de NO_3^- foi determinada na solução extraída das amostras de solo, pela utilização de uma solução de cloreto de potássio (KCl) a $0,1 \text{ mol L}^{-1}$. Para a determinação da concentração de NO_3^- , colocaram-se 10 cm^3 de solo seco ao ar em um béquer, adicionando 50 mL de solução de KCl. Após agitação em uma mesa mecânica, a mistura solo-solução foi submetida a uma filtragem. A

solução obtida após filtração foi acondicionada em freezer até a época de determinação da concentração do NO_3^- .

Na parcela experimental, foi aplicada uma solução de KNO_3 a $0,1 \text{ mol L}^{-1}$, com auxílio de um pulverizador costal dotado de uma barra de PVC de $\frac{3}{4}$ " de diâmetro, com três bicos do tipo leque. O volume de solução aplicado em cada parcela foi de um litro, totalizando uma dosagem de $0,51 \text{ g m}^{-2}$ de NO_3^- .

Foram aplicadas as irrigações correspondentes às três intensidades de precipitação, obtidas pela variação da pressão de operação do sistema de irrigação e aplicadas durante uma hora. Cada intensidade de precipitação foi aplicada em três parcelas experimentais.

O escoamento superficial foi obtido pelo método direto, sendo utilizado um tempo de coleta de 10 segundos. Para a coleta do escoamento superficial, utilizaram-se recipientes plásticos de 1,0 litro. As coletas foram realizadas no período de tempo compreendido entre o início do escoamento superficial e o término da aplicação de água, em intervalos de 1, 5, 10 e 15 minutos.

Após cada ensaio, os recipientes plásticos contendo o escoamento superficial foram levados para o Laboratório de Água e Solo do DEA-UFV, para a determinação do volume escoado e da massa de sedimentos transportados. A massa de sedimentos foi obtida por gravimetria, após a secagem em estufa do volume da suspensão coletado. Do volume escoado, foram retiradas alíquotas de 10 ml para a determinação da concentração de NO_3^- . A solução foi submetida a uma filtração e acondicionada em freezer até o momento da determinação da concentração.

3.6. Teste do modelo

Para a obtenção dos dados de entrada e verificação do modelo desenvolvido, foi montado o experimento de campo. Os resultados simulados utilizando-se o modelo foram comparados com os experimentais por meio do

erro relativo médio (ALEXANDER e SKAGGS, 1986, 1987), conforme a equação:

$$\text{ERM} = \frac{\sum_{i=1}^{N_{\text{OBS}}} \left| \frac{\text{OBS}_i - \text{EST}_i}{\text{OBS}_i} \right|}{N_{\text{OBS}}} \quad [125]$$

em que

OBS e EST = valores observados e estimados da variável de interesse, respectivamente; e

N_{OBS} = número de observações.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados estão apresentados em itens referentes às seqüências das atividades executadas na realização deste trabalho. Inicialmente, foi feita uma discussão dos dados experimentais utilizados como parâmetros de entrada e no teste do modelo; posteriormente, foi apresentado o programa computacional desenvolvido para resolver o modelo proposto neste trabalho; e, finalmente, foi apresentada a comparação entre os resultados simulados e os obtidos experimentalmente.

4.1. Análise dos dados experimentais

4.1.1. Distribuição da umidade e da concentração de NO_3^- no perfil do solo

No Quadro 9 estão apresentados os valores médios das umidades, antes e após a aplicação das irrigações, bem como os coeficientes de variação para os diferentes horizontes. As umidades médias foram obtidas pela média das umidades em cada parcela, para cada intensidade de precipitação. Os valores médios da umidade inicial não apresentaram grandes variações, devido à época em que os ensaios de campo foram realizados e também por ter sido,

Quadro 9 - Valores médios de umidade inicial e após as irrigações simuladas e os respectivos coeficientes de variação para as diferentes intensidades de precipitação

Horizonte	Inicial		100,4 mm h ⁻¹		82,4 mm h ⁻¹		66,6 mm h ⁻¹	
	θ	CV	θ	CV	θ	CV	θ	CV
	m ³ m ⁻³	%	m ³ m ⁻³	%	m ³ m ⁻³	%	m ³ m ⁻³	%
A _p	0,3827	6,7	0,4250	15,2	0,4047	12,4	0,3944	8,3
AB	0,3776	5,4	0,3962	13,6	0,3830	10,3	0,3828	9,4
B _{t1}	0,3461	7,8	0,3480	14,2	0,3486	9,7	0,3462	10,2
B _{t2}	0,3443	9,3	0,3447	8,7	0,3382	7,5	0,3429	6,6
BC	0,3465	8,9	0,3486	9,2	0,3506	8,8	0,3461	7,6
C	0,3670	6,4	0,3679	5,3	0,3722	7,1	0,3673	4,3

previamente, aplicada uma irrigação para uniformizar a umidade do solo. Os valores médios de umidade do solo após aplicação das irrigações apresentaram maior variação para os horizontes superficiais e uma menor variação para os horizontes mais profundos, devido às variações nas propriedades físico-hídricas do solo, nos pontos de amostragem. Pelos baixos valores dos coeficientes de variação obtidos (abaixo de 16%), estes foram considerados satisfatórios para serem empregados na avaliação do modelo.

Pelo fato de as intensidades de precipitação empregadas serem superiores à condutividade hidráulica do solo saturado e devido à curta duração da precipitação, a frente de umedecimento praticamente se manteve nas camadas superficiais do solo, como se pode observar nos valores de umidade obtidos após a aplicação das irrigações (Quadro 9). Embora a camada superficial do horizonte A_p tenha atingido a saturação, a umidade referente ao ponto médio deste horizonte foi menor que a de saturação.

No Quadro 10 estão apresentados os valores médios da concentração de NO₃⁻ antes e após as irrigações e os respectivos coeficientes de variação, para os diferentes horizontes. Os valores médios iniciais da concentração de NO₃⁻ apresentaram maior variabilidade em relação aos valores médios de umidade, principalmente nas camadas superficiais do solo, devido à presença de maior quantidade de matéria orgânica, à possibilidade de fixação do nitrogênio

Quadro 10 - Valores médios da concentração de NO_3^- inicial e após as irrigações e os respectivos coeficientes de variação para as diferentes intensidades de precipitação

Horizonte	Inicial		100,4 mm h ⁻¹		82,4 mm h ⁻¹		66,6 mm h ⁻¹	
	[C _{NO3}] kg m ⁻³	CV %	[C _{NO3}] kg m ⁻³	CV %	[C _{NO3}] kg m ⁻³	CV %	[C _{NO3}] kg m ⁻³	CV %
A _p	0,0350	26,7	0,4960	25,2	0,5400	28,9	0,7250	24,6
AB	0,0240	19,0	0,0280	18,7	0,0350	18,8	0,0380	20,2
B _{t1}	0,0220	8,8	0,0271	9,5	0,0297	9,2	0,0283	7,4
B _{t2}	0,0210	7,6	0,0236	6,4	0,0220	8,3	0,0223	9,1
BC	0,0190	9,1	0,0184	8,7	0,0178	7,6	0,0195	8,2
C	0,0180	5,4	0,0162	6,3	0,0150	6,6	0,0173	5,7

por bactérias e em vista de ser a camada de solo receptora de chuva que, geralmente, apresenta NO_3^- em solução.

As concentrações de NO_3^- obtidas no horizonte A_p, após a aplicação das irrigações, apresentaram valores crescentes com a redução na intensidade de precipitação. Esse comportamento deve-se ao transporte do NO_3^- por escoamento superficial, que foi maior nas maiores intensidades de precipitação.

Analisando os Quadros 9 e 10, verificou-se que a frente de umedecimento avançou até o horizonte AB, ao passo que o avanço do NO_3^- atingiu o horizonte B_{t1}. As diferenças entre as frentes de umedecimento e de contaminação devem-se à existência de um gradiente de concentração entre a frente de contaminação e a camada imediatamente abaixo, favorecendo o processo de difusão, e ao fato de os valores do fator de retardamento obtidos estarem próximos de 1,0, implicando uma repulsão do NO_3^- além da frente de umedecimento.

4.1.2. Escoamento superficial

O escoamento superficial iniciou-se aos 60, 240 e 250 segundos após o início das irrigações de intensidades 100,4; 82,4; e 66,6 mm h⁻¹, respectivamente. Na Figura 9, estão apresentadas as vazões obtidas experimentalmente e as hidrógrafas do escoamento superficial, obtidas por regressão (Quadro 11), para as três intensidades de precipitação. Os valores de vazão obtidos no experimento de campo, para as três intensidades de precipitação avaliadas, apresentaram comportamento crescente com o tempo, tendo em vista que a umidade dos diferentes horizontes se encontrava inicialmente com valores bem abaixo da umidade de saturação. Esse comportamento foi verificado também por MARTINS JÚNIOR (1997), em ensaios realizados na mesma área, para as primeiras chuvas simuladas, nas quais a umidade no perfil do solo se encontrava abaixo da de saturação. Como a frente de umedecimento não atingiu grandes profundidades, a velocidade de infiltração e a vazão de saída não se estabilizaram.

Pelo fato de as intensidades de precipitação empregadas serem superiores à condutividade hidráulica do solo saturado, a frente de umedecimento praticamente se manteve nas camadas superficiais do solo, gerando maior proporção de escoamento superficial.

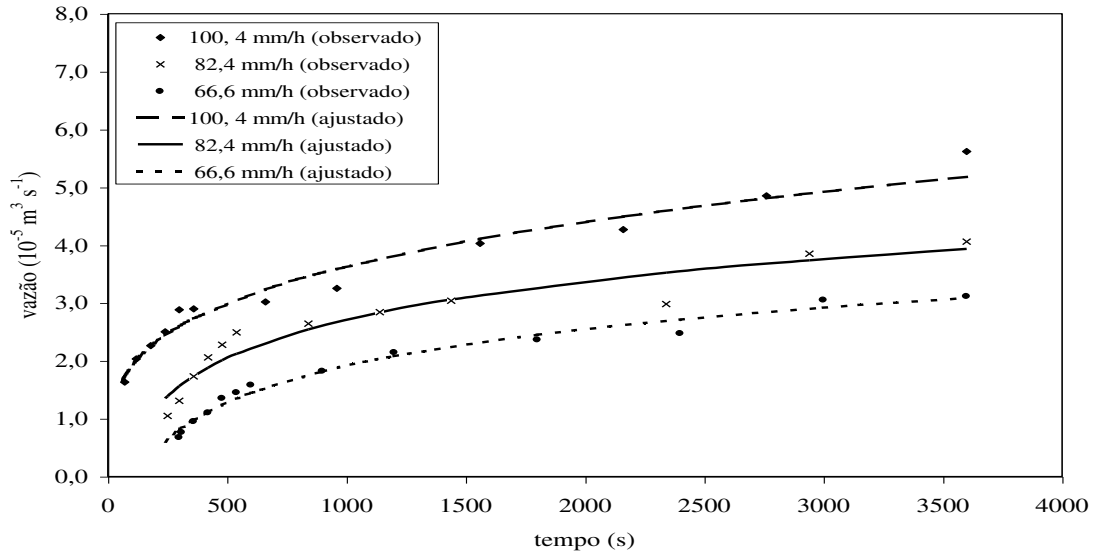


Figura 9 - Vazões observadas e hidrógrafas ajustadas para as diferentes intensidades de precipitação.

Quadro 11 - Equações ajustadas por regressão, para descrever as hidrógrafas de saída para as diferentes intensidades de precipitação

Intensidades de precipitação (mm h ⁻¹)	Hidrógrafas de saída 10 ⁻⁵ m ³ s ⁻¹	r ²
100,4	$Q = 0,5297 t^{0,2785}$	0,9710
82,4	$Q = 0,9539 \ln(t) - 3,8789$	0,9192
66,6	$Q = 0,9195 \ln(t) - 4,4207$	0,9805

4.1.3. Sedimentos e NO₃⁻ transportados no escoamento superficial

Na Figura 10, estão apresentados os sedimentos transportados no escoamento superficial, obtidos experimentalmente, e as curvas que expressam a taxa de sedimentos com o tempo, obtidas por regressão (Quadro 12). Observa-se, na Figura 10, um comportamento semelhante ao verificado nas hidrógrafas, com aumento da taxa de sedimentos transportados com o aumento da vazão e com o tempo, sendo maior para a intensidade de precipitação de 100,4 mm h⁻¹, devido ao aumento na capacidade de transporte.

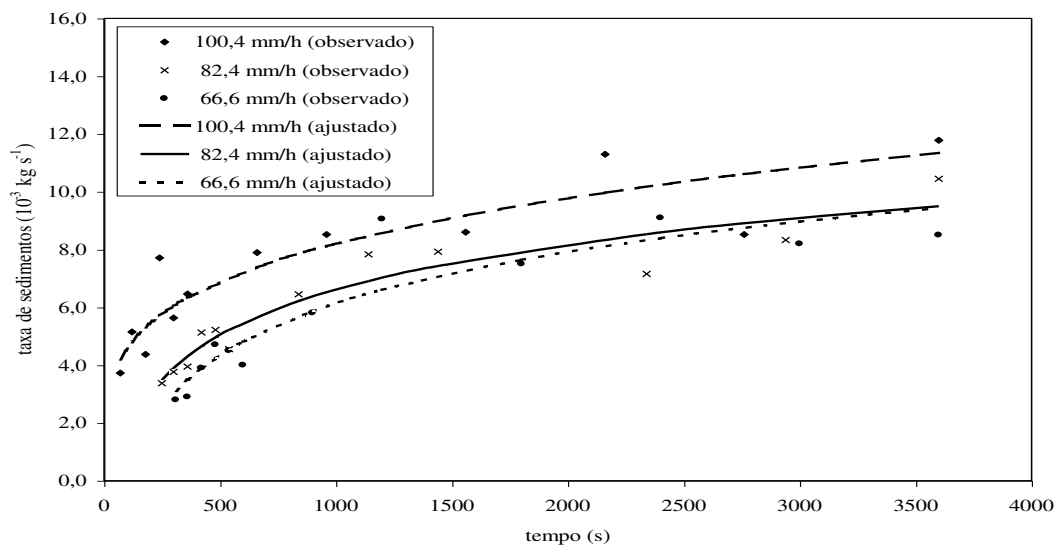


Figura 10 - Taxas de sedimentos transportados no escoamento superficial, observadas e ajustadas para as diferentes intensidades de precipitação.

Quadro 12 - Equações ajustadas por regressão para descrever a taxa de sedimentos transportados no escoamento superficial, para as diferentes intensidades de precipitação

Intensidades de precipitação (mm h ⁻¹)	Taxa de sedimentos 10 ⁻³ kg s ⁻¹	r ²
100,4	$M_S = 1,4276 t^{0,2531}$	0,8383
82,4	$M_S = 2,2576 \ln(t) - 8,9848$	0,8994
66,6	$M_S = 2,5813 \ln(t) - 11,7030$	0,8554

O KNO_3 , por ser altamente solúvel, libera íons NO_3^- na água do solo. O íon NO_3^- , por sua vez, por apresentar baixa adsorção nos colóides do solo, pode ser em grande parte transportado em solução no escoamento superficial. Isso tornou-se evidente em vista da pequena quantidade do íon lixiviado no perfil do solo (Quadro 10).

Nas Figuras 11 e 12, estão apresentadas as concentrações de NO_3^- transportado em solução e adsorvido nos sedimentos obtidos experimentalmente; e as curvas ajustadas por regressão são mostradas nos Quadros 13 e 14. Pode-se observar, nas referidas figuras um comportamento decrescente da concentração

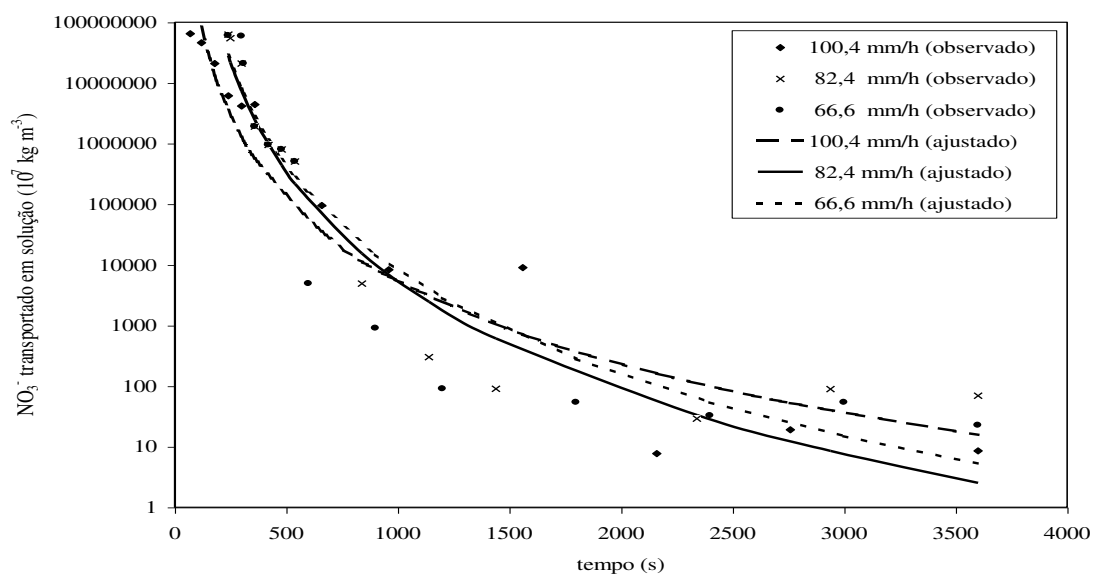


Figura 11 - Concentrações de NO_3^- transportadas em solução no escoamento superficial, observadas e ajustadas para as diferentes intensidades de precipitação.

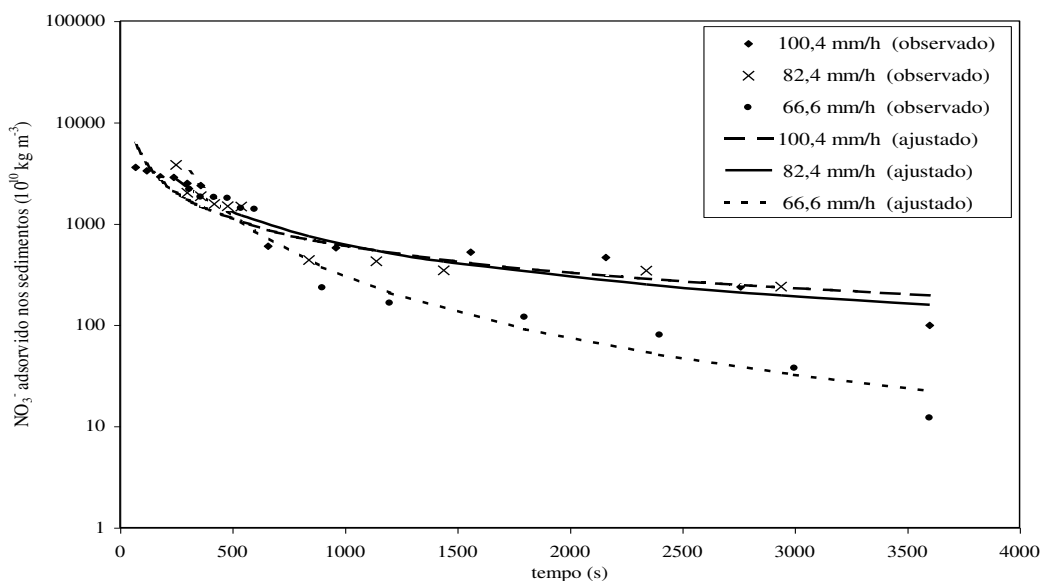


Figura 12 – Concentrações de NO₃⁻ transportado adsorvido aos sedimentos no escoamento superficial, observadas e ajustadas para as diferentes intensidades de precipitação.

Quadro 13 - Equações ajustadas por regressão para descrever as concentrações de NO₃⁻ em solução no escoamento superficial, para as diferentes intensidades de precipitação

Intensidades de precipitação (mm h ⁻¹)	Concentração de NO ₃ ⁻ em solução 10 ⁻⁷ kg m ⁻³	r ²
100,4	[C _r] = 2,4890 × 10 ¹⁷ t ^{-4,5556}	0,9231
82,4	[C _r] = 1,2863 × 10 ²¹ t ^{-5,7388}	0,9192
66,6	[C _r] = 5,0056 × 10 ²¹ t ^{-5,9901}	0,9021

Quadro 14 - Equações ajustadas por regressão para descrever as concentrações de NO₃⁻ adsorvidas aos sedimentos, para as diferentes intensidades de precipitação

Intensidades de precipitação (mm h ⁻¹)	Hidrógrafas de saída 10 ⁻¹⁰ kg m ⁻³	r ²
100,4	[C _{as}] = 259359,4904 t ^{-0,8782}	0,8979
82,4	[C _{as}] = 1027279,7301 t ^{-1,0722}	0,9205
66,6	[C _{as}] = 374912692,9722 t ^{-2,0324}	0,9554

do NO_3^- transportado em solução e adsorvido nos sedimentos com o tempo. Este tipo de comportamento foi verificado em trabalhos realizados por WALLACH et al. (1988b), WALLACH e van GENUCHTEN (1990), LEONARD (1990), WALLACH (1991) e WALLACH e SHABATAI (1992a,b, 1993), para diferentes produtos químicos. O comportamento decrescente das concentrações do NO_3^- com o tempo deve-se à diminuição da concentração de NO_3^- disponível na superfície do solo e ao aumento da vazão escoada superficialmente, que promoveu maior diluição da solução.

Para todas as intensidades de precipitação utilizadas neste estudo, observou-se que 90 a 97% do NO_3^- aplicado foi transportado no escoamento superficial nos primeiros 600 segundos de aplicação das irrigações. Para as intensidades de precipitação de 82,4 e 66,6 mm h^{-1} , o escoamento superficial iniciou-se aos 240 e 250 segundos após o início das irrigações, respectivamente. Até o tempo de 240 e 250 segundos, cerca de 87% do NO_3^- aplicado foi transportado, para uma intensidade de precipitação de 100,4 mm h^{-1} .

Pode-se observar na Figura 11 que, para todas as intensidades de precipitação, as concentrações do NO_3^- , a partir de um determinado instante do início do escoamento superficial, se mantiveram praticamente inalteradas. Acredita-se que o NO_3^- transportado em solução no escoamento superficial não seja proveniente da aplicação da solução de KNO_3 e sim da água de irrigação e do que já existia inicialmente no solo.

4.2. Apresentação do programa

O programa intitulado “Modelo para Transporte de Solutos no Solo e no Escoamento Superficial” (MTSES) foi estruturado em módulos: solos, modelos, entrada de dados, cálculos, informações adicionais, critérios de parada e saída, conforme apresentado no menu da tela principal (Figura 13).

Para acessar qualquer módulo do programa, pode-se utilizar o mouse ou as teclas de atalho. Para acessar via teclas de atalho, basta apertar simultaneamente as teclas Alt + a tecla da letra sublinhada referente à unidade. Por exemplo, para acessar o módulo Entrada de Dados, basta teclar Alt + E.

O programa apresenta a opção de se trabalhar com solos de perfil homogêneo ou estratificado. A opção é feita no módulo Solos, cujo *default* é a opção Estratificado, conforme pode ser observado na Figura 14.

A escolha do modelo empregado para caracterizar as propriedades físico-hídricas do solo é feita por meio do módulo Modelos, cujo *default* é o modelo de van Genuchten, como se pode observar na Figura 15.



Figura 13 - Tela principal do programa MTSES versão 1.0.

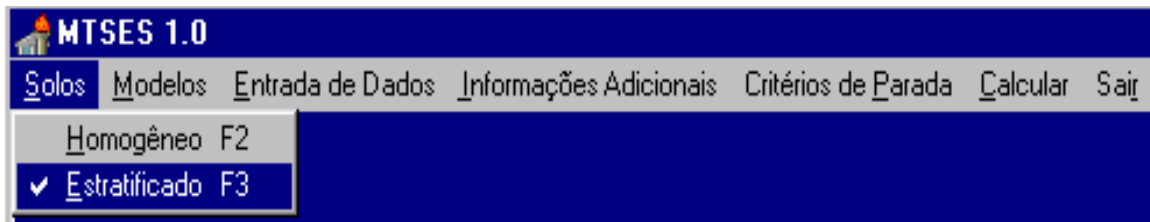


Figura 14 - Módulo de escolha do tipo de solo.

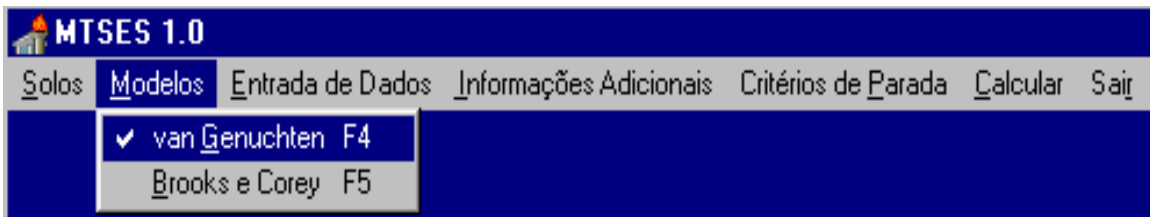


Figura 15 - Módulo de escolha do modelo, estando disponíveis os de van Genuchten e Brooks e Corey.

Ao acessar o módulo Entrada de Dados, abre-se a janela com as variáveis empregadas na solução das equações apresentadas no item 3.1. As janelas diferem, dependendo da opção escolhida no módulo Solos. Para a opção Solos homogêneos, os parâmetros físico-químico-hídricos do solo são iguais para todos os compartimentos, e, para os solos estratificados, estes parâmetros assumem valores diferentes para cada compartimento. As janelas de entrada de dados para solos homogêneos e estratificados estão apresentadas nas Figuras 16 e 17.

Entrada de dados

Profundidade do Perfil (cm)	<input type="text"/>	Declividade do Terreno (m/ m)	<input type="text"/>
Número de Incrementos em Z	<input type="text"/>	Comprimento da Rampa (m)	<input type="text"/>
Duração da Chuva (h)	<input type="text"/>	Número de Incrementos em X	<input type="text"/>
Número de Incrementos de t	<input type="text"/>	Erodibilidade do Solo (g h/cm ⁴)	<input type="text"/>
Intensidade de Precipitação (mm/h)	<input type="text"/>	Coef. de Rugosidade de Manning	<input type="text"/>
Alfa	<input type="text"/>	Número da Curva	<input type="text"/>
n	<input type="text"/>	Umidade Residual (cm ³ /cm ³)	<input type="text"/>
Cond. Hidráulica Saturada (cm/h)	<input type="text"/>	Umidade de Saturação (cm ³ /cm ³)	<input type="text"/>
Coeficiente de Partição (cm ³ /g)	<input type="text"/>	Dispersividade (cm)	<input type="text"/>
Massa Específica de Partículas (g/cm ³)	<input type="text"/>	Diâmetro médio das partículas (cm)	<input type="text"/>
Massa Específica do Solo (g/cm ³)	<input type="text"/>	Coef. de Difusão Molecular (cm ² /h)	<input type="text"/>

Figura 16 - Entrada de dados para solo homogêneo.

Entrada de dados

Profundidade do Perfil (cm)	<input type="text"/>
Número de Incrementos em Z	<input type="text"/>
Duração da chuva (h)	<input type="text"/>
Número de Incrementos de t	<input type="text"/>
Intensidade de Precipitação (m/h)	<input type="text"/>
Declividade do Terreno (m/m)	<input type="text"/>
Comprimento da Rampa (cm)	<input type="text"/>
Número de Incrementos em X	<input type="text"/>
Erodibilidade do Solo (g h/cm ⁴)	<input type="text"/>
Coef. de Difusão Molecular em Água (cm ² /h)	<input type="text"/>
Número da Curva	<input type="text"/>
Massa Específica de Partículas (g/cm ³)	<input type="text"/>
Diâmetro Médio das Partículas (cm)	<input type="text"/>

Figura 17 - Entrada de dados para solo estratificado.

Em ambas as janelas consta um botão identificado como Perfil do Solo. Este submódulo permite a entrada dos valores da posição dos nós em relação à superfície do solo, da umidade e da concentração inicial no nó (Figuras 18 e 19). Para a opção solos estratificados, os parâmetros físico-químico-hídricos serão fornecidos também neste submódulo (Figura 19).

Nos módulos Informações Adicionais (Figura 20) e Critérios de Parada (Figuras 21), são fornecidos os parâmetros que são comuns aos dois tipos de solo (homogêneo ou estratificado) e que são escolhidos pelo usuário para permitir melhor convergência dos resultados fornecidos pelo programa.

Nó	Cota(cm)	Umidade(cm³/cm³)	Concentração(g³/cm³)
1			
2			
3			
4			

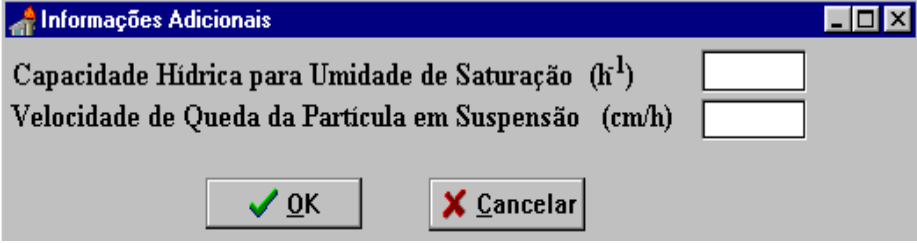
Figura 18 - Caracterização do perfil do solo para solo homogêneo.

Nó	Cota	Umid.	Umid.R.	Umid.S.	Ko	Alfa	n	Conc.	Kd	disp	Da
1											
2											
3											
4											
5											

Cota - Cota do Nó (cm)
 Umid. - Umidade Inicial (cm³/cm³)
 Umid. R. - Umidade Residual (cm³/cm³)
 Umid. S. - Umidade de Saturação (cm³/cm³)
 Da - Massa Específica do Solo (g/cm³)

Ko - Condutividade Hidráulica Saturada (cm/h)
 Conc. - Concentração Inicial (g/cm³)
 Kd. - Coeficiente de Partição (cm³/g)
 Disp. - Dispersividade (cm)

Figura 19 - Caracterização do perfil do solo para solo estratificado.




Informações Adicionais

Capacidade Hídrica para Umidade de Saturação (h^1)

Velocidade de Queda da Partícula em Suspensão (cm/h)

Figura 20 - Módulo Informações Adicionais.



Critérios de Parada

Número de Iterações

Precisão

Figura 21 - Módulo Critério de Parada.

4.3. Movimento da água no solo

Com base nos parâmetros físico-hídricos do solo e nos valores iniciais de umidade, simulou-se, para as três intensidades de precipitação empregadas neste trabalho, o perfil de umidade. Foram empregados, nas simulações, incrementos de tempo (Δt) de 30 e 60 segundos e incrementos de profundidade (Δz) de 0,01; 0,02; e 0,05 m. As simulações foram feitas considerando perfis do solo de 0,20; 0,30; e 0,40 m de espessura, por observar-se que a frente de umedecimento atingiu até 0,20 m de profundidade (Quadro 9). A precisão e o número máximo de iterações utilizados nas simulações foram de 1 % e 100, respectivamente. Nos Quadros 15 a 17 estão apresentados os valores dos erros relativos médios entre os perfis de umidade observados e os simulados para as espessuras do perfil do solo de 0,20; 0,30; e 0,40 m, respectivamente. Para os incrementos Δz iguais a 0,01;

0,02; e 0,05 m e Δt de 60 segundos, observou-se uma oscilação numérica dos perfis de umidade simulados, em relação aos observados para todas as intensidades de precipitação e profundidades do perfil utilizadas para os modelos de van Genuchten (VG) e Brooks e Corey (BC), sendo menor no incremento Δz igual a 0,05 m. O mesmo não foi observado quando se empregou o incremento Δt de 30 segundos. Devido à oscilação numérica, quando se utilizou um $\Delta t = 60$ segundos, os erros relativos médios foram maiores do que quando se empregou $\Delta t = 30$ segundos; portanto, não foi utilizado nas demais simulações o $\Delta t = 60$ segundos.

Quadro 15 - Erros relativos médios (%) entre os valores de umidade observados e os simulados, usando o MTSES para os modelos de van Genuchten e Brooks e Corey e espessura do perfil do solo de 0,20 m

Modelo	Δt (s)	Δz (m)	Intensidade de Precipitação (mm h^{-1})		
			66,6	82,4	100,4
Van Genuchten	30	0,01	5,4	5,5	7,4
		0,02	5,9	6,3	8,3
		0,05	8,3	8,6	10,5
	60	0,01	9,6	9,5	10,8
		0,02	5,7	6,6	9,5
		0,05	8,7	9,0	10,9
Brooks e Corey	30	0,01	5,9	6,6	8,2
		0,02	7,7	7,5	8,7
		0,05	8,3	8,6	10,5
	60	0,01	19,8	19,7	19,6
		0,02	13,5	13,2	13,5
		0,05	9,9	10,2	11,6

Quadro 16 - Erros relativos médios (%) entre os valores de umidade observados e os simulados, usando o MTSES para os modelos de van Genuchten e Brooks e Corey e espessura do perfil do solo de 0,30 m

Modelo	Δt (s)	Δz (m)	Intensidade de Precipitação (mm h^{-1})		
			66,6	82,4	100,4

Van Genuchten	30	0,01	3,9	4,2	5,3
		0,02	4,2	4,5	5,9
		0,05	14,3	8,6	7,7
	60	0,01	6,8	6,8	7,5
		0,02	4,1	4,7	6,7
		0,05	6,4	6,8	14,3
Brooks e Corey	30	0,01	4,9	4,8	6,2
		0,02	5,5	5,4	6,6
		0,05	14,3	8,6	7,7
	60	0,01	14,8	14,6	13,9
		0,02	9,4	9,3	9,5
		0,05	7,3	7,6	14,3

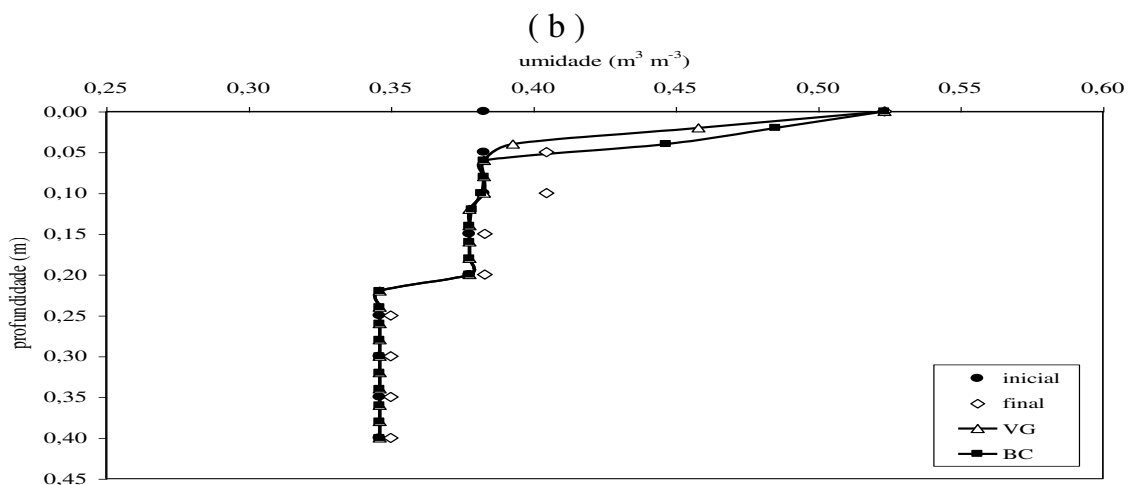
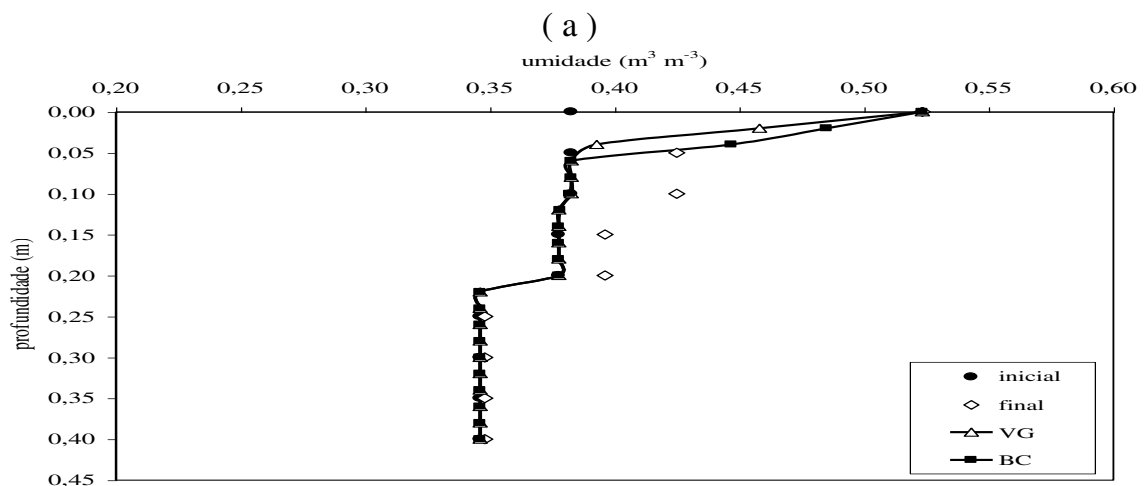
Quadro 17 - Erros relativos médios (%) entre os valores de umidade observados e os simulados, usando o MTSES para os modelos de van Genuchten e Brooks e Corey e espessura do perfil do solo de 0,40 m

Modelo	Δt (s)	Δz (m)	Intensidade de Precipitação (mm h^{-1})		
			66,6	82,4	100,4
Van Genuchten	30	0,01	2,7	3,3	4,4
		0,02	4,0	4,0	4,9
		0,05	5,5	5,9	6,8
	60	0,01	5,4	6,4	7,0
		0,02	3,5	4,2	5,5
		0,05	5,8	5,9	7,1
Brooks e Corey	30	0,01	2,7	3,6	4,7
		0,02	4,0	4,7	5,1
		0,05	5,5	5,9	5,5
	60	0,01	11,6	11,5	10,4
		0,02	3,5	7,8	7,7
		0,05	5,8	6,8	6,0

De modo geral, os menores erros foram obtidos quando se utilizaram os incrementos $\Delta t = 30$ segundos e $\Delta z = 0,01$ m, para o modelo de van Genuchten. Os valores dos erros relativos obtidos nas simulações apresentaram decréscimo com o aumento da espessura do perfil do solo, por se aproximar mais da condição de contorno assumida na solução da equação de Richards para o limite inferior da região de estudo.

Os perfis de umidade simulados para a espessura do perfil do solo de 0,40 m, $\Delta t = 30$ segundos e $\Delta z = 0,01$ m foram os que apresentaram os menores valores de erro relativo médio, para as três intensidades de precipitação. Na Figura 22 estão apresentados os valores de umidade obtidos antes (inicial) e após (final) a aplicação das irrigações, bem como os perfis de umidade simulados para a espessura do perfil do solo de 0,40 m, empregando no MTSES os modelos de van Genuchten (VG) e Brooks e Corey (BC).

Pode-se observar na Figura 22 que, para as três intensidades de precipitação utilizadas nas simulações, ambos os modelos, de Brooks e Corey e van Genuchten, superestimaram o perfil de umidade para os primeiros 0,05 m do



(c)

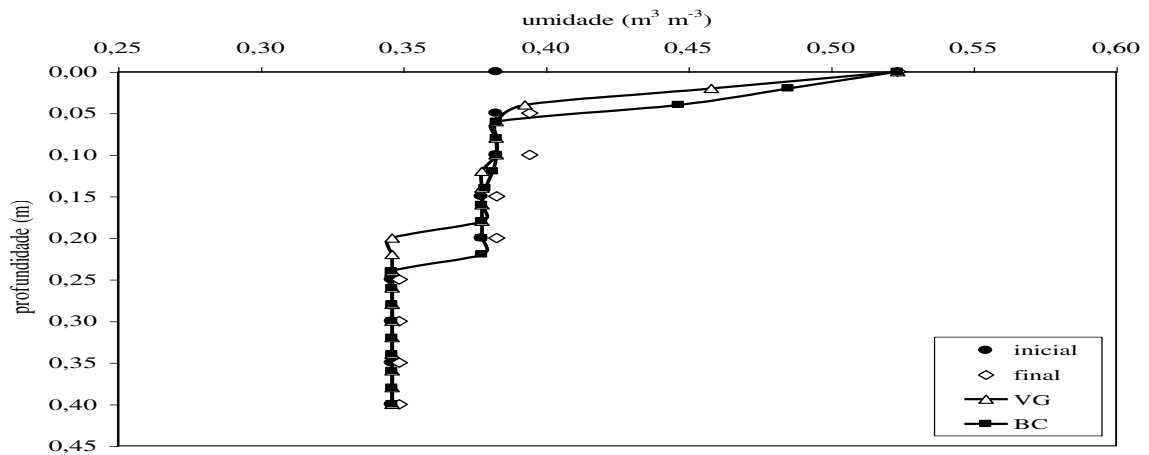


Figura 22 - Umidades antes e após a irrigação e perfis de umidade simulados, empregando os modelos de VG e BC, para espessura do perfil do solo de 0,40 m, $\Delta z = 0,01$ m, e intensidades de precipitação de (a) $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (c) $66,6 \text{ mm h}^{-1}$.

perfil do solo. De modo geral, o modelo de Brooks e Corey proporcionou maiores valores de umidade, quando comparado com o modelo de van Genuchten. Essas variações devem-se ao fato de que o modelo de Brooks e Corey geralmente superestima os valores da condutividade hidráulica, principalmente próximo à umidade de saturação, conforme constatado por ALEXANDER e SKAGGS (1986), MARTINEZ (1989) e TIMM (1994). As diferenças entre os perfis de umidade observados e os simulados podem ser explicadas pelo fato de o modelo permitir a obtenção dos valores de umidade para os nós empregados na discretização do perfil do solo, os quais não coincidem com os pontos de amostragem.

Os perfis de umidade simulados para as demais combinações estão apresentados no Apêndice C, nos quais pode-se verificar o mesmo comportamento anteriormente comentado.

Para todas as combinações empregadas nas simulações, a convergência foi obtida quando se empregou o valor da capacidade hídrica específica do solo saturado de $1,0 \times 10^{-6}$, com número de iterações variando de 11 a 22.

4.4. Escoamento superficial

A vazão escoada superficialmente foi simulada para todas as combinações empregadas no item 4.1 e para um incremento do comprimento de rampa $\Delta x = 0,10$ m. Na simulação do escoamento superficial, utilizaram-se valores do coeficiente de Manning variando entre 0,010 e 0,200, obtidos em BEASLEY e HUGGINS (1981), com incrementos de 0,001.

Para o cálculo do tempo correspondente à ocorrência das abstrações iniciais, considerou-se uma condição média de umidade inicial do solo correspondente à definida pelo SCS no método do número da curva como AMC II, para o solo com superfície lavrada com sulcos retilíneos, com muito baixa capacidade de infiltração, gerando a maior proporção de escoamento superficial (tipo D), obtendo-se, assim, CN = 94 (TUCCI, 1993a).

A convergência foi obtida apenas para o incremento de tempo de 30 segundos, e o valor do coeficiente de Manning, que resultou em menores valores dos erros relativos médios para todas as combinações empregadas, foi de 0,019 para a condição de solo sem vegetação e preparo inicial, com ausência de restos vegetais. O número médio de iterações variou entre 82 e 96 para todas as combinações empregadas nas simulações, sendo o maior número de iterações obtido para o $\Delta z = 0,01$ m.

No Quadro 18 estão apresentados os valores dos erros relativos médios entre os valores de vazão observados e os simulados, para todas as combinações empregadas nas simulações. Praticamente não se verificaram diferenças nos valores dos ERM para as profundidades do solo de 0,20; 0,30; e 0,40 m, devido à pequena variação dos valores de umidade obtidos nas simulações para os nós posicionados próximos à superfície do solo, fazendo com que o fluxo de água na superfície pouco se alterasse com a profundidade do solo.

Quadro 18 - Erros relativos médios (%) entre os valores de vazão observados e os simulados, usando o MTSES e os modelos de van Genuchten e Brooks e Corey

Modelo	Δz (m)	Intensidade de Precipitação (mm h^{-1})		
		66,6	82,4	100,4
Van Genuchten	0,01	9,8	13,6	21,2
	0,02	11,3	15,8	23,3
	0,05	12,2	17,3	25,8
Brooks e Corey	0,01	10,8	14,2	22,4
	0,02	12,1	16,0	23,8
	0,05	12,9	19,4	27,0

Quando foi empregado o modelo de Brooks e Corey, os valores dos ERM foram superiores aos obtidos pelo emprego do modelo de van Genuchten. Esta diferença se deve ao fato de que o modelo de Brooks e Corey superestimou os valores de umidade ao longo do perfil do solo, o que acarretou subestimativa dos valores das vazões.

Na Figura 23 estão apresentadas as vazões observadas e as hidrógrafas simuladas para as diferentes intensidades de precipitação e $\Delta z = 0,01$ m, o que permite visualizar as diferenças obtidas. As hidrógrafas simuladas subestimaram os valores das vazões, devido ao fato de que, no desenvolvimento do modelo, considerou-se que a lâmina d'água escoava sobre toda a largura da faixa; na verdade, o escoamento se deu em caminhos preferenciais na superfície do solo, aumentando assim a velocidade de escoamento.

As hidrógrafas simuladas para as demais combinações estão apresentadas no Apêndice D, nas quais pode-se verificar o mesmo comportamento anteriormente comentado.

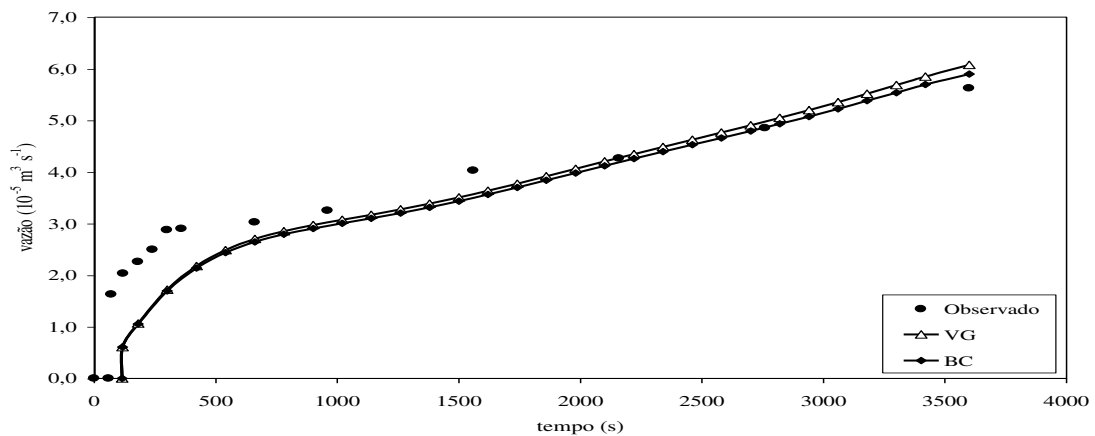
No Quadro 19 estão apresentados os balanços de volume de água observado e simulado, para diferentes Δz e intensidades de precipitação, bem como os tempos correspondentes à ocorrência das abstrações iniciais (t_{IA}), para a profundidade do perfil do solo de 0,40 m. Os volumes de água infiltrado no solo e escoado superficialmente foram obtidos por integração numérica dos perfis de umidade e das hidrógrafas.

Para todas as intensidades de precipitação e todos os diferentes Δz , os valores de t_{IA} obtidos na simulação foram menores do que os observados em nível de campo. Devido aos altos valores das intensidades de precipitação em relação à

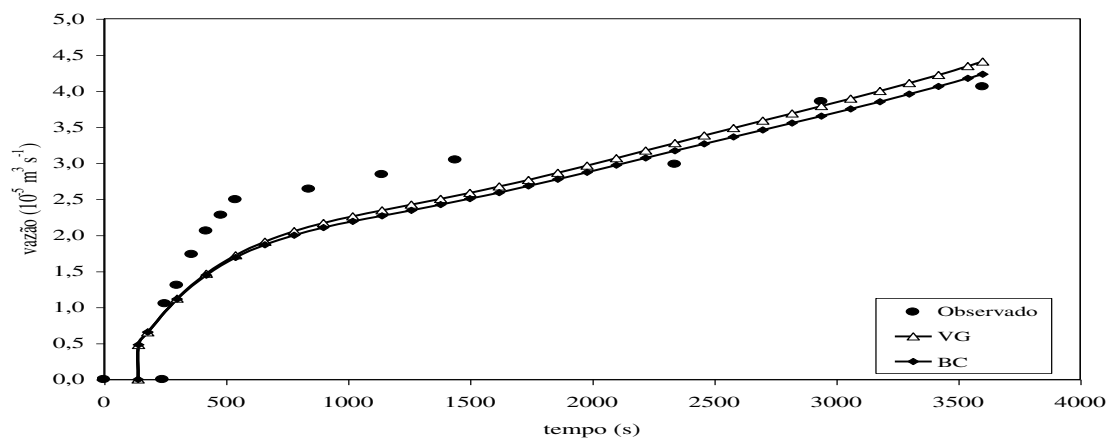
condutividade hidráulica do solo saturado da camada superficial, ocorreu a mudança na condição de contorno na simulação, o que fez com que o escoamento superficial se iniciasse antes do tempo observado experimentalmente.

Os volumes de água escoado e infiltrado obtidos com as simulações aproximaram-se dos valores observados, confirmando os baixos valores dos erros relativos médios discutidos anteriormente (Quadro 19). Os baixos valores dos coeficientes de variação dos valores de umidade, obtidos experimentalmente, e a metodologia empregada na determinação da vazão escoada contribuíram para essa aproximação no balanço de volume. Os volumes de água escoados, computados pelo MTSES, quando se utilizou o modelo de Brooks e Corey,

(a)



(b)



(c)

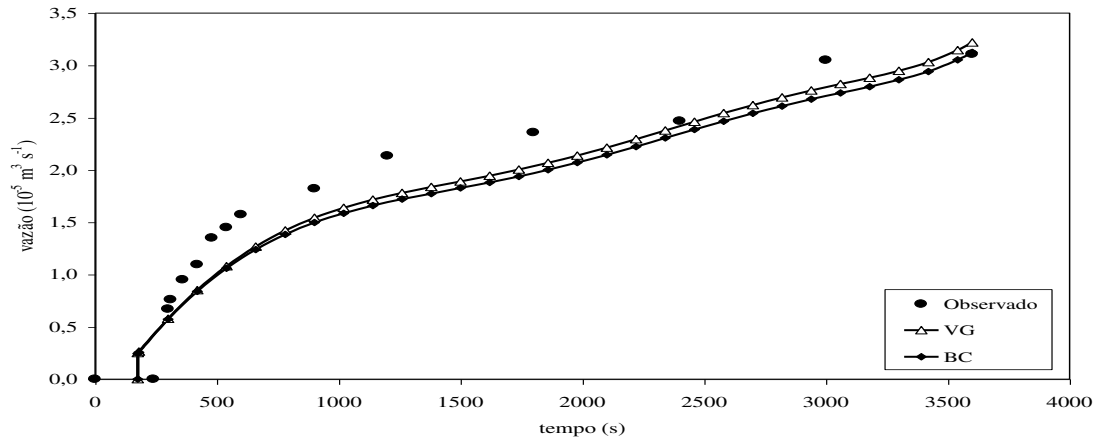


Figura 23 – Vazões observadas e hidrógrafas simuladas, para $\Delta z = 0,01 \text{ m}$ e intensidades de precipitação de (a) $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (c) $66,6 \text{ mm h}^{-1}$.

Quadro 19 - Balanço volumétrico observado e simulado para todas combinações empregadas nas simulações, e tempo correspondente à ocorrência das abstrações iniciais, para a espessura do solo de 0,40 m

Ip mm h ⁻¹	Δz m	t _{IA}		Volume aplicado m ³	Volume escoado			Volume infiltrado		
		OBS ----- s -----	SIM -----		OBS	VG ----- m ³ -----	BC	OBS	VG ----- m ³ -----	BC
100,4	0,01					0,1335	0,1332		0,0690	0,0937
	0,02	60	116,3	0,2016	0,1439	0,1334	0,1218	0,0593	0,0627	0,0949
	0,05					0,1264	0,1151		0,0701	0,0701
82,4	0,01					0,0992	0,0974		0,0648	0,0907
	0,02	240	141,7	0,1656	0,1003	0,0978	0,0962	0,0566	0,0626	0,0948
	0,05					0,0926	0,0917		0,0701	0,0701
66,6	0,01					0,0707	0,0692		0,0549	0,0656
	0,02	250	175,3	0,1368	0,0775	0,0697	0,0665	0,0548	0,0567	0,0671
	0,05					0,0685	0,0635		0,0700	0,0700

Ip = intensidade de precipitação.

OBS = observado.

SIM = simulado.

foram menores dos que os obtidos quando se empregou o modelo de van Genuchten. Esse comportamento pode ser explicado pelo fato de o modelo de Brooks e Corey ter superestimado o volume de água infiltrado no solo.

De modo geral, os volumes de água infiltrado e escoado obtidos pela utilização do MTSES foram super e subestimados, com desvios em relação aos volumes experimentais variando de 3,5 a 67,5 % e -2,5 a -20,0 %, respectivamente. O balanço de volume de água obtido pela utilização do MTSES foi subestimado quando se empregou o modelo de van Genuchten e superestimado quando se empregou o modelo de Brooks e Corey, para as intensidades de precipitação de 100,4 e 82,4 mm h⁻¹ e Δz de 0,01 e 0,02 m, com desvios variando de -0,45 a 15,34%. Para as mesmas intensidades de precipitação e Δz de 0,05 m, o balanço volumétrico foi subestimado para ambos os modelos, com desvios relativos variando de -8,13 a -1,75%.

Para a intensidade de precipitação de 66,6 mm h⁻¹, o balanço de volume foi subestimado pelo MTSES quando se empregou o modelo de Brooks e Corey para todos os Δz , com desvios relativos variando de -2,41 a -1,46%. O mesmo se verificou quando se empregou o modelo de van Genuchten, com exceção para $\Delta z = 0,05$ m, com desvios relativos variando de -7,60 a 1,24 %.

4.5. Transporte de sedimentos pelo escoamento superficial

Os sedimentos transportados pelo escoamento superficial foram calculados para todas as combinações empregadas no item 4.3, para o incremento na distância percorrida pelo escoamento superficial de 0,10 m. O diâmetro médio de partículas considerado nas simulações foi o equivalente à fração argila de 0,002 mm, uma vez que os sedimentos coletados no teste de campo foram constituídos de argila dispersa em água. A convergência foi obtida apenas para o incremento de tempo de 30 segundos.

No Quadro 20 estão apresentados os valores dos ERM para todas as combinações empregadas nas simulações. Analisando conjuntamente os Quadros

18 e 20, pode-se observar que os valores dos ERM obtidos na simulação do transporte de sedimentos foram maiores do que os obtidos na simulação do escoamento superficial, devido ao emprego de equações empíricas (equações 110, 111, 112, 117 e 118) para obter parâmetros envolvidos no processo de transporte de sedimentos. Embora os valores de ERM sejam altos, a variação da taxa de sedimentos transportada pelo escoamento superficial, obtida por simulação, apresentou comportamento semelhante ao observado no campo, com aumento dos sedimentos transportados com a elevação da vazão escoada superficialmente, o que pode ser verificado quando se analisam as Figuras 23 e 24 conjuntamente. Esse comportamento deve-se ao aumento da capacidade de transporte com o incremento da vazão, propiciando a extração do solo e reduzindo a velocidade de deposição de sedimentos.

Quadro 20 - Erros relativos médios (%) entre os valores da taxa de sedimentos observados e os simulados, usando o MTSES e os modelos de van Genuchten e Brooks e Corey

Modelo	Δz (m)	Intensidade de Precipitação (mm h^{-1})		
		66,6	82,4	100,4
Van Genuchten	0,01	29,3	26,7	54,2
	0,02	30,7	32,0	57,2
	0,05	34,2	34,4	57,9
Brooks e Corey	0,01	26,7	23,7	46,0
	0,02	27,3	24,2	47,1
	0,05	27,3	26,3	47,6

Pode-se observar na Figura 24 que, para os 600, 840 e 900 segundos iniciais, houve maior incremento na taxa de extração de sedimentos para as intensidades de precipitação de 100,4; 82,4; e 66,6 mm h^{-1} , respectivamente. Esse comportamento deve-se ao fato de que, no início do escoamento superficial, houve arraste das partículas de solo soltas sobre a superfície do solo e liberadas pelo impacto das gotas da chuva. Após esses períodos iniciais, observou-se redução no incremento na taxa de transporte de sedimentos, provavelmente

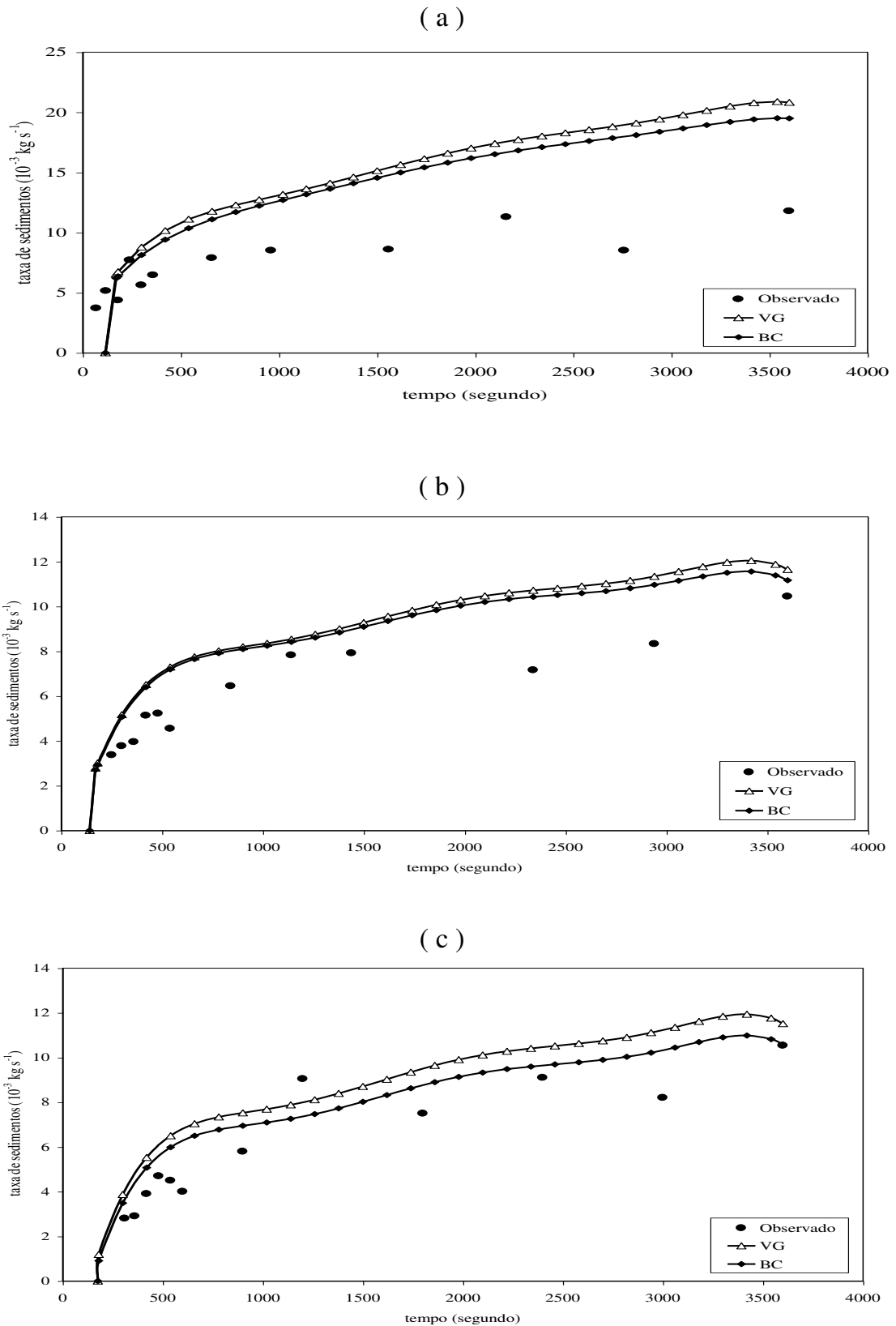


Figura 24 - Sedimentos transportados pelo escoamento superficial, observados e simulados, para $\Delta z = 0,01$ m e intensidades de precipitação de (a) $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (c) $66,6 \text{ mm h}^{-1}$.

acarretada pelo selamento superficial provocado pelo impacto das gotas das chuvas, que promoveu o aumento das forças coesivas.

Para a intensidade de precipitação de $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, foram constatados os maiores ERM, o que pode ser visualizado na Figura 24 (a). Pode-se observar, na referida figura, que a taxa de sedimentos transportados pelo escoamento superficial, obtida experimentalmente, se mantém quase que inalterada após 660 segundos do início da aplicação de água, o mesmo não acontecendo com os valores simulados. Verificando o comportamento da capacidade de transporte com a vazão aplicada por unidade de largura e a intensidade de precipitação empregadas nas simulações (Figura 25), constatou-se que, mesmo para a intensidade de precipitação de $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, as vazões foram inferiores a $76,7 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ($0,046 \text{ m}^2 \text{ min}^{-1}$), valor-limite na decisão do cálculo da capacidade de transporte (equações 121 e 122). Uma possível causa da superestimativa do transporte de sedimentos para a intensidade de precipitação de $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, simulada pelo modelo, deve-se ao fato de que este não contempla, no seu equacionamento, o selamento superficial.

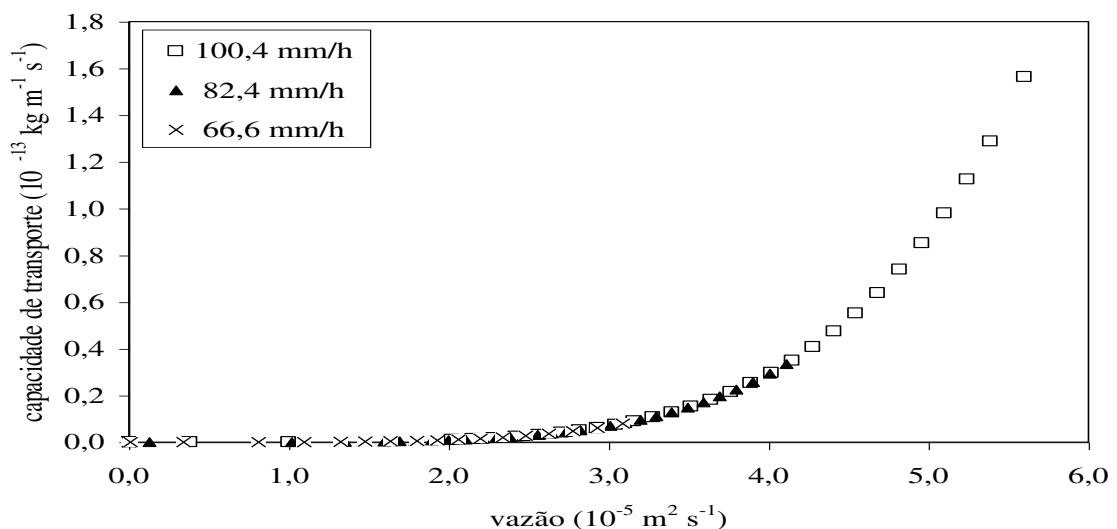


Figura 25 - Capacidade de transporte de sedimentos, em função da vazão por unidade de largura, para as diferentes intensidades de precipitação.

No Apêndice E estão apresentadas as curvas simuladas que expressam o transporte de sedimentos com o tempo para as demais combinações, nas quais podem ser verificados comportamentos similares aos comentados.

No Quadro 21 estão apresentados os totais de sedimentos transportados pelo escoamento superficial. O total de sedimentos obtidos nas simulações apresentou os menores desvios em relação ao observado quando se empregou o modelo de Brooks e Corey, por subestimar os valores de vazão, reduzindo, assim, a capacidade de transporte. Os desvios relativos dos valores totais de sedimentos transportados pelo escoamento superficial obtidos nas simulações, em relação aos observados, variaram de 15,6 a 50,9 e 21,0 a 62,0 %, quando se utilizaram no MTSES os modelos de Brooks e Corey e van Genuchten, respectivamente.

Quadro 21 - Total de sedimentos transportados pelo escoamento superficial, observados e simulados, usando o MTSES e os modelos de van Genuchten e Brooks e Corey

Intensidade de precipitação Mm h ⁻¹	Δz m	Total de sedimentos (kg)		
		OBS	VG	BC
100,4	0,01		0,9367	0,8915
	0,02	0,5916	0,9543	0,8928
	0,05		0,9587	0,8917
82,4	0,01		0,5519	0,5395
	0,02	0,4445	0,5755	0,5398
	0,05		0,5813	0,5493
66,6	0,01		0,5258	0,5024
	0,02	0,4345	0,5392	0,5044
	0,05		0,5450	0,5044

4.6. Transporte de solutos no perfil do solo

Na simulação da distribuição da concentração de NO_3^- no perfil do solo, foram utilizados $\Delta t = 30$ segundos, $\Delta z = 0,01$; $0,02$; e $0,05$ m e as espessuras do perfil do solo de $0,20$; $0,30$; e $0,40$ m. Nos Quadros 22 a 24 estão apresentados os

erros relativos médios entre os valores das concentrações de NO_3^- , observadas no perfil do solo e simuladas, quando se utilizaram os modelos de van Genuchten e Brooks e Corey no MTSES. Os menores valores do ERM foram obtidos quando se empregou o modelo de Brooks e Corey para $\Delta z = 0,01\text{m}$ e espessura do perfil de 0,40 m, por se aproximar mais da condição de contorno assumida para o limite inferior da região de estudo. Os valores dos ERM foram relativamente elevados, devido à alta variabilidade (Quadro 10) proveniente da amostragem e da determinação da concentração do NO_3^- . Na solução da equação do transporte de solutos no perfil do solo, há dependência direta da distribuição de umidade obtida pela solução da equação de Richards. Portanto, como se verificaram erros no balanço de umidade na solução da equação de Richards, esse erro se propagou na solução da equação do transporte de solutos. Outra possível fonte de erro se deve ao fato de que os parâmetros da equação de transporte de solutos foram obtidos em condição de solo saturado, e nas simulações trabalhou-se em condição de não-saturação.

Na Figura 26 estão apresentados os valores de concentração de NO_3^- obtidos antes (inicial) e após (final) a aplicação das irrigações, bem como os perfis de concentração de NO_3^- simulados para a espessura do perfil do solo de 0,40 m, empregando no MTSES os modelos de van Genuchten (VG) e Brooks e Corey (BC). Pode-se observar nos referidos perfis um comportamento semelhante no que se refere à distribuição do NO_3^- simulado no perfil do solo, em relação aos valores de concentração de NO_3^- observados. Os perfis obtidos quando se utilizou o modelo de Brooks e Corey no MTSES aproximaram-se mais dos observados, devido ao fato de que este modelo proporcionou maiores avanços da frente de umedecimento. De modo geral, os perfis obtidos quando se utilizaram os modelos de Brooks e Corey e de van Genuchten no MTSES subestimaram a distribuição de NO_3^- para a intensidade de precipitação de $100,4 \text{ mm h}^{-1}$. Para as demais intensidades de precipitação, os perfis simulados da concentração de NO_3^- superestimaram quando se empregou o modelo de Brooks e Corey e subestimaram quando se empregou o modelo de van Genuchten.

Quadro 22 - Erros relativos médios (%) entre as concentrações do NO_3^- observadas e simuladas, usando o MTSES e os modelos de van Genuchten e Brooks e Corey e espessura do perfil do solo de 0,20 m

Modelo	Δz (m)	Intensidade de Precipitação (mm h^{-1})		
		66,6	82,4	100,4
Van Genuchten	0,01	37,1	44,6	49,3
	0,02	37,2	45,4	52,5
	0,05	40,2	61,1	56,8
Brooks e Corey	0,01	35,5	28,5	33,9
	0,02	48,2	35,6	35,0
	0,05	56,3	48,6	38,7

Quadro 23 - Erros relativos médios (%) entre as concentrações do NO_3^- observadas e simuladas, usando o MTSES e os modelos de van Genuchten e Brooks e Corey e espessura do perfil do solo de 0,30 m

Modelo	Δz (m)	Intensidade de Precipitação (mm h^{-1})		
		66,6	82,4	100,4
Van Genuchten	0,01	29,7	33,3	41,7
	0,02	30,3	34,6	42,7
	0,05	33,0	54,3	46,7
Brooks e Corey	0,01	28,6	22,4	29,7
	0,02	37,8	27,8	30,8
	0,05	44,5	45,3	33,8

Quadro 24 - Erros relativos médios (%) entre as concentrações do NO_3^- observadas e simuladas, usando o MTSES e os modelos de van Genuchten e Brooks e Corey e espessura do perfil do solo de 0,40 m

Modelo	Δz (m)	Intensidade de Precipitação (mm h^{-1})		
		66,6	82,4	100,4
Van Genuchten	0,01	27,1	28,7	37,6
	0,02	27,9	30,2	38,9
	0,05	29,2	52,0	38,1
	0,01	26,2	20,7	28,8

Brooks e Corey	0,02	33,7	25,2	29,9
	0,05	38,1	45,1	28,0

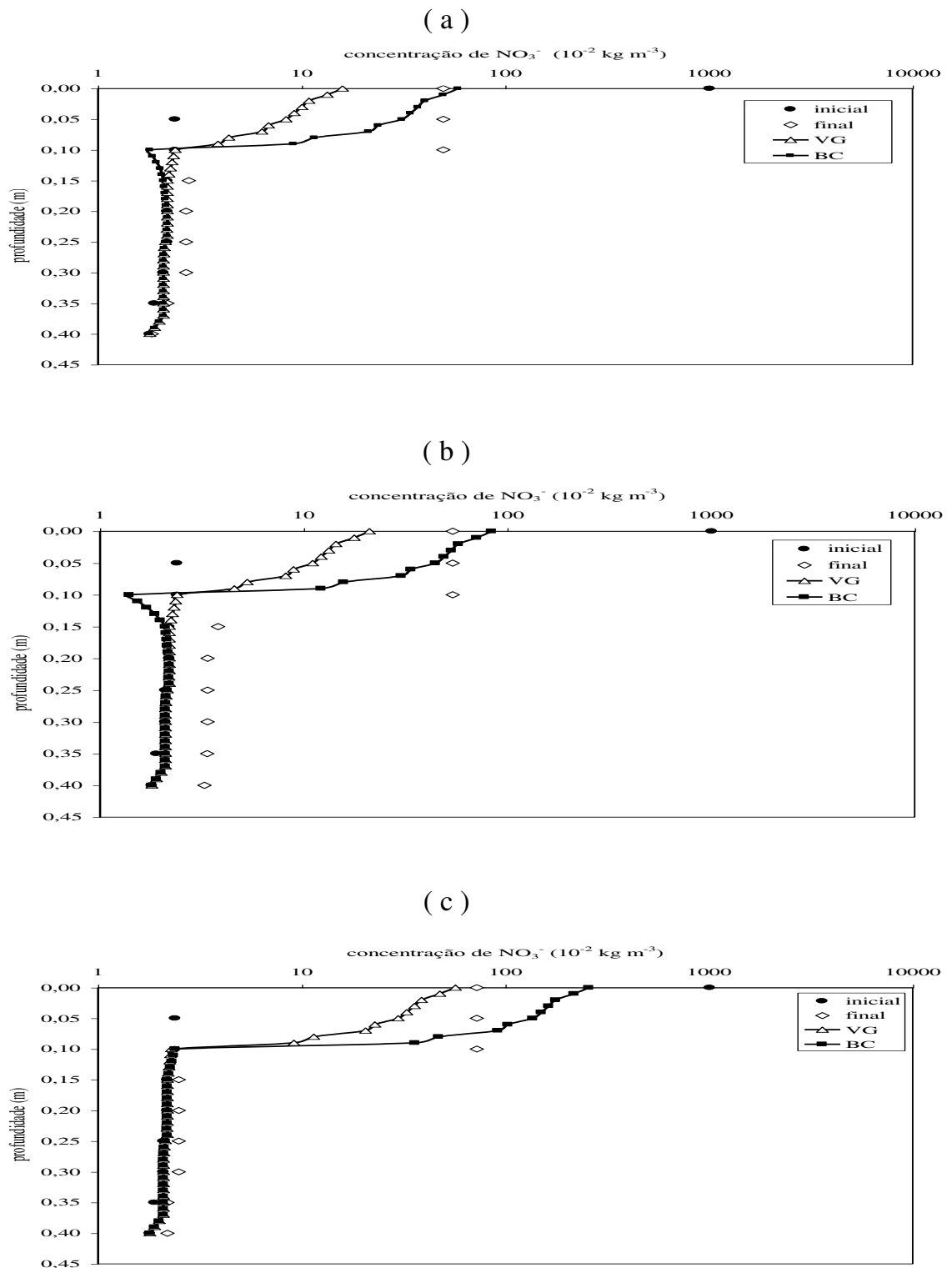


Figura 26 - Concentração de NO_3^- antes e após a irrigação e perfis de concentração de NO_3^- simulados, empregando os modelos de VG e BC, espessura do perfil do solo de 0,40 m, $\Delta z = 0,01$ m, e

intensidades de precipitação de (a) $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (c) $66,6 \text{ mm h}^{-1}$.

Embora a frente de umedecimento tenha atingido a profundidade de 0,05 m, a frente de contaminação simulada atingiu a profundidade média de 0,10 m. O avanço da frente de contaminação além da frente de umedecimento pode ser explicado pelo fato de os valores do fator de retardamento obtidos estarem próximos de 1,0, implicando uma repulsão do NO_3^- além da frente de umedecimento, e pelo transporte difusivo que se dá pelo gradiente de concentração entre as duas frentes, devido à grande mobilidade do íon NO_3^- no solo. Os valores das concentrações de NO_3^- na superfície do solo decresceram com o aumento das intensidades de precipitação, em razão do maior transporte desse íon pelo escoamento superficial.

Os perfis de concentração de NO_3^- simulados para as demais combinações estão apresentados no Apêndice F, nos quais se pode verificar o mesmo comportamento anteriormente comentado.

4.7. Transporte de solutos no escoamento superficial

4.7.1. Solutos transportados em solução no escoamento superficial

No Quadro 25 estão apresentados os erros relativos médios entre os valores observados e os simulados das concentrações de NO_3^- transportado em solução no escoamento superficial, para todas as combinações empregadas nas simulações. Os valores dos ERM obtidos quando se utilizou o modelo de Brooks e Corey no MTSES foram superiores aos obtidos pelo emprego do modelo de van Genuchten. Esta diferença deve-se ao fato de que o modelo de Brooks e Corey superestimou o perfil de concentração de NO_3^- no solo (Figura 26) e acarretou uma subestimativa da concentração do NO_3^- transportado em solução pelo escoamento superficial (Figura 27). Os valores dos ERM foram relativamente elevados, devido aos erros provenientes da amostragem e na determinação da concentração do NO_3^- e aos relativos à própria simulação.

Quadro 25 - Erros relativos médios (%) entre as concentrações do NO_3^- no escoamento superficial observadas e as simuladas, usando o MTSES e os modelos de van Genuchten e Brooks e Corey

Modelo	Δz (m)	Intensidade de Precipitação (mm h^{-1})		
		66,6	82,4	100,4
Van Genuchten	0,01	74,9	70,1	66,5
	0,02	75,4	75,1	68,5
	0,05	82,1	82,1	72,2
Brooks e Corey	0,01	76,6	76,6	67,1
	0,02	79,3	79,2	70,5
	0,05	81,4	81,4	77,3

Embora tenham ocorrido altos valores de ERM, as concentrações do NO_3^- transportado em solução no escoamento superficial, obtida nas simulações, apresentaram a mesma tendência de comportamento observada no experimento de campo (Figura 27). O comportamento decrescente das concentrações do NO_3^- com o tempo deve-se à diminuição da concentração de NO_3^- disponível na superfície do solo e ao aumento da lâmina escoada superficialmente, que promoveu maior diluição da solução. No Apêndice G estão representadas as demais curvas de concentração do NO_3^- transportado em solução pelo escoamento superficial, para as diferentes combinações empregadas nas simulações, nas quais se pode verificar o mesmo comportamento anteriormente comentado.

No Quadro 26 é apresentado o balanço de massa observado e simulado para os diferentes Δz e intensidades de precipitação, quando se empregou a espessura do perfil do solo de 0,40 m nas simulações. Os valores da massa de NO_3^- transportado em solução no solo obtidos na simulação, quando se utilizou o modelo de Brooks e Corey no MTSES, foram os que apresentaram menores desvios em relação aos observados, variando de -33,3 a -23,3%; -38,2 a -8,8 %; e -42,5 a 27,5%; para intensidades de precipitação de 100,4; 82,4; e 66,6 mm h^{-1} e $\Delta z = 0,01$; 0,02; e 0,05 m, respectivamente. Os totais de NO_3^-

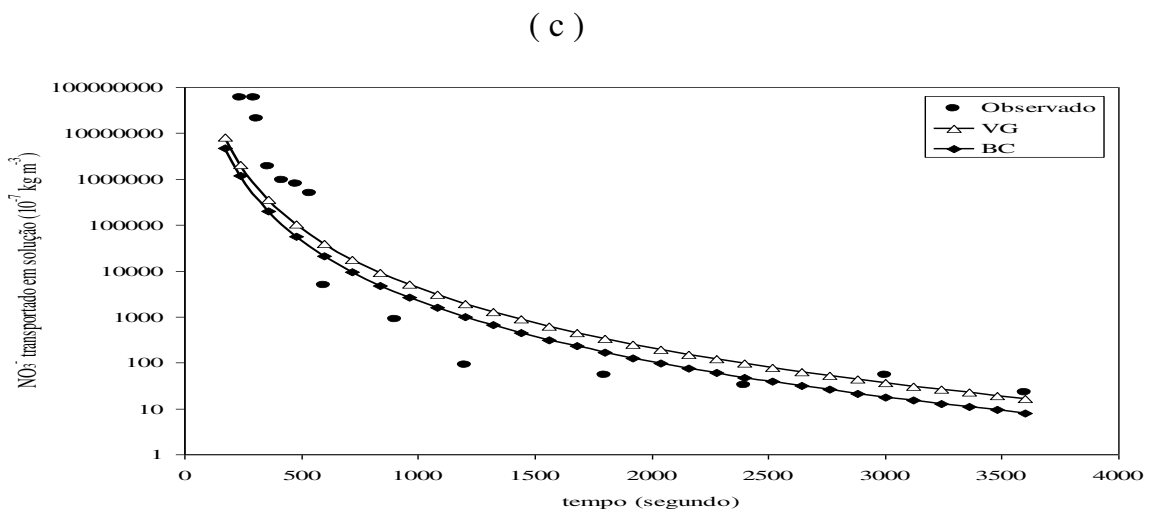
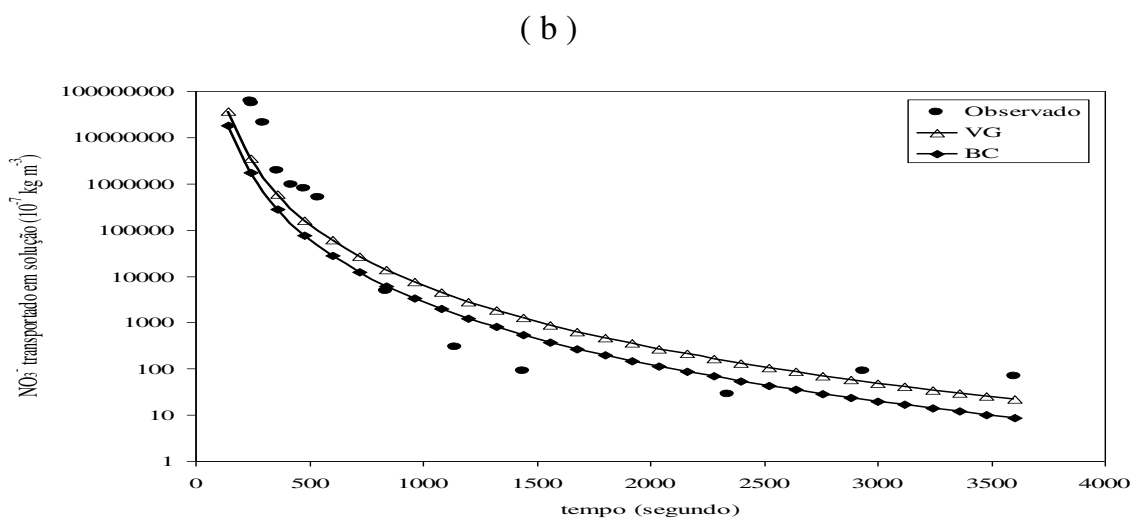
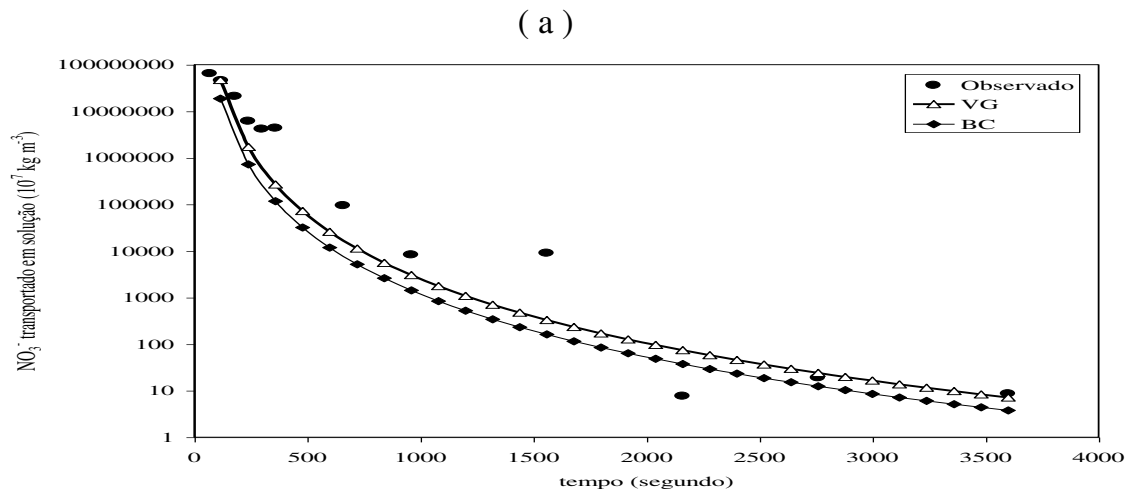


Figura 27 - Concentração de NO₃⁻ transportado em solução pelo escoamento superficial, observada e simulada, para $\Delta z = 0,01$ m e intensidades de precipitação de (a) 100,4 mm h⁻¹, (b) 82,4 mm h⁻¹ e (c) 66,6 mm h⁻¹.

Quadro 26 - Balanço de massa de NO₃⁻ observado e simulado para todas as combinações até 0,40 m de profundidade do solo

Ip mm h ⁻¹	Δz m	NO ₃ ⁻ aplicado kg	NO ₃ ⁻ no perfil do solo			NO ₃ ⁻ no escoamento superficial			NO ₃ ⁻ nos sedimentos		
			OBS	VG	BC	OBS	VG	BC	OBS	VG	BC
			----- kg -----			----- kg -----			-----10 ⁻³ kg -----		
	0,01			0,0014	0,0023		0,0069	0,0064		0,1478	0,1362
100,4	0,02	0,0101	0,0030	0,0013	0,0022	0,0084	0,0065	0,0062	0,0036	0,1761	0,0824
	0,05			0,0012	0,0020		0,0065	0,0062		0,1711	0,0749
	0,01			0,0013	0,0030		0,0063	0,0057		0,1439	0,0720
82,4	0,02	0,0101	0,0034	0,0018	0,0031	0,0075	0,0064	0,0057	0,0036	0,1349	0,0706
	0,05			0,0015	0,0021		0,0064	0,0055		0,1386	0,0717
	0,01			0,0012	0,0026		0,0056	0,0047		0,0777	0,0450
66,6	0,02	0,0101	0,0040	0,0010	0,0023	0,0064	0,0053	0,0043	0,0025	0,0759	0,0300
	0,05			0,0015	0,0051		0,0058	0,0047		0,0817	0,0459

Ip = intensidade de precipitação.

OBS = observado.

SIM = simulado.

transportado em solução no escoamento superficial, obtidos utilizando-se o MTSES e o modelo de van Genuchten, apresentaram os menores desvios em relação aos observados, com desvios relativos de -22,6 a -17,9 %; -16,0 a -14,7 %; e -17,2 a -9,4 %, para intensidades de precipitação de 100,4; 82,4; e 66,6 mm h⁻¹ e $\Delta z = 0,01; 0,02$ e 0,05 m, respectivamente.

Devido à alta solubilidade do KNO₃ e à baixa adsorção do íon NO₃⁻ pelo solo, praticamente toda a solução aplicada foi transportada em solução pelo escoamento superficial. O balanço de massa de NO₃⁻ obtido pela utilização do MTSES foi subestimado quando se empregaram os modelos de Brooks e Corey e van Genuchten com desvios relativos variando de -12,9 a -21,8 %; -11,9 a -23,8 %; e -20,8 a -31,7 %, para intensidades de precipitação de 100,4; 82,4; e 66,6 mm h⁻¹, respectivamente.

4.7.2. Solutos transportados adsorvidos aos sedimentos no escoamento superficial

No Quadro 27 estão apresentados os erros relativos médios entre os valores observados e os simulados das concentrações de NO₃⁻ adsorvido aos sedimentos transportados no escoamento superficial, para todas as combinações empregadas. De modo geral, os valores dos ERM obtidos quando se empregou o modelo de Brooks e Corey foram superiores aos obtidos pelo emprego do modelo de van Genuchten. Essa diferença deve-se ao fato de que o modelo de Brooks e Corey subestimou a concentração de NO₃⁻ transportado em solução no escoamento superficial.

A concentração do NO₃⁻ adsorvido aos sedimentos é diretamente proporcional ao produto da massa de sedimentos, da concentração do NO₃⁻ transportado em solução pelo escoamento superficial e do coeficiente de partição (equação 96). Os elevados valores dos ERM estão associados à premissa assumida de que o coeficiente de partição determinado em colunas de solo pode ser usado na equação 96 para estimar a concentração de NO₃⁻ adsorvido nos

Quadro 27 - Erros relativos médios (%) entre as concentrações do NO_3^- adsorvido aos sedimentos observadas e as simuladas, usando o MTSES e os modelos de van Genuchten e Brooks e Corey

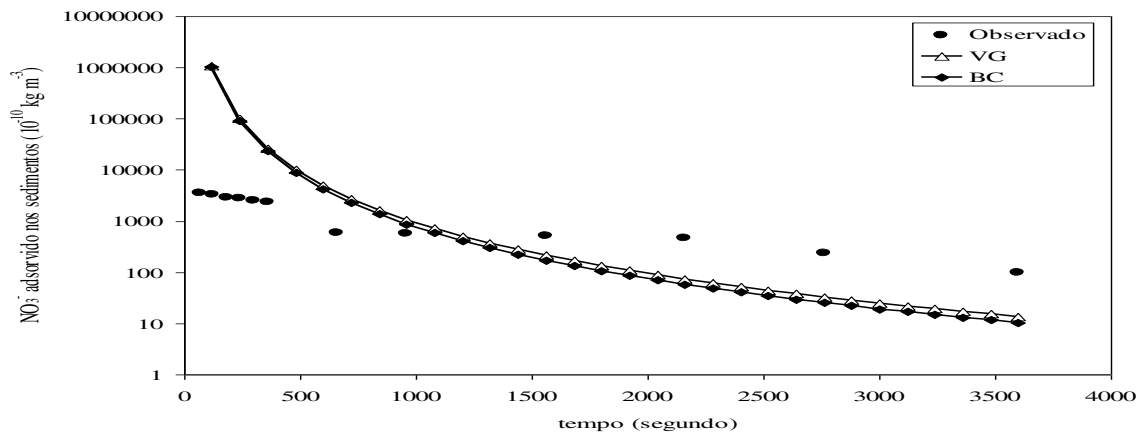
Modelo	Δz (m)	Intensidade de Precipitação (mm h^{-1})		
		66,6	82,4	100,4
Van Genuchten	0,01	75,6	86,8	82,3
	0,02	94,5	90,5	86,8
	0,05	101,4	99,3	95,8
Brooks e Corey	0,01	63,4	78,8	83,5
	0,02	99,3	94,9	82,1
	0,05	104,8	107,9	111,1

sedimentos, em relação à concentração do NO_3^- em solução no escoamento superficial, uma vez que a velocidade do escoamento superficial é maior do que a velocidade da solução no solo, o que acarreta um tempo insuficiente para a ocorrência da iteração descrita pela isoterma de sorção. O empirismo envolvido na modelagem do transporte de sedimentos também contribui para as diferenças entre os valores de concentração do NO_3^- adsorvido nos sedimentos observados e os simulados.

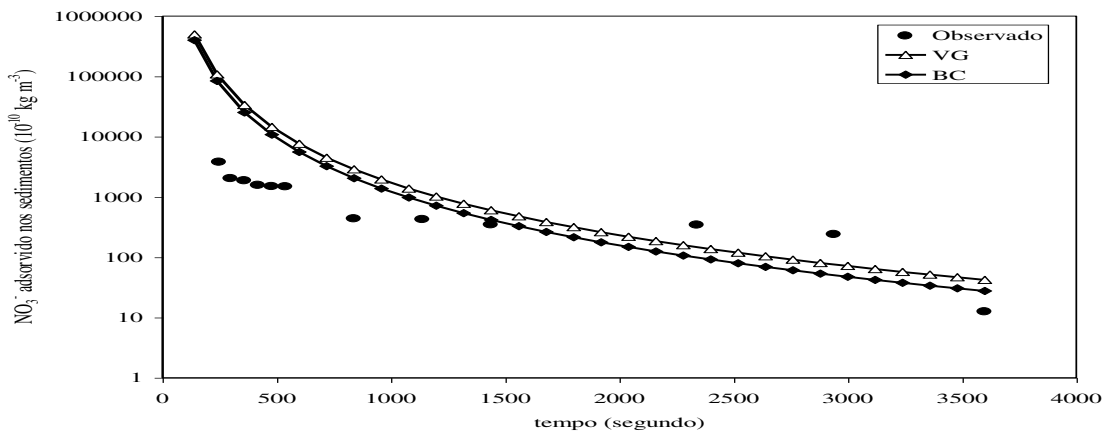
Embora o comportamento da massa de sedimentos e da concentração de NO_3^- transportado em solução pelo escoamento superficial seja antagônico, a curva da massa de NO_3^- adsorvido aos sedimentos, com o tempo, comportou-se de forma semelhante ao observado no transporte do NO_3^- em solução pelo escoamento superficial (Figura 28). Este comportamento é explicado pela grandeza dos valores de concentração do NO_3^- transportado em solução no escoamento superficial, em relação à dos sedimentos. As curvas de concentração de NO_3^- simuladas para as demais combinações estão apresentadas no Apêndice H, no qual se pode verificar o mesmo comportamento anteriormente comentado.

Na obtenção dos parâmetros da equação do transporte, constatou-se que, para o horizonte A_p , o coeficiente de partição foi próximo de zero (Quadro 8), o que caracteriza a baixa adsorção do NO_3^- pelo solo. Devido a essa baixa adsorção do NO_3^- pelo solo, o total de NO_3^- transportado pelo escoamento superficial

(a)



(b)



(c)

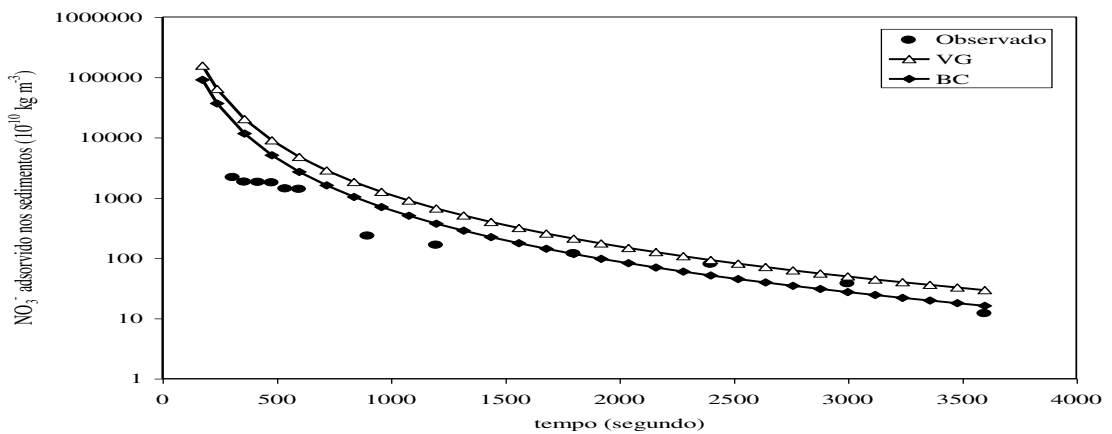


Figura 28 - Concentração de NO_3^- transportado no escoamento superficial adsorvida aos sedimentos, observada e simulada, para $\Delta z = 0,01 \text{ m}$ e intensidades de precipitação de (a) $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (c) $66,6 \text{ mm h}^{-1}$.

retido nos sedimentos foi praticamente desprezível (Quadro 26). De modo geral, o total de NO_3^- transportado pelo escoamento superficial adsorvido aos sedimentos foi superestimado, quando se utilizaram os modelos de van Genuchten e Brooks e Corey no MTSES.

5. RESUMO E CONCLUSÕES

Desenvolveu-se um modelo para simular o transporte de solutos e sedimentos no escoamento superficial proporcionado por irrigações ou chuvas intensas, em áreas não-vegetadas. O modelo simula os processos de transporte de água e de solutos no solo, de escoamento superficial e o de transporte de solutos em solução e adsorvido aos sedimentos carreados no escoamento superficial. Para isso foram empregadas as equações de Richards, de transporte de solutos, de Saint Venant simplificada (modelo da onda cinemática) e de transporte de sedimentos. Para descrever os parâmetros físico-hídricos do solo, utilizaram-se os modelos de Brooks e Corey e de van Genuchten. Um programa computacional denominado MTSES foi desenvolvido em linguagem Delphi 3.0, para resolver numericamente as equações diferenciais, pelo emprego da técnica das diferenças finitas.

Com a finalidade de testar o modelo, um experimento de campo foi realizado em uma área de encosta de solo Podzólico Vermelho-Amarelo. Na área de teste, foram instaladas nove parcelas experimentais de 1 m de largura por 2 m de comprimento, no sentido do declive, delimitadas por chapas de Flanders, com a finalidade de individualizar o escoamento superficial. No final da parcela experimental, instalou-se uma calha, para recolher e conduzir o escoamento superficial e os sedimentos transportados ao local de coleta. A fim de

proporcionar a ocorrência de precipitações artificiais, instalou-se um sistema de irrigação com aspersores setoriais dispostos em arranjo quadrado. Foram simuladas três intensidades de precipitação, por meio do controle da pressão no início da linha de alimentação do sistema de irrigação. Na mesma área, foram retiradas amostras deformadas e indeformadas de solo, para obtenção dos parâmetros físico-hídricos de entrada do modelo.

De posse dessas informações, foram simulados, com a utilização do programa MTSES, os processos anteriormente descritos e foi feita a comparação com os dados obtidos experimentalmente. Nas simulações, utilizaram-se as profundidades do solo de 0,20; 0,30; e 0,40 m, os incrementos de profundidade (Δz) de 0,01; 0,02; e 0,05 m e os tempos (Δt) de 30 e 60 segundos.

Com base nos resultados, pode-se concluir que:

- De modo geral, o modelo desenvolvido mostrou-se adequado para simular os processos estudados.

- Nas simulações dos processos de transporte de água e de solutos no solo, escoamento superficial e transporte de solutos em solução e adsorvido nos sedimentos, os resultados obtidos apresentaram os menores erros relativos médios quando foram utilizados o incremento de tempo de 30 segundos e espessura do perfil do solo de 0,40 m, com incremento de 0,01 m.

- O movimento de água no solo e o escoamento superficial foram os processos que apresentaram menores erros relativos médios entre os valores simulados e os observados, variando de 2,7 a 14,3 e 9,8 a 27,0, respectivamente.

- Geralmente, quando se empregou o modelo de Brooks e Corey para descrever os parâmetros físico-hídricos do solo, os processos de movimento de água no solo e escoamento superficial foram super e subestimados, respectivamente, quando comparados com os resultados obtidos pelo modelo de van Genuchten.

- De maneira geral, os volumes de água infiltrado e escoado, obtidos pela utilização do MTSES, foram super e subestimados, com desvios em relação aos volumes experimentais variando de 3,5 a 67,5 % e -2,5 a -20,0 %, respectivamente.

- O balanço de volume de água obtido pela utilização do MTSES foi subestimado quando se empregou o modelo de van Genuchten e superestimado quando se empregou o modelo de Brooks e Corey, para as intensidades de precipitação de 100,4 e 82,4 mm h⁻¹ e Δz de 0,01 e 0,02 m, com desvios relativos variando de -0,45 a 15,34%; para as mesmas intensidades de precipitação e Δz de 0,05 m, o balanço volumétrico foi subestimado para ambos os modelos, com desvios relativos variando de -8,13 a -1,75%.

- Para a intensidade de precipitação de 66,6 mm h⁻¹, o balanço de volume de água foi subestimado pelo MTSES quando se empregaram os modelos de Brooks e Corey e van Genuchten para todos os Δz , com desvios relativos variando de -7,60 a -1,46%.

- Embora tenham apresentado comportamento semelhante ao das observações de campo, os processos de transporte de solutos no solo e no escoamento superficial em solução e adsorvido, bem como o transporte de sedimentos, apresentaram altos valores do erro relativo médio, variando de 20,7 a 61,1; 66,5 a 82,1; 63,4 a 111,1; e 24,2 a 57,9, respectivamente.

- Os totais de sedimentos transportados pelo escoamento superficial, obtidos nas simulações, foram superiores aos observados experimentalmente, com desvios relativos variando de 15,6 a 62,0 %.

- A distribuição da concentração de NO₃⁻ no perfil do solo foi mais bem estimada quando se empregou o modelo de Brooks e Corey no MTSES, com desvios relativos entre - 42,5 e -8,8 %.

- Os totais de NO₃⁻ transportado em solução pelo escoamento superficial, obtidos utilizando o MTSES e o modelo de van Genuchten, apresentaram os menores desvios em relação aos observados, com desvios relativos entre - 22,6 e -9,4 %.

- Devido à baixa adsorção do NO₃⁻ pelo solo, o total de NO₃⁻ transportado pelo escoamento superficial adsorvido aos sedimentos foi praticamente desprezível e, de modo geral, superestimado quando se utilizaram os modelos de van Genuchten e Brooks e Corey, no MTSES.

- O balanço de massa de NO_3^- obtido pela utilização do MTSES foi subestimado quando se empregaram os modelos de Brooks e Corey e van Genuchten com desvios relativos variando de $-12,9$ a $-21,8$ %; $-11,9$ a $-23,8$ %; e de $-20,8$ a $-31,7$ %, para as intensidades de precipitação de $100,4$; $82,4$; e $66,6$ mm h^{-1} , respectivamente.

6. RECOMENDAÇÕES

Para se recomendar a utilização do modelo desenvolvido, deve-se testá-lo considerando situações diferentes das que foram empregadas neste trabalho, e em outros produtos químicos, e buscar a melhoria na obtenção das informações necessárias para a sua alimentação. Como sugestões, recomenda-se a inclusão no modelo:

- de condições de contorno diferentes das que foram empregadas no desenvolvimento do modelo proposto;
- da consideração da variabilidade espacial do solo, para melhor predição do balanço de água e de soluto em cada célula;
- de formas de se predizer o selamento superficial do solo;
- da consideração das condições de cobertura do solo;
- de equações com embasamentos físicos para predizer o transporte de sedimentos;
- da consideração do coeficiente de partição do soluto no escoamento superficial; e
- da consideração da extração de água e soluto pela planta.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHUJA, L. R., LEHMAN, O. R. The extent and nature of rainfall-soil interaction in the release of soluble chemicals to runoff. **Journal Environmental Quality**, Madison, v.12, n.1, p.34-40, 1983.
- ALEXANDER, L., SKAGGS, R. W. Predicting unsaturated hydraulic conductivity from the soil water characteristic. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.23, n.2, p.176-184, 1986.
- ALEXANDER, L., SKAGGS, R. W. Predicting unsaturated hydraulic conductivity from the soil texture. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, New York, v.113, n.2, p.184-197, 1987.
- ALONSO, C. V., NEIBLING, W. H., FOSTER, G. R. Estimating sediment transport capacity in watershed modeling. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.24, n.5, p.1211-1220, 1981.
- ALVES SOBRINHO, T. **Desenvolvimento de um infiltrômetro de aspersão de aspersão portátil**. Viçosa: UFV, 1997. 85p. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, 1997.
- BEAR, J. **Hydraulics of groundwater**. New York: McGraw-Hill, 1979. 569p.
- BEASLEY, D. B., HUGGINS L. F. **ANSWERS: User's manual**. Chicago: United States Environmental Protection Agency, 1981.51p.

- BEVEN, K. J., HENDERSON, D. E., REEVES, A. D. Dispersion parameters for undisturbed partially saturated soil. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.143, n.1/2. p.19-43,1993.
- BORAH, D. K., BORDOLOI, P. K. Nonuniform sediment transport model. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.32, n.5, p.1631-1636, 1989.
- BORDAS, M. P., SEMMELMANN, F. R. Elementos de engenharia de sedimentos. In: TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: Ciência e aplicação**. Porto Alegre: UFGS; São Paulo: USP/ABRH, 1993.p.915-943.
- BRADFORD, J. M., FERRIS, J. E., REMLEY, P.A. Interril soil processes: I. Effect of surface seling on infiltration, runoff and soil splash detachment. **Soil Science Society of America**, Anaheim, v.51, n.6,p.1566-1571, 1987.
- BRESLER, E. S. Simultaneous transport of solutes and water under transient unsaturated folw conditions. **Water Resources Research**, Washington, DC, v.9, n.4, p.975-986, 1973.
- BROOKS, R. H., COREY, A. T. **Hydraulic properties of porous media**. Fort Collins: Colorado State University, 1964. 27p.
- BRUSSEAU, M. L., JESSUP, R. E., RAO, P. S. C. Nonequilibrium sorption of organic chemicals: Elucidation of rate-limiting processes. **Environmental Science & Technology**, Washington, DC, v.25, n.1, p.134-142, 1991.
- BUTTERS, G. L., JURY, W. A. Field scale transport of bromide in an unsaturated soil: 2. Dispersion modeling. **Water Resources Research**, Washington, v.25, n.7, p.1582-1588, 1989.
- CARROLL, N. J., MERVA, G. E., SEGERLIND, L. J. Water movement in an unsaturated soil beneath a velocity permeameter. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.38, n.2, p.463-469, 1995.
- CAVALIERI, A., ESPINDOLA, C. R., LOMBARDI NETO, F. Correlações entre erodibilidade e propriedade físicas e químicas do solo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 25, 1996, Bauru. **Anais...Bauru**, SP: UNESP/SBEA, 1996, p.210.
- CHAVES, H. M. L. Análise global de sensibilidade dos parâmetros da equação universal de perda de solo modificada (MUSLE). **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Campinas, v.15, n.3, p.345-350, 1991.

- CHE, M., LOUX, M. A., TRAINA, S. J., LOGAN, T. J. Effect of pH on sorption and desorption of imazaquin and imazethapyr on clays and humic acid. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v.21, n.4, p.698-703, 1992.
- CLEARY, R. W. Qualidade da água subterrânea. In: BRANCO, S. M. et al., **Hidrologia ambiental**, São Paulo: Universidade de São Paulo, 1991. p.211-296.
- CLEMENTE, R. S., PRASHER, S. O., BARRINGTON, S. F. PESTFADE, a new pesticide fate and transport model: model development and verification. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.36,n.2,p.357-367, 1993.
- COCHRANE, T. A., FLANAGAN, D. C. Detachment in a simulated rill. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.40, n.1, p.111-119, 1996.
- CORRÊA, M. M. **Mobilidade e retenção do inseticida-nematicida sulfona de aldicarbe em colunas de solo de regiões produtoras de batata de Minas Gerais**. Lavras: UFLA, 1996. 76p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Lavras, 1996.
- COX, C. L., JONES, W. F., QUISENBERRY, V. L., YO, F. One-dimensional infiltration with moving finite elements and improved soil water diffusivity. **Water Resources Research**, Washington, DC, v.30, n.5, p.1431-1438, 1994.
- CUNHA, C. **Métodos numéricos para engenheiros e ciências aplicadas**. Campinas: UNICAMP, 1993. 265p.
- DANE, J. H. Comparison of field and laboratory determined hydraulic conductivity values. **Soil Science Society America Journal**, Madison, n. 44, p.228-231, 1980.
- Di GIAMMARCO, P., TODINI, E., LAMBERTI, P. A conservative finite elements approach to overland flow: the control volume finite element formulation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.175, n.1/4. p.267-291,1996.
- EDWARDS, D. R., DANIEL, T. C., MOORE JR., P. A., SHARPLEY, A. N. Solids transport and erodibility of poultry litter surface-applied to fescue. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.37, n.3, p.771-776, 1994.
- EDWARDS, D. R., HAAN, C. T., SHARPLEY, A. N. MURDOCH, J. F., DANIEL, T. C., MORRE JR., P. A. Application of simplified phosphorus transport models to pasture fields in northwest Arkansas. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.39, n.2, p.489-496, 1996.

- EL-KADI, A. I. **Estimating the parameters of soil hydraulic properties: SOIL** microcomputer interactive version. Indianapolis: International Ground Water Modeling Center, 1987. paginação irregular.
- EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: SNLCS/EMBRAPA, 1979.s.p.
- ENFIELD, C. G., YATES, S. R. Organic chemical transport to groundwater. In: CHENG, H. H. **Pesticides in the soil environment: processes, impacts and modeling**. Madison: Soil Science Society of America, 1990.p.271-302.
- FERREIRA, P. A. **Drenagem** – Módulo 11. Brasília, DF: ABEAS, 1987.86p.
- FINKNER, S. C. A process-based soil erosion model for USDA - water erosion prediction project technology. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.32, n.5, p.1587-1593, 1989.
- FOSTER, G. R. **Modeling the erosion process**. In: HAAN, C. T., JOHNSON, H. P. BRAKENSIEK, D. L. Hydrologic modeling of small watersheds. St. Joseph: ASAE, 1982. p.297-380.
- FOSTER, G. R., YOUNG, R. A., NEIBLING, W. H. Sediment composition for nonpoint source pollution analyses. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.23, n.5, p.1139-1142,1984.
- FRANTI, T. G., FOSTER, G. R., MONKE, E. J. Modelling the effects of incorporater residue on rill erosion - Part I: Model development and sensitivity analysis. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.39, n.2, p.535-542, 1996.
- FRENCH, R. H. **Open-channel hydraulics**. New York: McGraw-Hill, 1985. 705 p.
- GERALD, C. F., WHEATLEY, P. O. **Applied numerical analysis**. Massachusetts: Addison-Wesley Publishing Company, 1984. 579p.
- GOVINDARAJU, R. S. Modeling overland flow contamination by chemicals mixed in shallow soil horizons under variable source area hydrology. **Water Resources Research**, Washington, DC, v.32, n.3, p.753-758, 1996.
- GRAF, W. H. **Hydraulics of sediment transport**. New York: McGraw-Hill, 1971. 509p.

- GREEN, R. E., KARICKHOFF S. W. Sorption estimates for modeling. In: CHENG, H. H., BAILEY, G. W., GREEN, R. E., SPENCER, W. F. **Pesticides in the soil environment: processes, impacts, and modeling**, Madison: Soil Science Society of America, 1990. p.79-102.
- GROSH, J. L., JARRETT, A. R. Interrill erosion and runoff steep slopes. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.37,n.4,p.1127-1133,1994.
- HART, D. R. Parameter estimation and stochastic interpretation of transient storage model for solute transport in streams. **Water Resources Research**, Washington, DC, v.31, n.2, p.323-328, 1995.
- HAVARD, P. L., PRASHER, S. O., BONNELL, R. B., MADINI, A. LINKFLOW. A water flow computer model for water table management: Part I. Model development. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.38, n.2, p.481-488, 1995.
- HERMES, L. C., LIGO, M. A. V., SOUZA, M. D., VIEIRA, S. R., ABAKERLY, R. B., CASTRO, O. M. Perda por deflúvio superficial de 2,4D, atrazina, aldicarbe sulfóxido e trifluralina em solo podzólico vermelho amarelo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 25, 1995, Viçosa. **Anais...Viçosa, MG: SBCS/ UFV,1995. v.4,p.2415-2416.**
- HILL, D. Diffusion coefficients of nitrate, chloride, sulphate and water in cracked and un cracked chalk. **Journal of Soil Science**, Madison, v.35, p.27-33, 1984.
- HILLEL, D. **Fundamentals of soil physics**. London: Academic Press, 1980.413p.
- HINZ, C., GASTON, L. A., SELIM, H. M. Effect of sorption isotherm type on predictions of solute mobility in soil. **Water Resources Research**, Washington, DC, v.30, n.11, p.3013-3021, 1994.
- HUGGINS, L. F., BURNEY, J. R. Surface runoff, storage and routing. In: HAAN, C. T., JOHNSON, H. P., BRAKENSIEK, D. L. **Hydrologic modeling of small watersheds**. St. Joseph: ASAE, 1982.p.169-225.
- INGRAM, J. J., WOOLHISER, D. A. Chemical transfer into overland flow. In: SYMPOSIUM ON WATERSHED MANAGEMENT, 1980, Boise, Idaho. **Proceedings...** New York: American Society of Civil Engineers,1980.v.1, p.41-53.

- JACOBSEN, O. H., LEIJ, F. J., van GENUCHTEN, M. T. Lysimeter study of anion transport during steady flow through layered coarse-textured soil profiles. **Soil Science**, Maryland, v.154, n.3, p.196-205, 1992.
- JURY, W. A., GARDNER, W. R., GARDNER, W. H. **Soil physics**. Leuven: John Wiley, 1991.328p.
- KNIGHT, J. H. **Infiltration functions from exact and approxiamte solutions of Richards equations**. In: ADVANCES IN INFILTRATION. St. Joseph: American Society of Agricultural Engineers, 1983. p.24-33.
- KINOUCI, T., KANDA, M., HINO, M. Numerical simulation of infiltration and solute transport in S-shaped model basin by a boundary-fitted grid system. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.122, n.1/4. p.373-406,1991.
- KOSKINEN, W. C., HARPER, S. S. The retention process: mechanisms. In: CHENG, H. H., BAILEY, G. W., GREEN, R. E., SPENCER, W. F. **Pesticides in the soil environment: processes, impacts, and modeling**, Madison: Soil Science Society of America, 1990.p.51-78.
- LAL, R., ELLIOT, W. Erodibility and erosivity. In: LAL, R. **Soil erosion research methods**. Ankeny: Soil and Water Conservation Society, 1994. p.181-208.
- LANE, L. J., NEARING, M. A. **Water erosion prediction project: hillslope profile model documentation**. Indiana, USDA-ARS-Nat. Soil Erosion Research Laboratory, 1989. 51p.
- Le BISSONNAIS, Y., SINGER, M. J. Seal formation, runoff, and interill erosion from seveteen California soils. **Soil Science Society of America**, Cincinnati, v.57, n.3,p.781-784, 1988.
- LEMOS, M. S. S., BAHIA, V. Erosividade da chuva. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, v.176, n.16, p.32-37, 1992.
- LEONARD, R. A. Movement of pesticides into surface waters. In: CHENG, H. H. **Pesticides in the soil environment: processes, impacts and modeling**. Madison: Soil Science Society of America, 1990.p.303-349.
- LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. Piracicaba: PCLQ/USP, 1995. 497p.

- LIEDL, R., SCHMITZ, G. H., SEUS, G. J. Comment on mass conservative numerical solutions of the head-based Richards equation. **Water Resources Research**, Washington, DC, v.32, n.3, p.759-760, 1996.
- LIMA, J. M. **Terras para irrigação**. Brasília: ABEAS, 1988. 58p.
- LIMA, P. M. P., BAHIA, V., CURI, N., SILVA, M. L. N. Princípios de erodibilidade do solo. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, v.176, n.16, p.38-43, 1992.
- MAGALHÃES, P. C. Hidrologia superficial. In: RAMOS, F., OCCHIPINTI, A. G. NOVA, N. A. V., REICHARDT, K., MAGALHÃES, P. C., CLEARY, R. W. **Engenharia hidrológica**. Rio de Janeiro: ABRH, 1989.p.201-289.
- MARGOLIS, E., GAINDO, I. C. de L., MELLO NETTO, A. V. de. Comportamento de sistemas de cultivo da mandioca em relação à produção e às perdas por erosão. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Campinas, v.15, n.3, p.357-362, 1991.
- MARTINEZ, M. A. **Modeling subsurface drainage in clermont silt loam using finite element technique**. West Lafeyete: Purdue University, 1989.173p. Thesis (Doctor of Philosophy) - Purdue University, 1989.
- MARTINS JÚNIOR, D. **Avaliação de um modelo de simulação de lâmina e vazão máxima de escoamento superficial**. Viçosa: UFV, 1997. 86p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 1997.
- MATOS, A.T. de. **Fatores de retardamento e coeficientes de dispersão-difusão do zinco, cádmio, cobre e chumbo em solos do município de Viçosa-MG**. Viçosa: UFV, 1995. 110p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 1995.
- MERMOUND, A., GALLARD, G. Pollutant transport in alluvial soils with a shallow water table. In: WORLD CONGRESS ON AGRICULTURAL ENGINNERING, 1994, Milano. **Proceedings...** Merelbeke: International Commission of Agricultural Engineering, 1994. v.1, p.142-150.
- MOUVET, C., BARBERIS, D., BOURG, A. C. M. Adsorption isotherms of tri-and tetrachloroethulene by various natural solids. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.149, n.1/4, p.163-182,1993.

- MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resource Research**, Washington, DC, v. 12, n.3, p.513-522, 1974.
- MUALEM, Y. A conceptual model of hysteresis. **Water Resource Research**, Washington, DC, v. 10, n.3, p.514-520, 1976.
- NEARING, M. A., LANE, L. J., LOPES, V. L. Modeling erosion. In: LAL, R. **Soil erosion research methods**. Ankeny, Soil and Water Conservation Society, 1994. p.127-156.
- NIELSEN, D. R., BIGGAR, J. W. Miscible displacement: III. theoretical considerations. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v.26, n.2, p.216-221, 1962.
- OGAWA, S., KISHI, Y., YAMADA, A. Studies on the infiltration-discharge of rain water and translation phenomena in soil. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.132, n.. p.1-23, 1992.
- PARKER, D. B., MICHEL, T. G., SMITH, J. L. Compaction and water velocity effects on soil in shallow flow. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, New York, v.121,n.2,p.170-178, 1995.
- PARKER, J. C., van GENUCHTEN M. T. **Determining transport parameters from laboratory and field tracer experiments**. Virginia-EUA: Virginia Agricultural Experiment Station, 1984. 96p. (Bulletin, 84-3).
- PARR, A. D., RICHARDSON, C., LANE, D. D., BAUGHMAN. Pore water uptake by agricultural runoff. **Journal Environmental Engineering**, New York, v.113, n.1, p.49-63, 1987.
- PIFFER, R. **Movimento e degradação de Aldicarbe e Sulfona de Aldicarbe em dois diferentes solos**. Lavras: ESAL, 1989. 99p. Dissertação (Mestrado em Fitossanidade). Escola Superior de Agricultura de Lavras, 1989.
- PORRO, I., WIERENGA, P.J., HILLS, R.G. Solute Transport through large uniform and layered soil columns. **Water Resources Research**, Washington, DC, v.29, n.4, p.1321-1330, 1993.
- PREVEDELLO, C. L. **Física do solo com problemas resolvidos**. Curitiba: Sociedade Autônoma de Estudos Avançados em Física do Solo, 1996. 446p.

- PRUSKI, F. F., SILVA, D. D. Escoamento superficial. **Revista Engenharia na Agricultura**, Viçosa, n.26, 1997.
- PUSINO, A., LIU, W., GESSA, C. Influence of organic matter and its clay complexes on metolachlor adsorption on soil. **Pesticide Science**, Chichester, v.36, n.3, p.283-286, 1992.
- RAO, P. S. C., JESSUP, R. E., ROLSTON, D. E. DAVIDSON, J. M., KILCREASE, D. P. Experimental and mathematical description of non adsorbed solute transfer by diffusion in spherical aggregates. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, n. 44, p.684-688, 1980.
- REICHARDT, K. **Processos de transferência no sistema água-solo-atmosfera**. Campinas: Cargil. 1985.445p.
- REYES, M. R., BEGTSON, R. L., FOUSS, J. L. CARTER, C. E. Comparison of erosion predictions with GLEAMS, GLEAMS-WT and GLEAMS-SWAT models for alluvial soils. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.38, n.3, p.791-796, 1995.
- REICHERT, J. M., CABEDA, M. S. Salpico de partículas e escoamento superficial. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.16, n.3,p.390-396, 1992.
- ROGERS, J. S. Capacitance and initial time step effects on numerical solutions of Richards equation. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.37, n.3, p.807-813, 1994.
- SAGARDOY, J. A. Una visión global de la contaminación del agua por la agricultura. In: PREVENCIÓN DE LA CONTAMINACIÓN DEL AGUA POR LA AGRICULTURA Y ACTIVIDADES AFINES. Santiago: FAO, 1993.p.19-26.
- SHARMA, K. D., MURTHY, J. S. R., DHIR, R. P. Modelling sediment delivery in an arid upland basins. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.39, n.2, p.517-524, 1996.
- SKAGGS, R. W., KHALEEL, R. Infiltration. In: HAAN, C. T., JOHSON, H. P., BRAKENSIEK, D. L. **Hydrologic of small watersheds**. St. Joseph: ASAE, 1982. p.119-166.

- SMITH, M. C., BOTTCHEER, A. B., CAMPBELL, K. L., THOMAS, D. L. Measurement of pesticide transport to shallow groundwater. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.33, n.5, p.1573-1581, 1988.
- SMITH, R. E., WOOLHSIER, D. A. Overland flow on an infiltrating surface. **Water Resources Research**, Washington, DC, v.7, n.4, p.899-913, 1971.
- SNYDER, J. K., WOOLHISER, D. A. Effects of infiltration on chemical transport into overland flow. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.28, n.5, p.1450-1457, 1985.
- SOIL CONSERVATION SERVICE. **National engineering handbook**. s.l., 1972. n.p. (Section 4: Hydrology).
- STANKOVICH, J. M., LOCKINGTON, D. A. Brooks-Corey and van Genuchten soil-water-retention models. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, New York, v.121, n.1, p.1-7, 1995.
- STEENHUIS, T. S., WINCHELL, M., ROSSING, J., ZOLLWEG, J. A., WALTER M. F. SCS runoff equation revisited for variable-source runoff areas. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, New York, v.121, n.3, p.234-238, 1995.
- STEHOUWER, R.C., DICK, W.A., TRAINA, S.J. Sorption and retention of herbicides in vertically oriented earthworm and artificial burrows. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v.23, n.2, p.286-292, 1994.
- TIMM, L. C. **Avaliação de alguns modelos matemáticos para a determinação da condutividade hidráulica de solos não saturados**. Viçosa: UFV, 1994. 74p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, 1994.
- TRAGHETA, D. G., SPOSITO, G., VIEIRA, E. M., MARTIN NETO, L. Mecanismos de adsorção e degradação de herbicidas em solo e água. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 25, 1995, Viçosa. **Anais...** Viçosa, MG: SBCS,UFV,1995. v.4,p.2401-2403.
- TRUMAN, C. C., LEONARD, R. A. Effects of pesticide, soil and rainfall characteristics on potencial pesticide loss by percolation - a GLEAMS simulation. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.34, n.6, p.2461-2468, 1991.

- TSUBOYAMA, Y., SIDLE, R. C., NOGUCHI, S., HOSODA, I. Flow and solute transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment. **Water Resources Research**, Washington, DC, v.30, n.4, p.879-890, 1994.
- TUCCI, C. E. M. Escoamento superficial. In: TUCCI, C. E. M. **Hidrologia ciência e aplicação**. Porto Alegre: ABRH, 1993a.p.391-441.
- TUCCI, C. E. M. Fundamentos do Escoamento não-permanente. In: TUCCI, C. E. M. **Hidrologia ciência e aplicação**. Porto Alegre: ABRH, 1993b. p. 373-389.
- van GENUCHTEN, M. T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society America Journal**, Madison, v. 44, n., p.892-898, 1980.
- van GENUCHTEN, M. T., WIERENGA, P. J. Solute dispersion coefficients and retardation factors. In KLUTE, A. (ed.). **Methods of soil analysis: part 1 - Physical and mineralogical methods**, Madison: Soil Science Society of America, 1986. p.1025-1054.
- VANCLOOSTER, M., VIAENE, P., CHRISTIAENS, K., DUCHEYNE, S. **A mathematical model for simulating water and agrochemicals in the soil and vadose environment**. Leuven: Katholieke Universiteit Leuven, 1996. s.n.p.
- VIAENE, P., VEREECKEN, H., DIELS, J., FEYEN, J. A statistical analysis of six hysteresis models for moisture retention characteristic. **Soil Science**, Maryland, v.157, n.6, p.345-353, 1994.
- WAGENET, R. J., RAO, P. S. C. Modeling pesticide fate in soils. In: CHENG, H. H. **Pesticides in the soil environment: processes, impacts and modeling**. Madison: Soil Science Society of America, 1990.p.351-400.
- WALLACH, R. Runoff contamination by soil chemicals: time scale approach. **Water Resources Research**, Washington, DC, v.27, n.2, p.215-223, 1991.
- WALLACH, R, JURY, W. A., SPENCER, W. F. Transfer of chemicals from soil solution to surface runoff: A diffusion-based soil model. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.52, n.3, p.612-618, 1988a.
- WALLACH, R, JURY, W. A., SPENCER, W. F. Modeling the losses of soil-applied chemicals in runoff: Lateral irrigation versus precipitation. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.52, n.3, p.605-612, 1988b.

- WALLACH, R., JURY, W. A., SPENCER, W. F. The concept of convective mass transfer for prediction of surface-runoff pollution by soil surface applied chemicals. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.32, n.3 ,p.906-912, 1989.
- WALLACH, R., SHABTAI, R. Modeling surface runoff contamination by chemicals under transient water infiltration. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.132, n. 1/4, p.263-281, 1992a.
- WALLACH, R., SHABTAI, R. Surface runoff contamination by soil chemicals: Simulations for equilibrium and first-order kinetics. **Water Resources Research**, Washington, DC, v.28, n.1, p.167-173, 1992b.
- WALLACH, R., SHABTAI, R. Surface runoff contamination by chemicals initially incorporated below the soil surface. **Water Resources Research**, Washington, DC, v.29, n.3, p.697-704, 1993.
- WALLACH, R., van GENUCHTEN, M. T. A physically based model for predicting solute transfer from soil solution to rainfall-induced runoff water. **Water Resources Research**, Washington, DC, v.26, n.9, p.2119-2126, 1990.
- WEAST, R. C. **Handbook of chemistry and physics**. 56ed. Cleveland: CRC Press, 1975. paginação irregular.
- WICKS, J. M., BATHURST, J. C. SHESED. A physically based, distributed erosion and sediment yield component for the the SHE hydrological modelling system. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.175, n.1/4. p.213-238,1996.
- WIETERSEN, R. C., DANIEL, T. C., FERMANICH, K. J., GIRARD, B. D., MCSWEENEY, K., LOWERY, B. Antrazine, alachlor, and metolachlor mobility through two sandy Wisconsin soils. **Journal Environmental Quality**, Madison, v.22, n.4, p.811-818, 1993.
- WISCHMEIER, W. H., SMITH, D. D. **Predicting rainfall erosion losses**. Washington, DC: USDA, 1978, 58p. (Agriculture handbook, 537).
- YOMOTA, A., ISLAM, M. N. Kinematic analysis of flood runoff for a small-scale upland field. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.137, n.1/4. p.311-326,1992.
- YOUNG, R. A. Characteristics of eroded sediment. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.23, n.5, p.1139-1142, 1980.

ZHANG, J., ELLIOTT, R. L. Two-dimensional simulation of soil water movement and peanut water uptake under field conditions. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.39, n.2, p.497-504, 1996.

APÊNDICES

APÊNDICE A

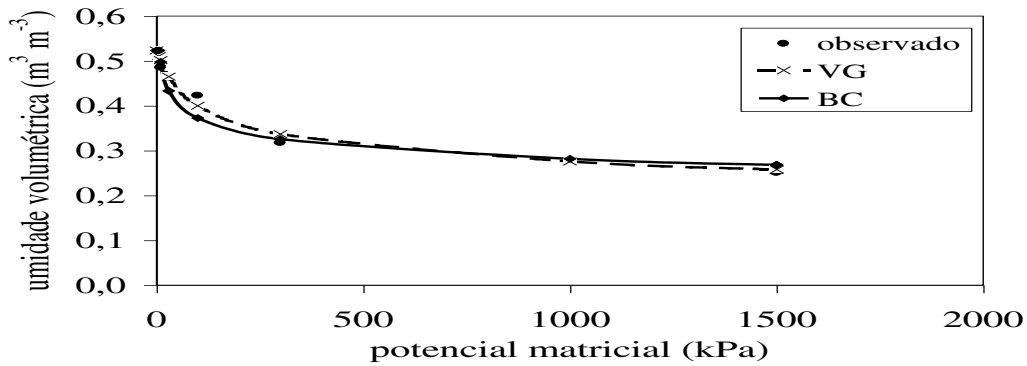


Figura 1A - Curvas de retenção de água no solo para o horizonte Ap.

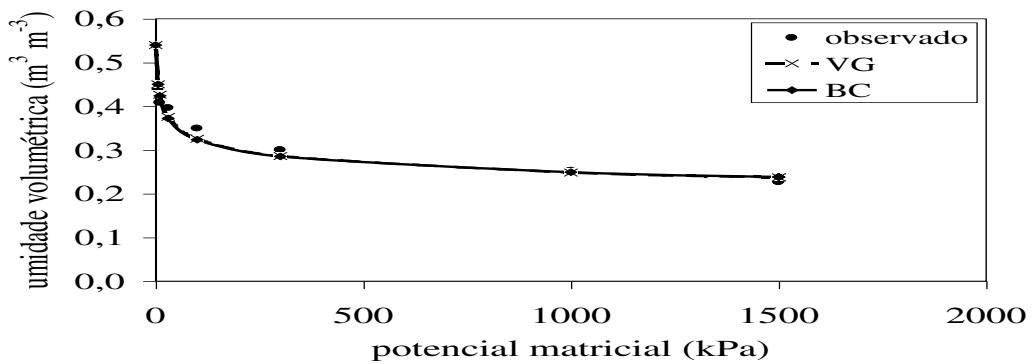


Figura 2A - Curvas de retenção de água no solo para o horizonte AB.

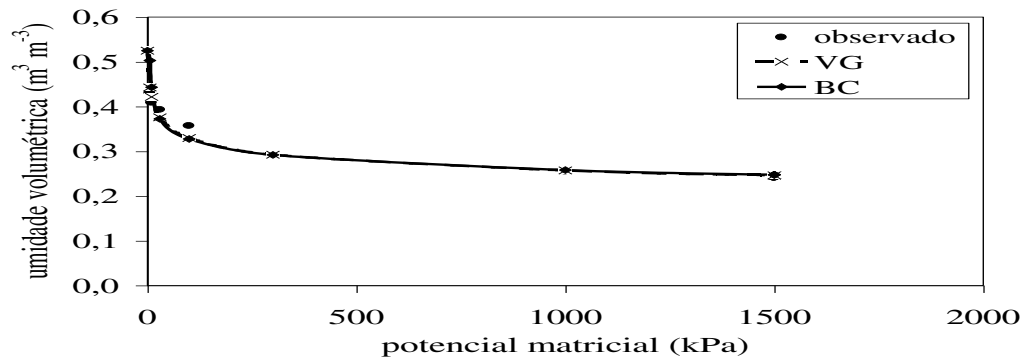


Figura 3A - Curvas de retenção de água no solo para o horizonte Bt1.

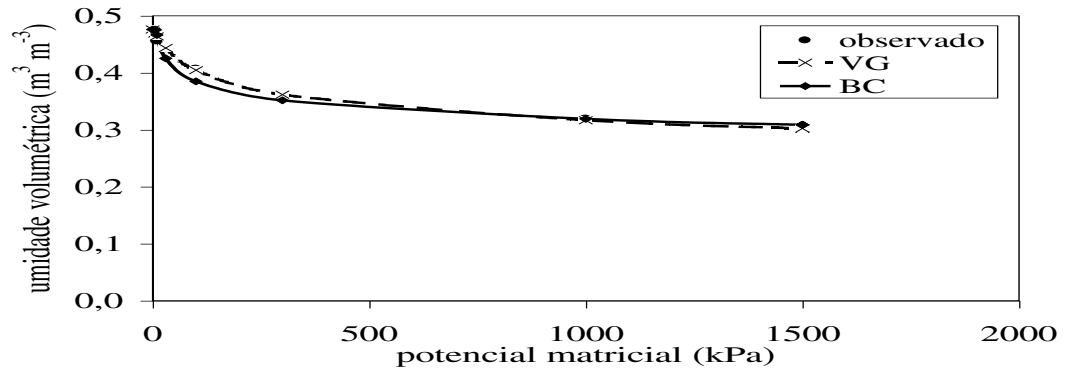


Figura 4A - Curvas de retenção de água no solo para o horizonte Bt₂.

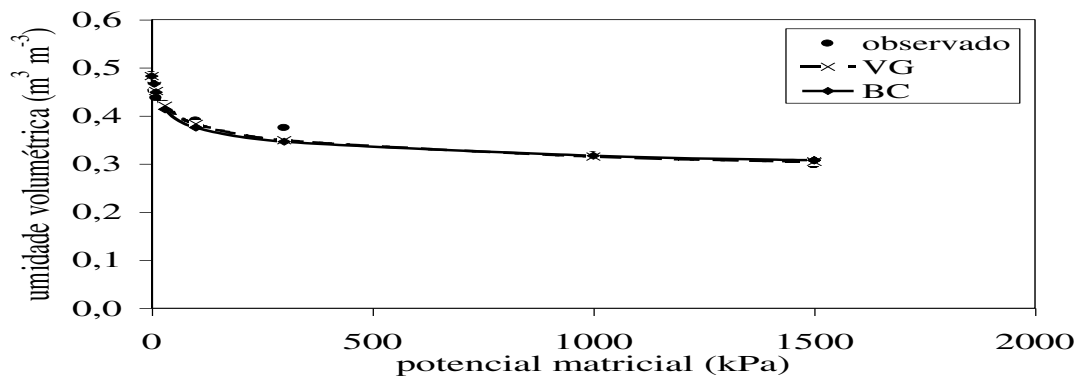


Figura 5A - Curvas de retenção de água no solo para o horizonte BC.

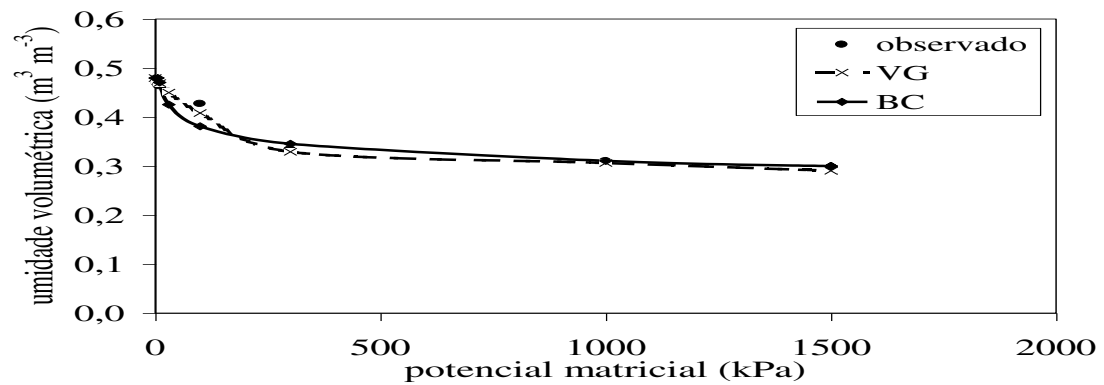


Figura 6A - Curvas de retenção de água no solo para o horizonte C.

APÊNDICE B

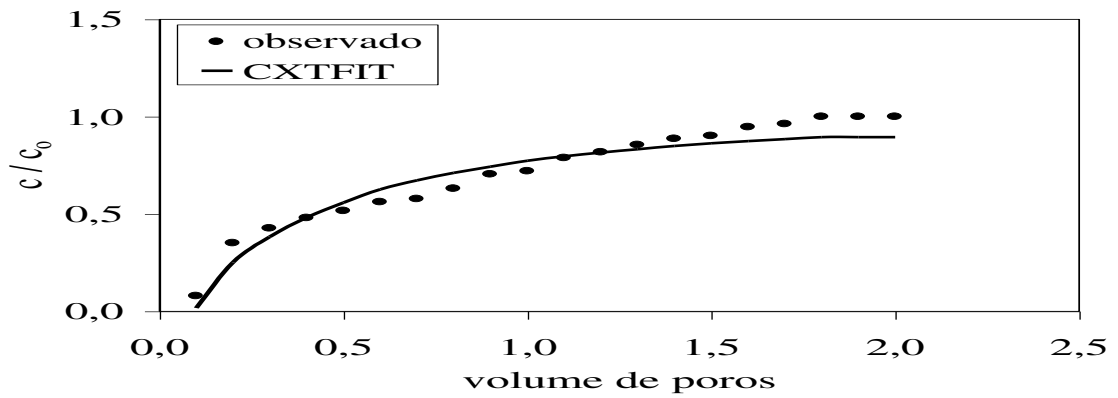


Figura 1B - Curva de eluição do nitrato para o horizonte A_p .

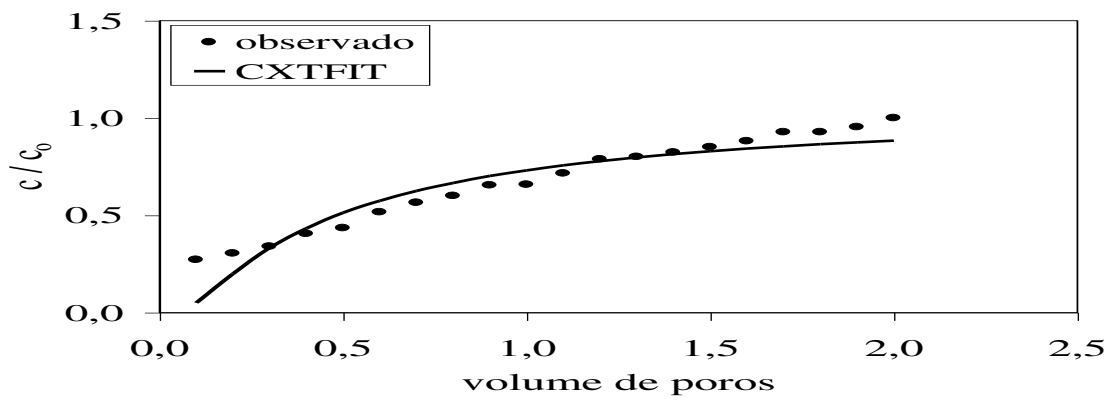


Figura 2B - Curva de eluição do nitrato para o horizonte AB .

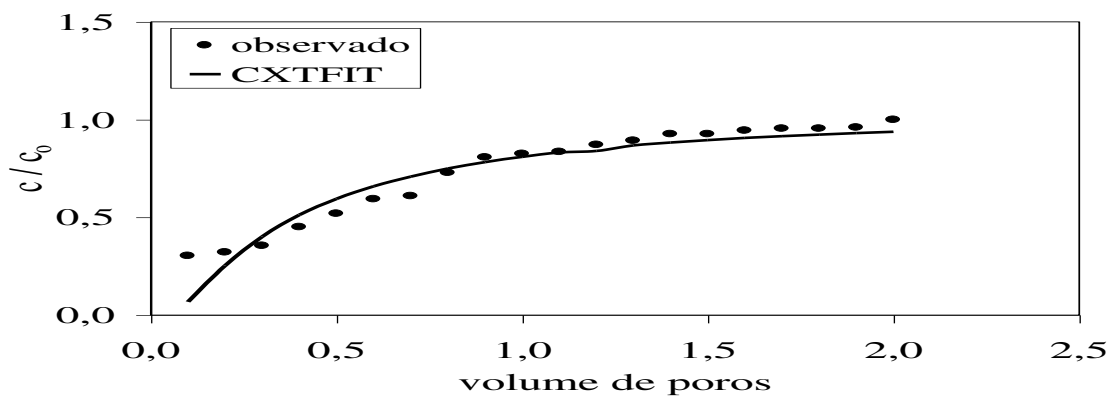


Figura 3B - Curva de eluição do nitrato para o horizonte B_{t1} .

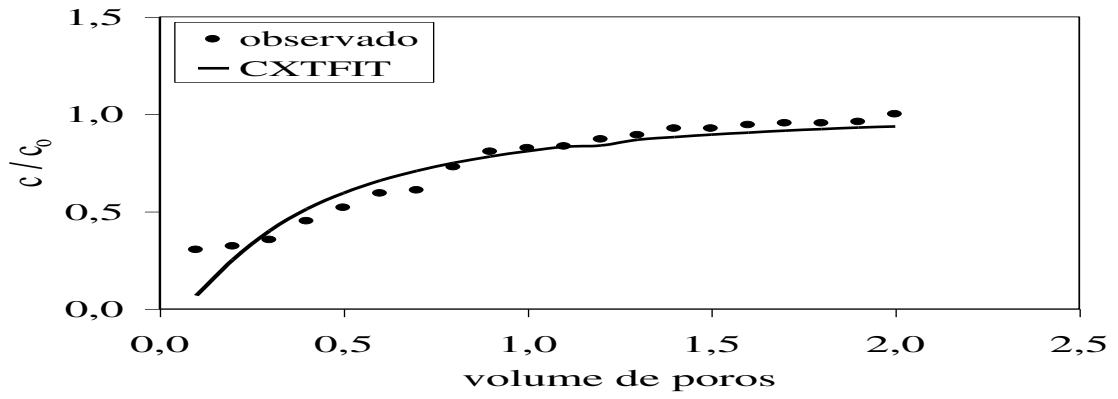


Figura 4B - Curva de eluição do nitrato para o horizonte B₂.

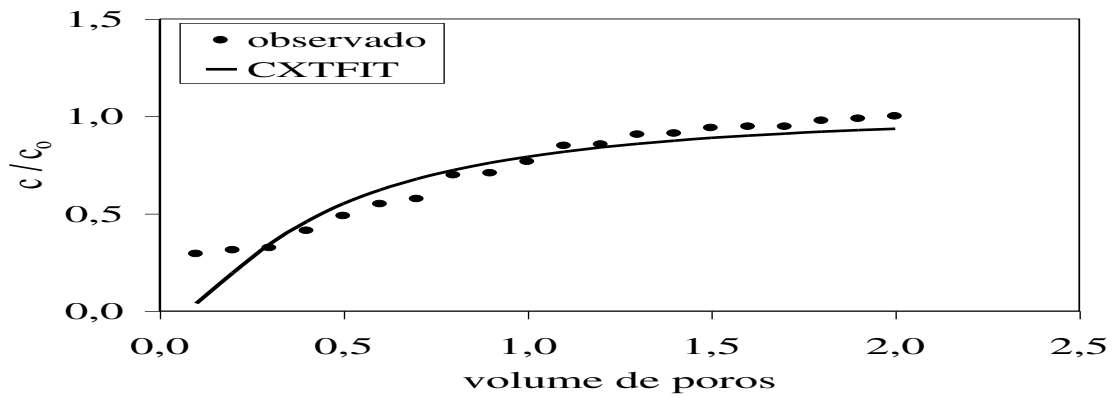


Figura 5B - Curva de eluição do nitrato para o horizonte BC.

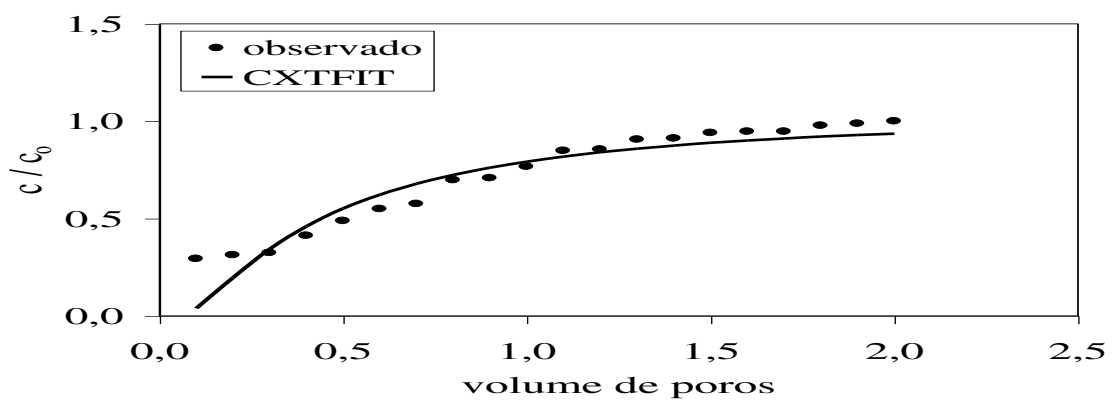


Figura 6B - Curva de eluição do nitrato para o horizonte C.

APÊNDICE C

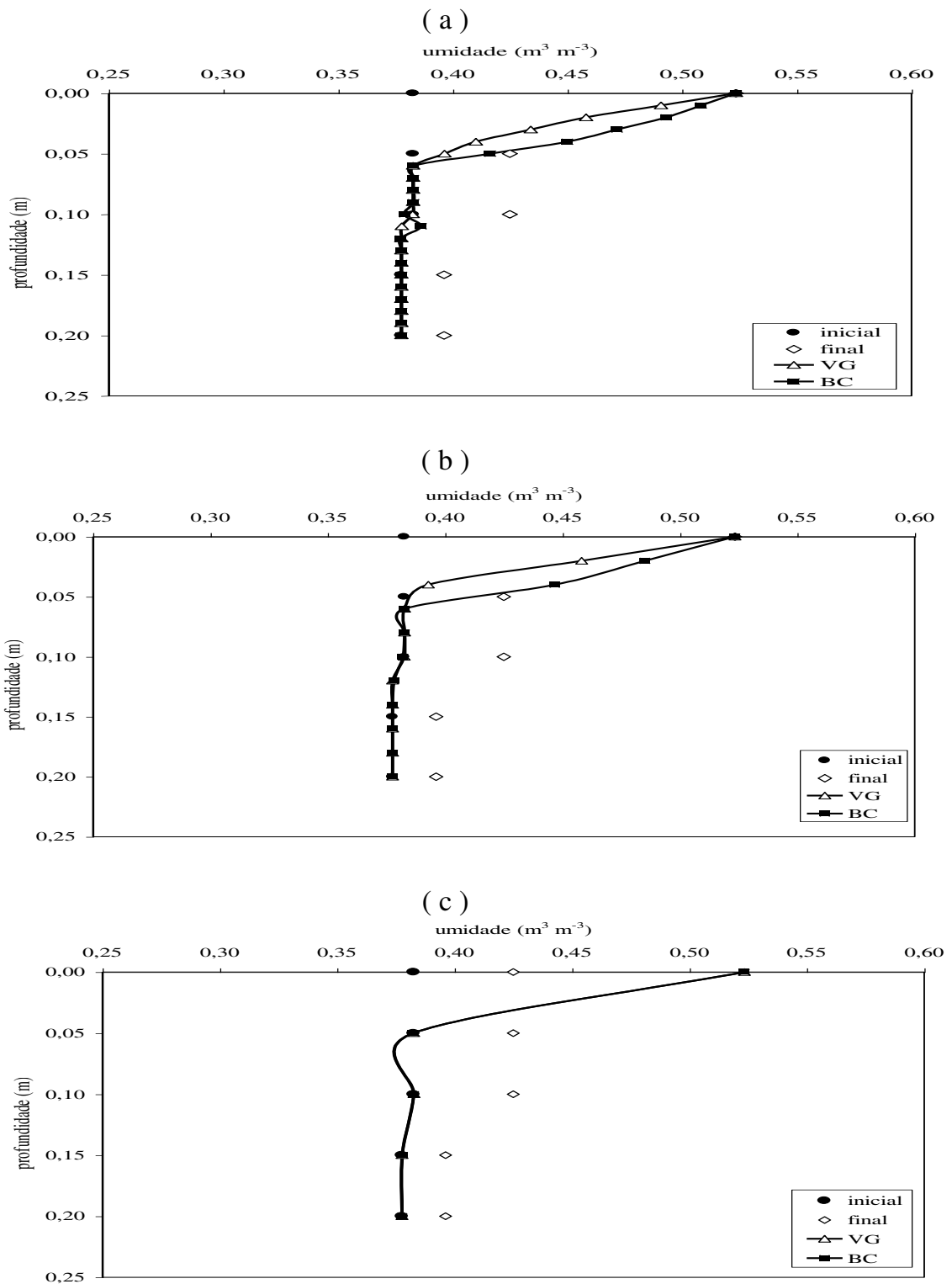


Figura 1C - Umidades antes e após a irrigação e perfis de umidade simulados, empregando os modelos de VG e BC para espessura do perfil do solo de 0,20 m, intensidade de precipitação de 100,4 mm h⁻¹ e (a) $\Delta z = 0,01$ m, (b) $\Delta z = 0,02$ m e (c) $\Delta z = 0,05$ m.

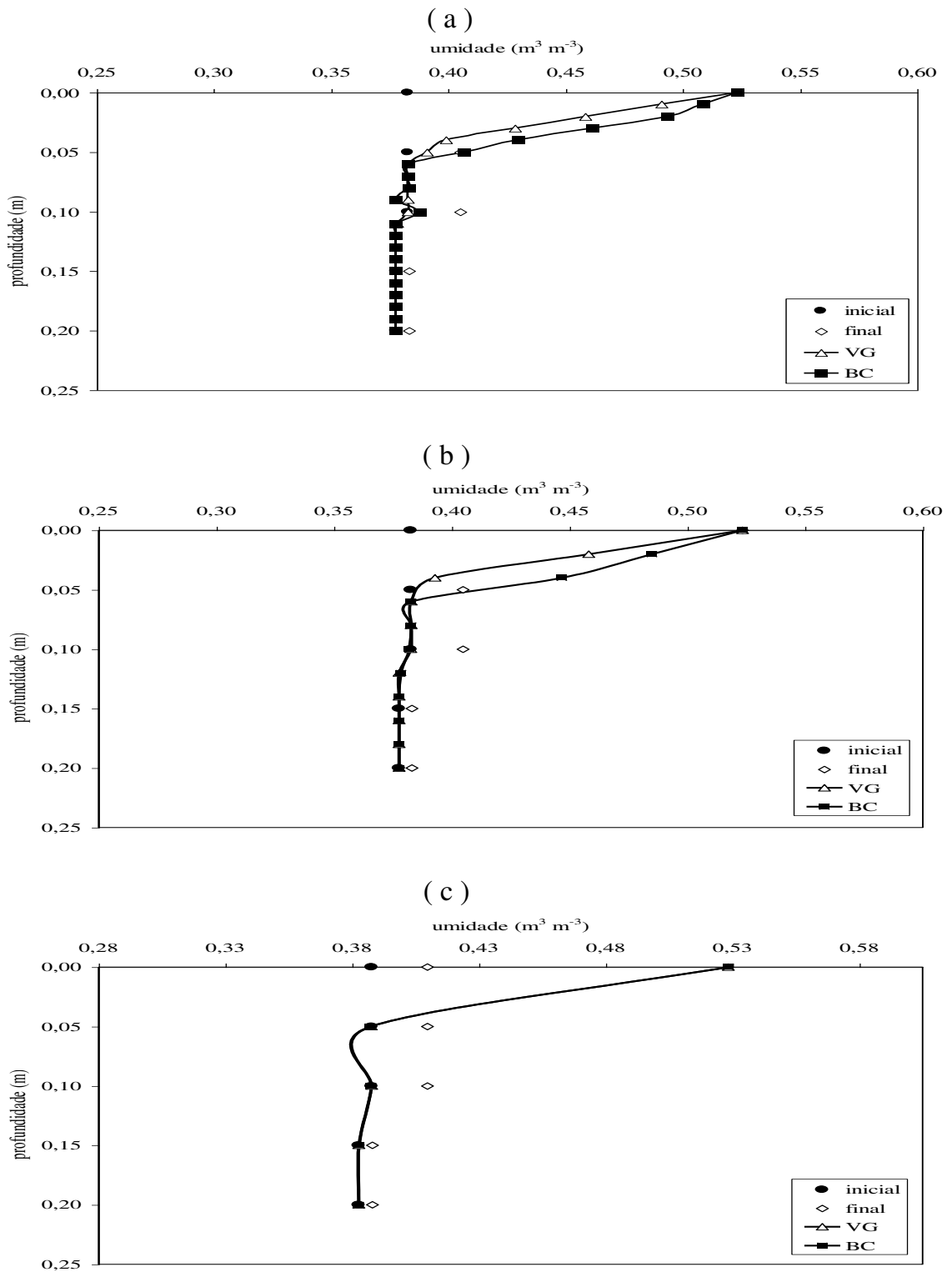


Figura 2C - Umidades antes e após a irrigação e perfis de umidade simulados, empregando os modelos de VG e BC para espessura do perfil do solo de 0,20 m, intensidade de precipitação de $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (a) $\Delta z = 0,01$ m, (b) $\Delta z = 0,02$ m e (c) $\Delta z = 0,05$ m.

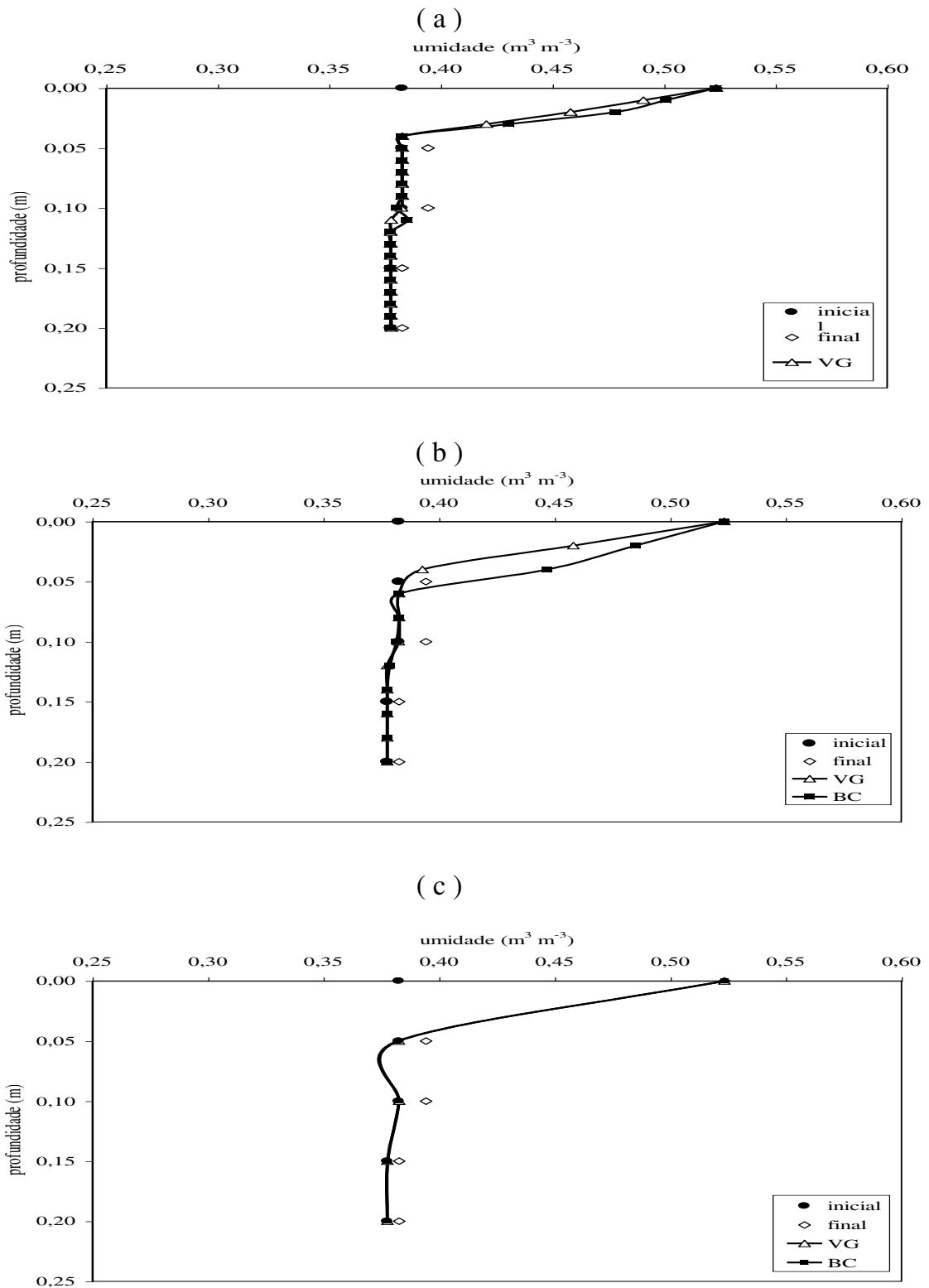


Figura 3C - Umidades antes e após a irrigação e perfis de umidade simulados, empregando os modelos de VG e BC para espessura do perfil do solo de 0,20 m, intensidade de precipitação de $66,6 \text{ mm h}^{-1}$ e (a) $\Delta z = 0,01$ m, (b) $\Delta z = 0,02$ m e (c) $\Delta z = 0,05$ m.

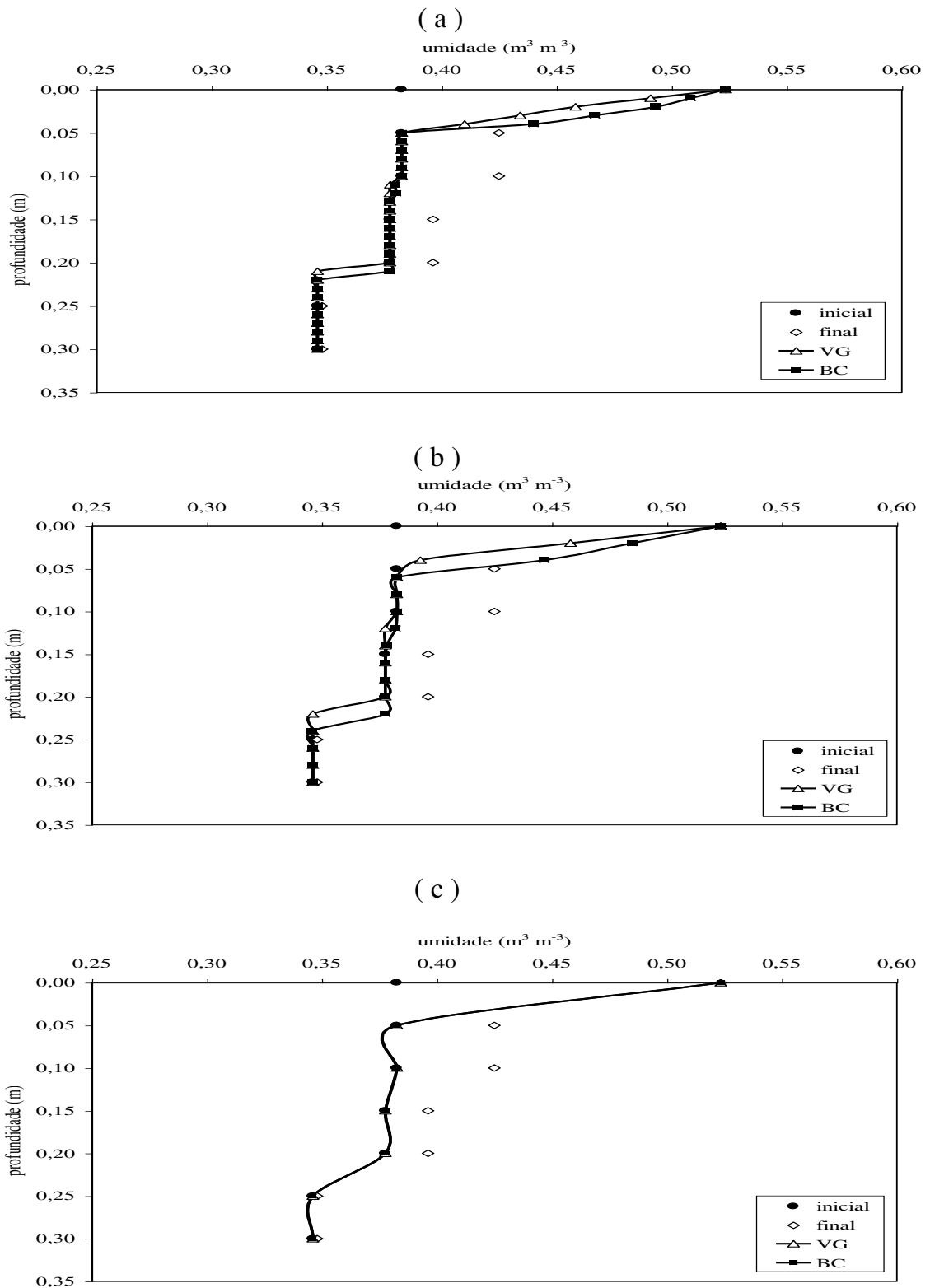


Figura 4C - Umidades antes e após a irrigação e perfis de umidade simulados, empregando os modelos de VG e BC para espessura do perfil do solo de 0,30 m, intensidade de precipitação de $100,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (a) $\Delta z = 0,01$ m, (b) $\Delta z = 0,02$ m e (c) $\Delta z = 0,05$ m.

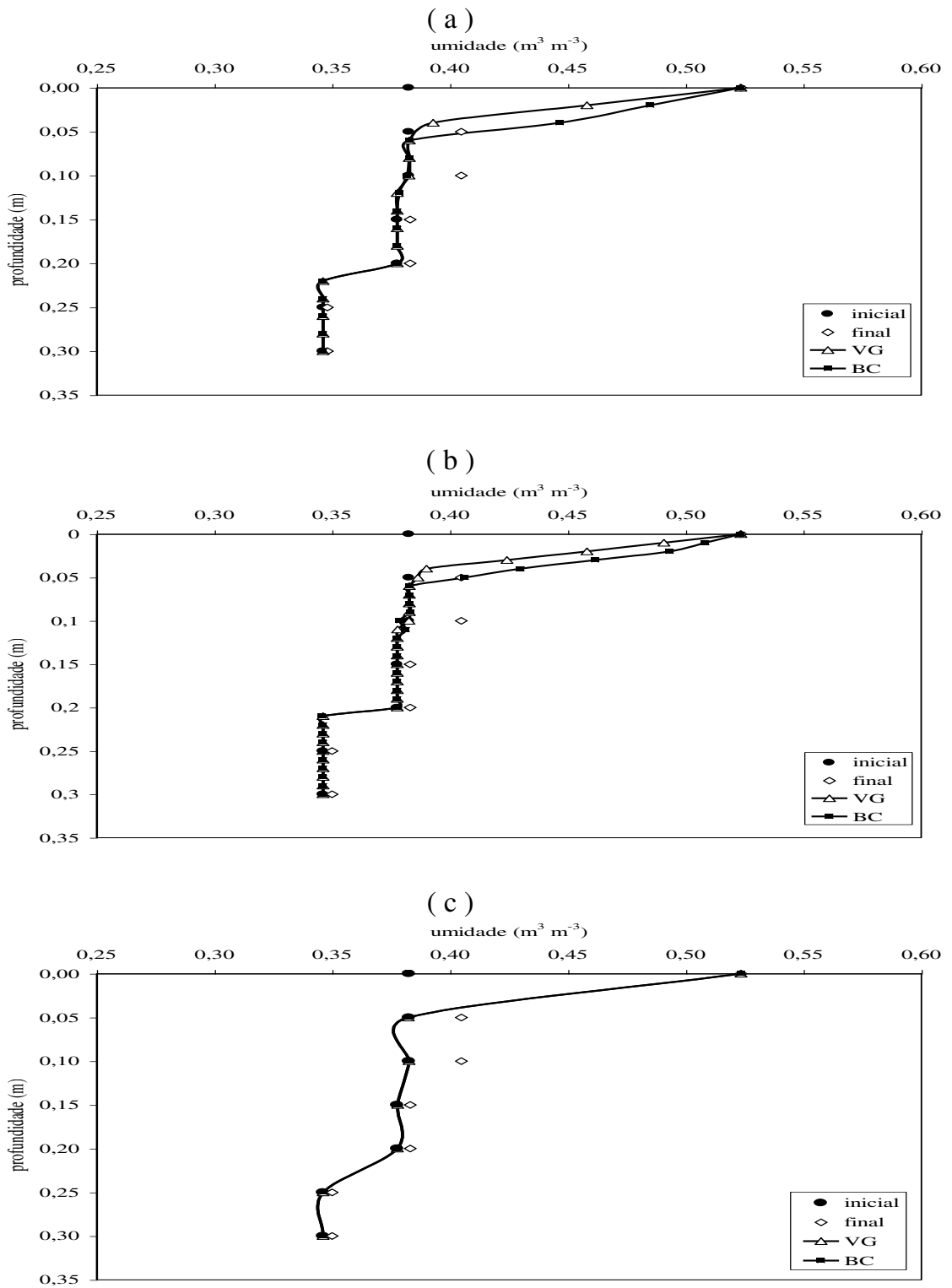


Figura 5C - Umidades antes e após a irrigação e perfis de umidade simulados, empregando os modelos de VG e BC para espessura do perfil do solo de 0,30 m, intensidade de precipitação de $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (a) $\Delta z = 0,01 \text{ m}$, (b) $\Delta z = 0,02 \text{ m}$ e (c) $\Delta z = 0,05 \text{ m}$.

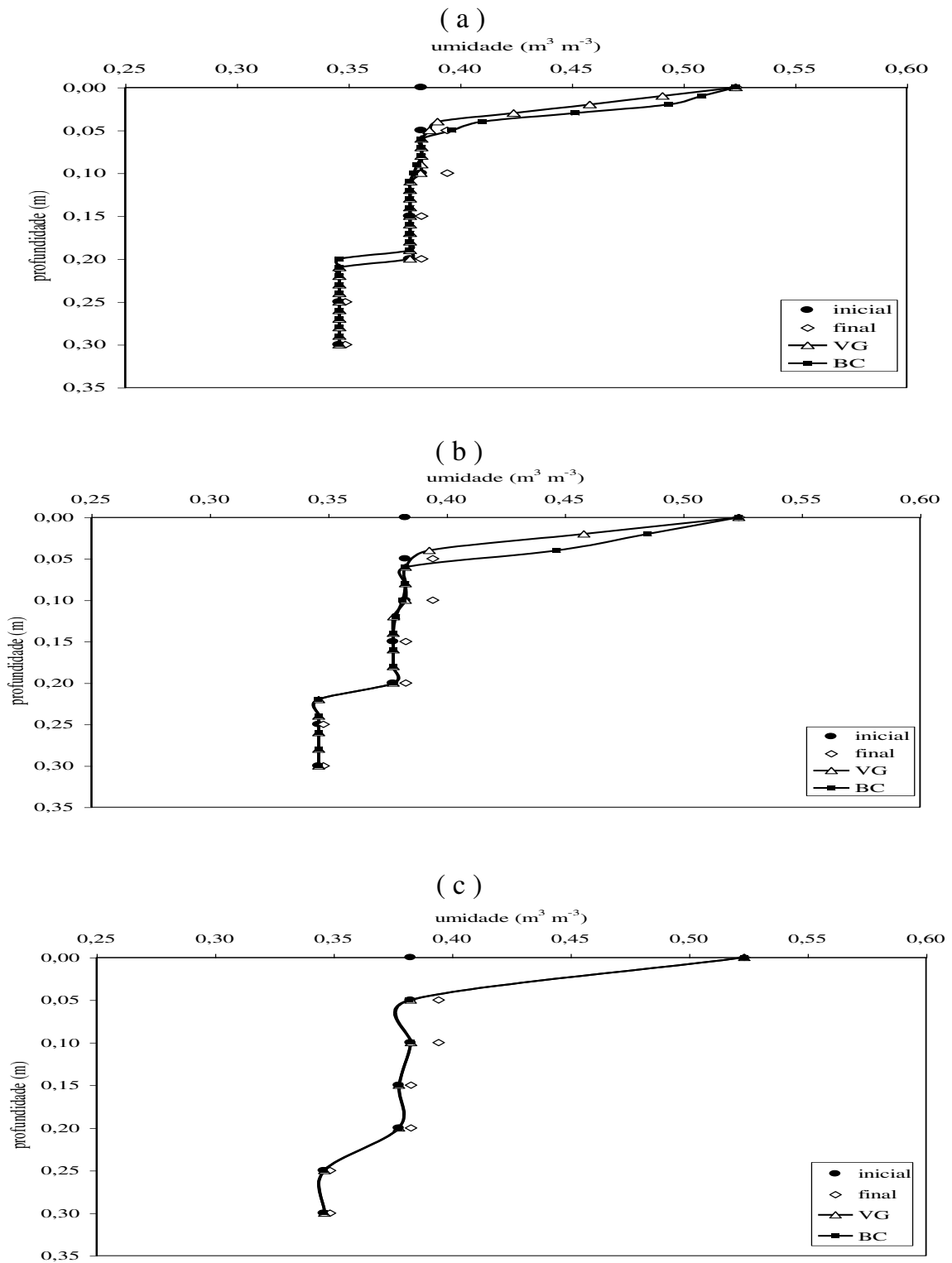


Figura 6C - Umidades antes e após a irrigação e perfis de umidade simulados, empregando os modelos de VG e BC para espessura do perfil do solo de 0,30 m, intensidade de precipitação de $66,6 \text{ mm h}^{-1}$ e (a) $\Delta z = 0,01$ m, (b) $\Delta z = 0,02$ m e (c) $\Delta z = 0,05$ m.

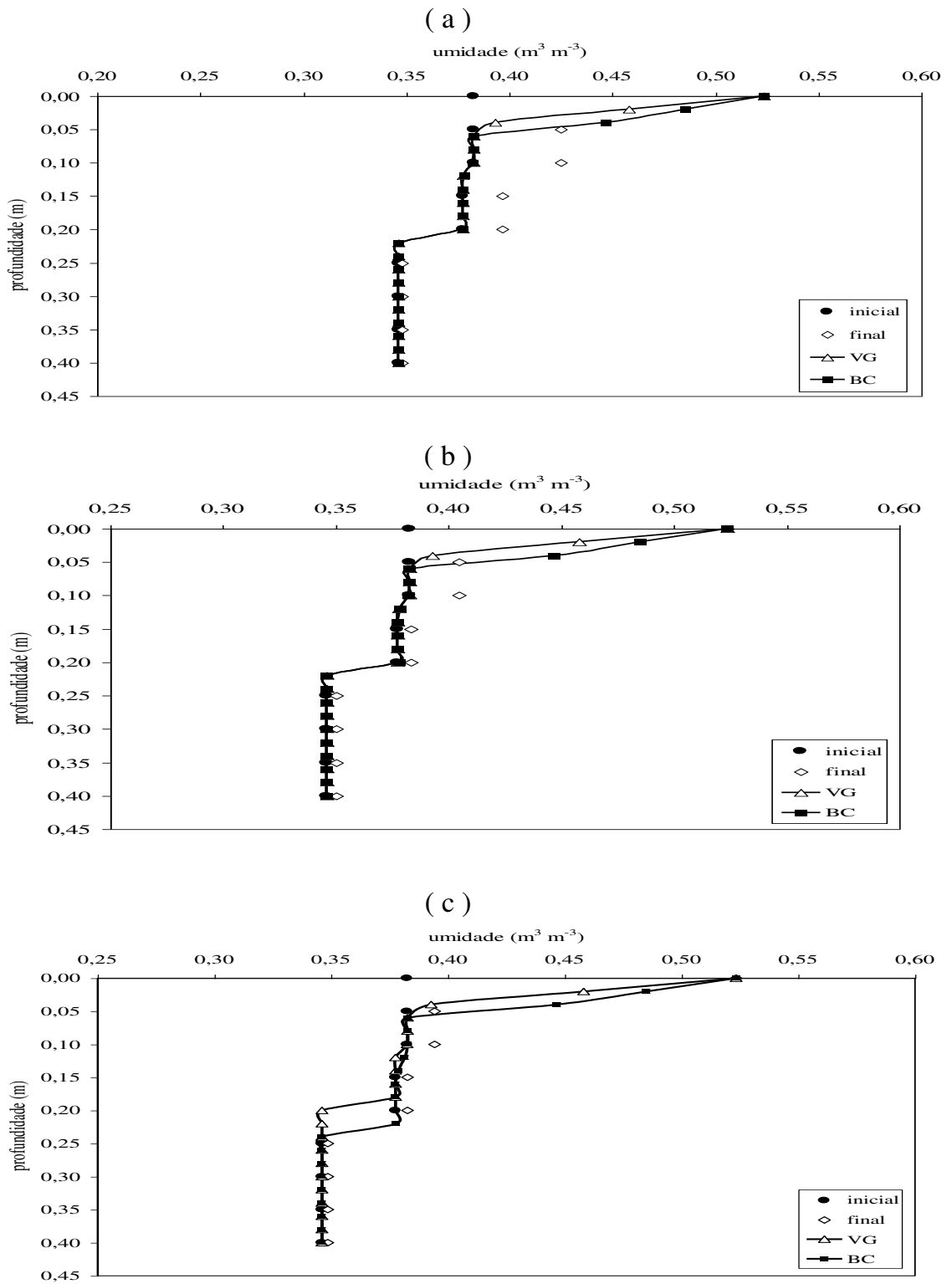


Figura 7C - Umidades antes e após a irrigação e perfis de umidade simulados, empregando os modelos de VG e BC para espessura do perfil do solo de 0,40 m, $\Delta z = 0,02$ m, e intensidades de precipitação de (a) $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (c) $66,6 \text{ mm h}^{-1}$.

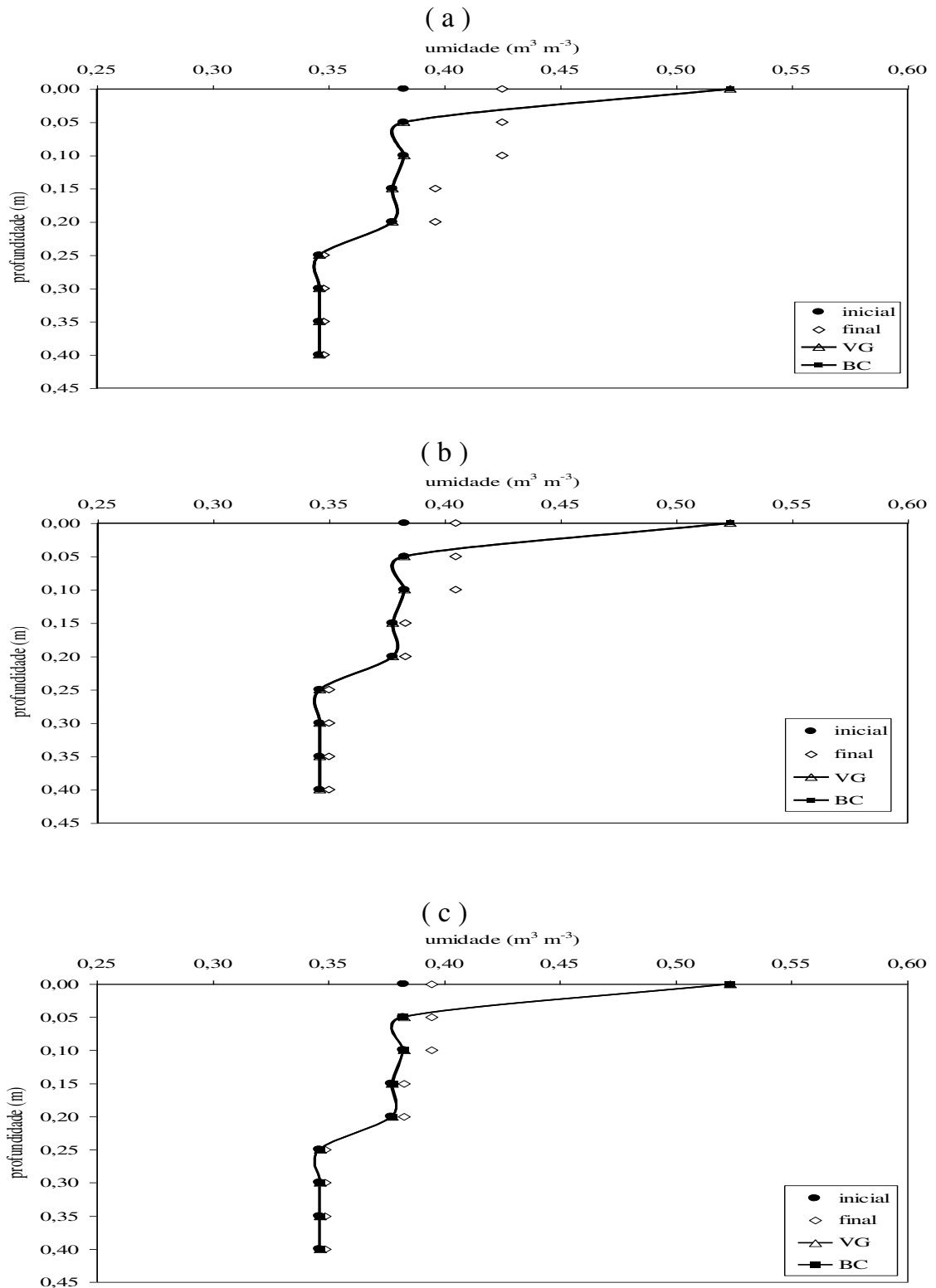
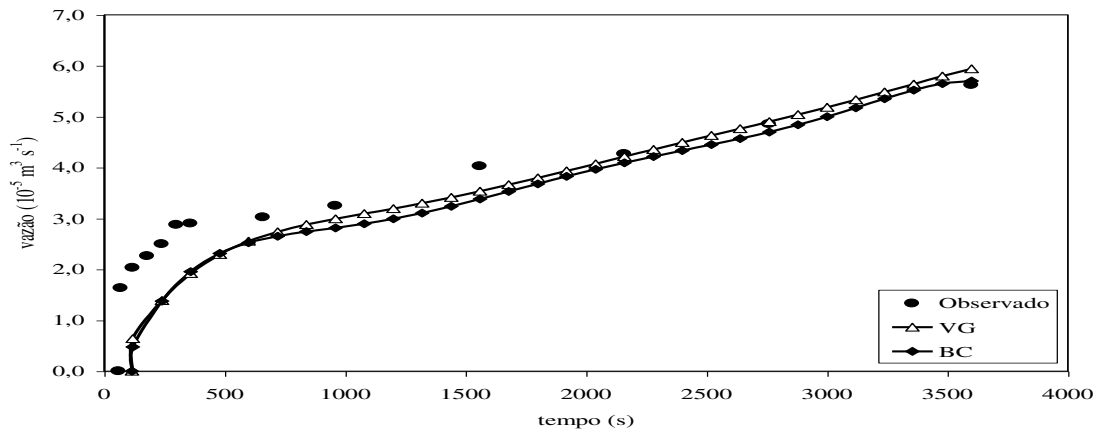


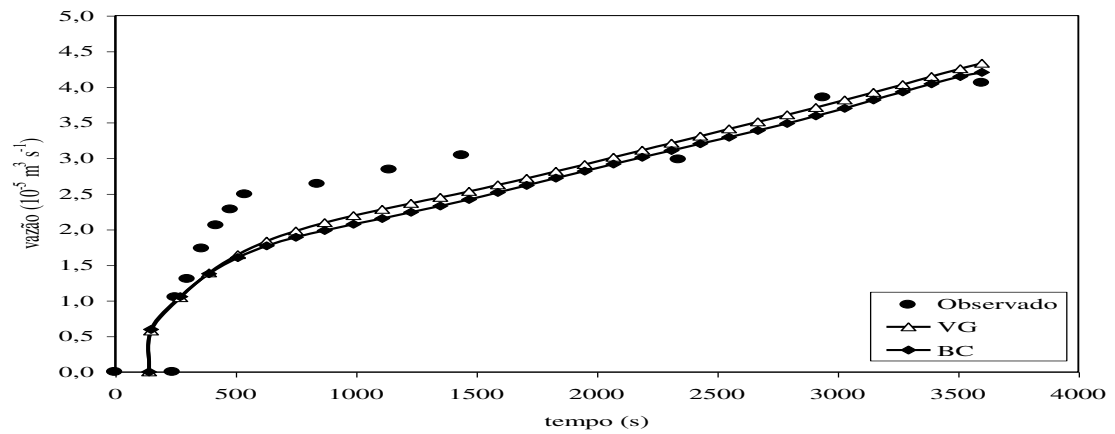
Figura 8C - Umidades antes e após a irrigação e perfis de umidade simulados, empregando os modelos de VG e BC para espessura do perfil do solo de 0,40 m, $\Delta z = 0,05$ m, e intensidades de precipitação de (a) $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (c) $66,6 \text{ mm h}^{-1}$.

APÊNDICE D

(a)



(b)



(c)

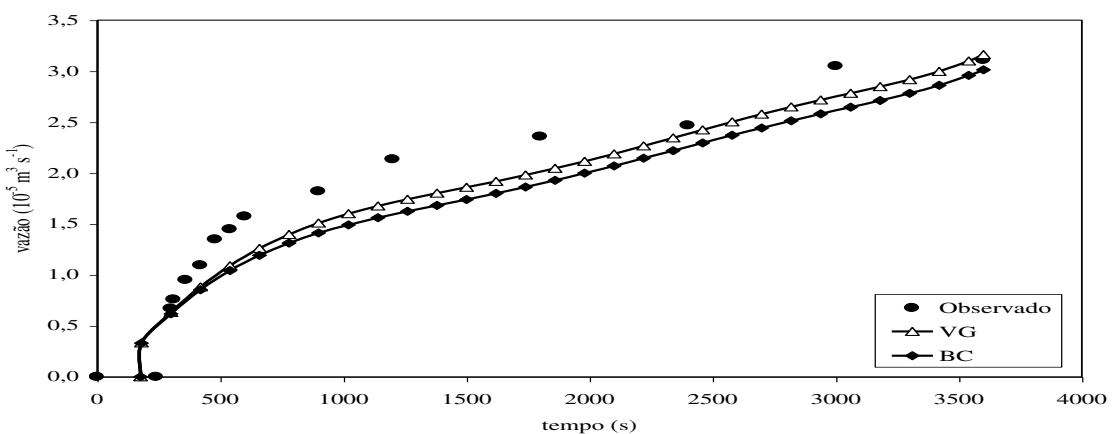


Figura 1D – Vazões observadas e hidrógrafas simuladas para $\Delta z = 0,02 \text{ m}$ e intensidades de precipitação de (a) $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (c) $66,6 \text{ mm h}^{-1}$.

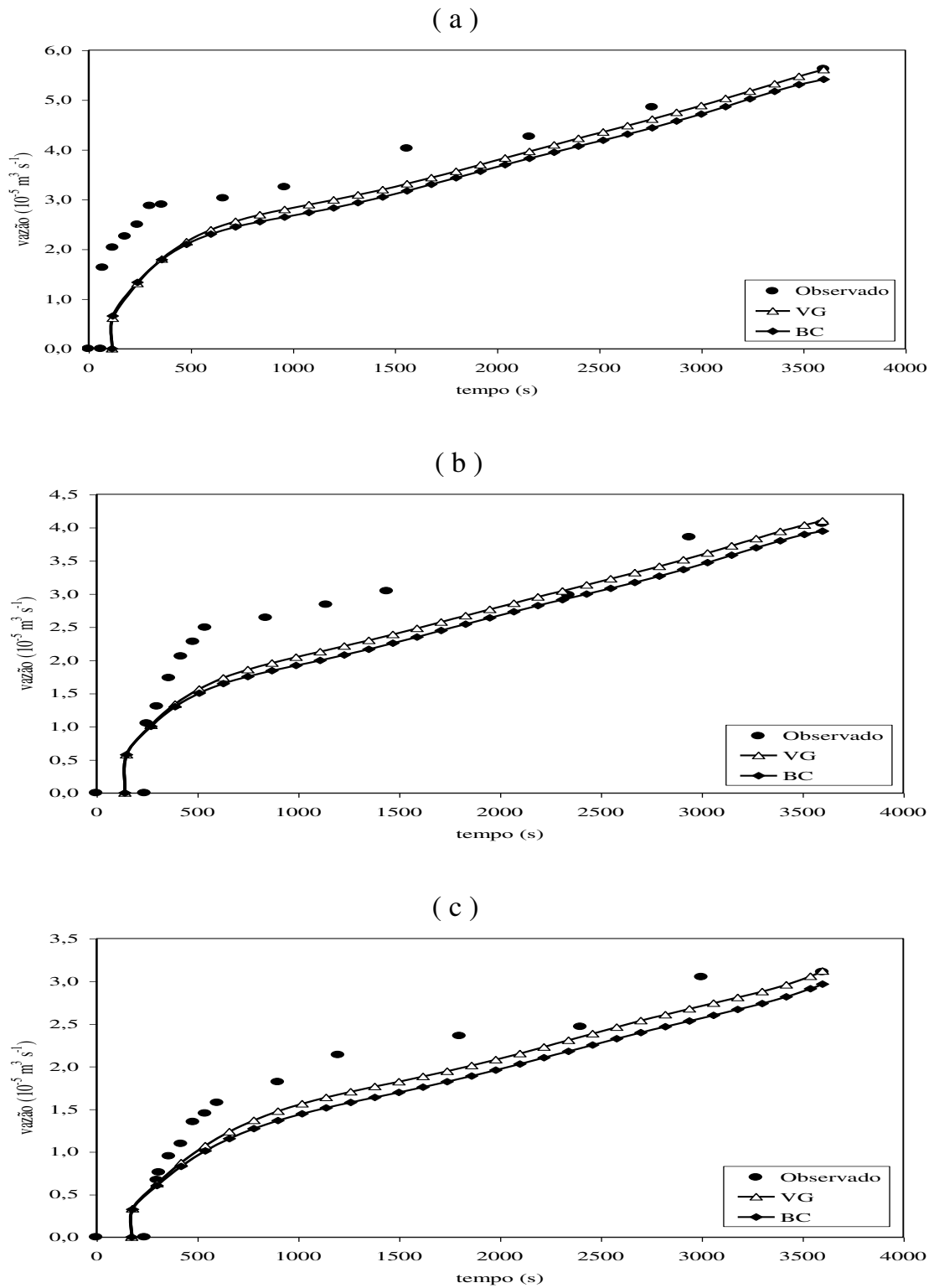


Figura 2D – Vazões observadas e hidrógrafas simuladas para $\Delta z = 0,05$ m e intensidades de precipitação de (a) $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (c) $66,6 \text{ mm h}^{-1}$.

APÊNDICE E

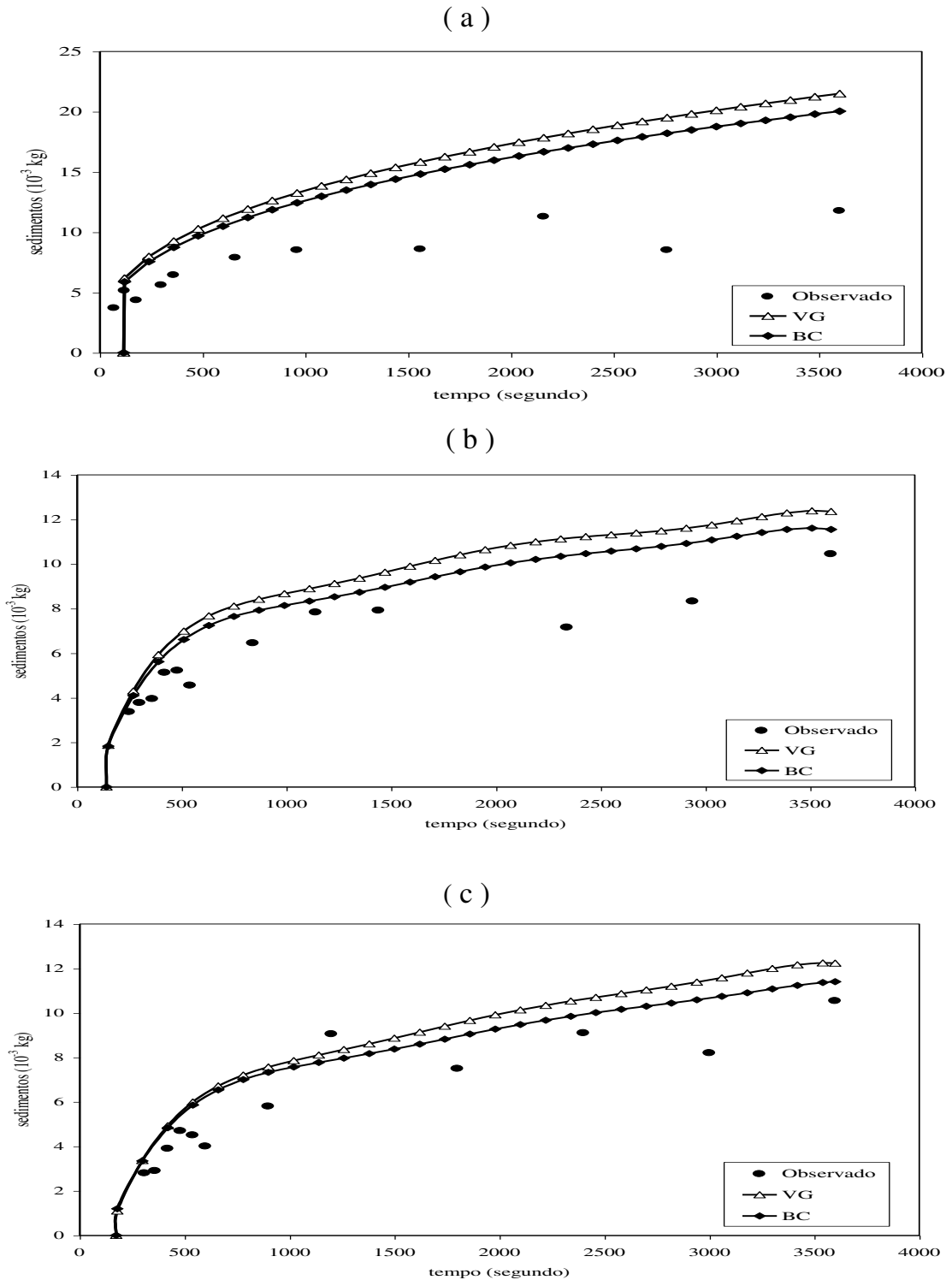


Figura 1E - Sedimentos transportados pelo escoamento superficial, observados e simulados, para $\Delta z = 0,02$ m e intensidades de precipitação de (a) $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (c) $66,6 \text{ mm h}^{-1}$.

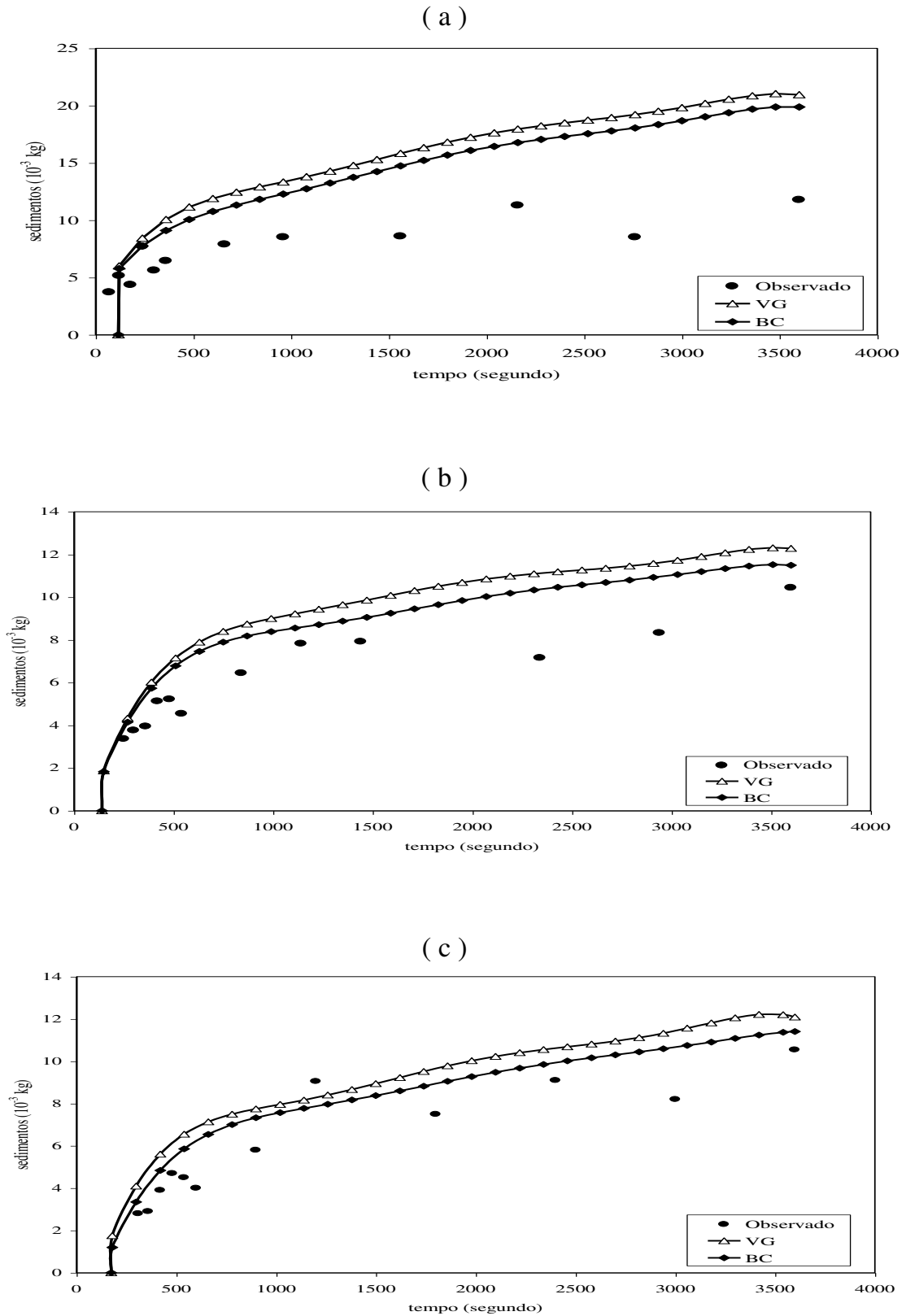


Figura 1E - Sedimentos transportados pelo escoamento superficial, observados e simulados, para $\Delta z = 0,05$ m e intensidades de precipitação de (a) $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (c) $66,6 \text{ mm h}^{-1}$.

APÊNDICE F

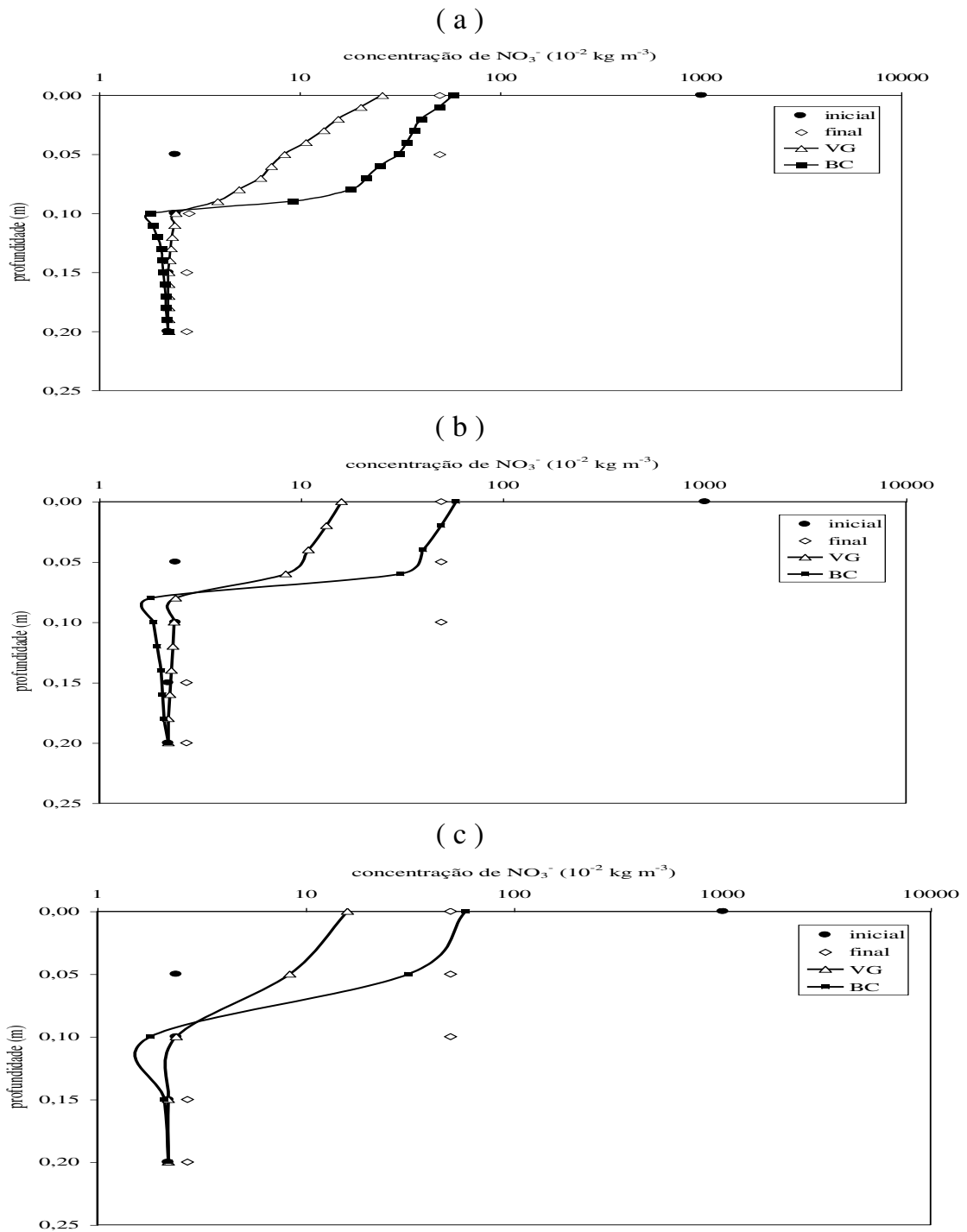


Figura 1F - Concentração de NO_3^- antes e após a irrigação e perfis de concentração de NO_3^- simulados, empregando os modelos de VG e BC para espessura do perfil do solo de 0,20 m, intensidade de precipitação de $100,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (a) $\Delta z = 0,01 \text{ m}$, (b) $\Delta z = 0,02 \text{ m}$ e (c) $\Delta z = 0,05 \text{ m}$.

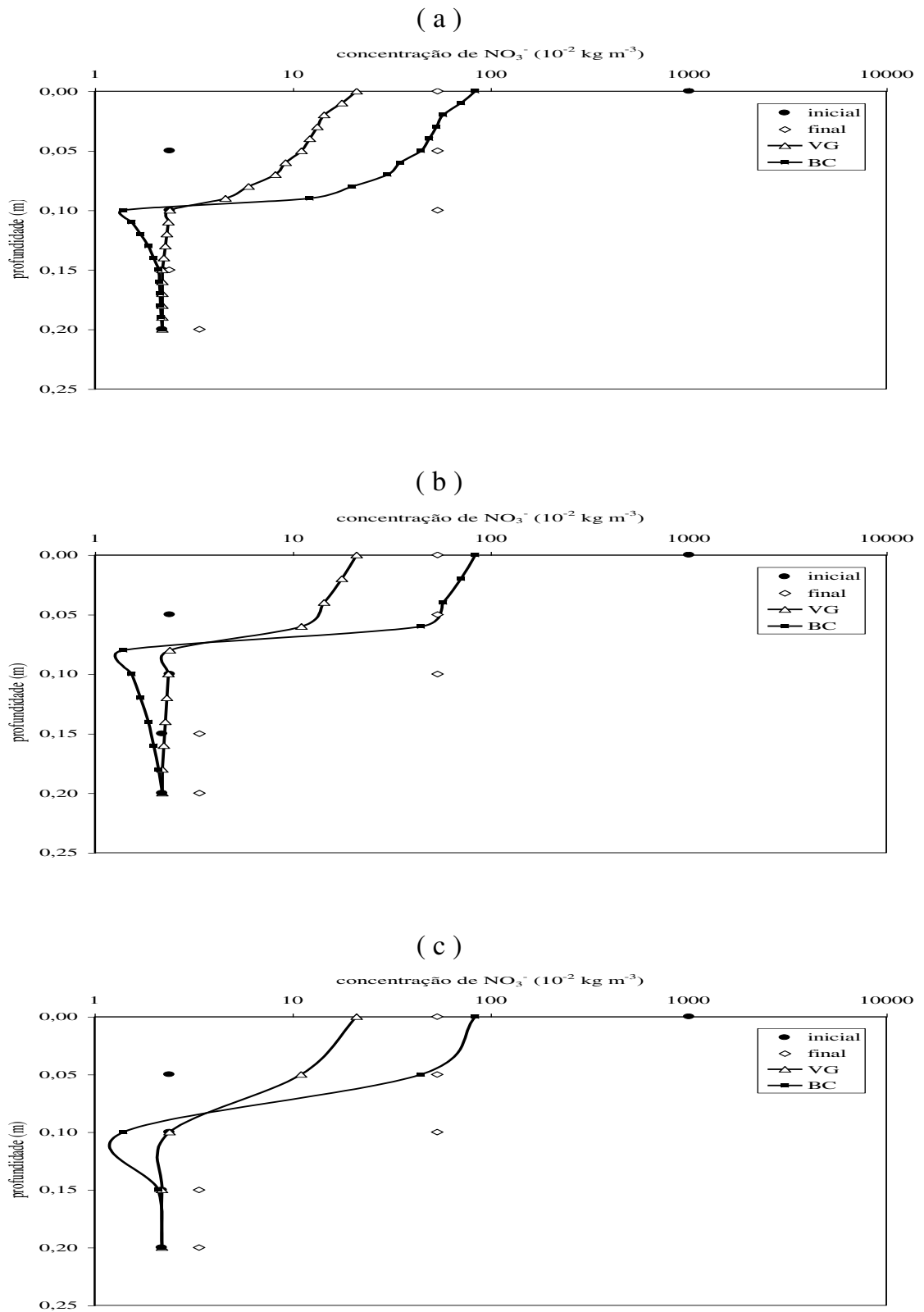


Figura 2F - Concentração de NO_3^- antes e após a irrigação e perfis de concentração de NO_3^- simulados, empregando os modelos de VG e BC para espessura do perfil do solo de 0,20 m, intensidade de precipitação de $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (a) $\Delta z = 0,01 \text{ m}$, (b) $\Delta z = 0,02 \text{ m}$ e (c) $\Delta z = 0,05 \text{ m}$.

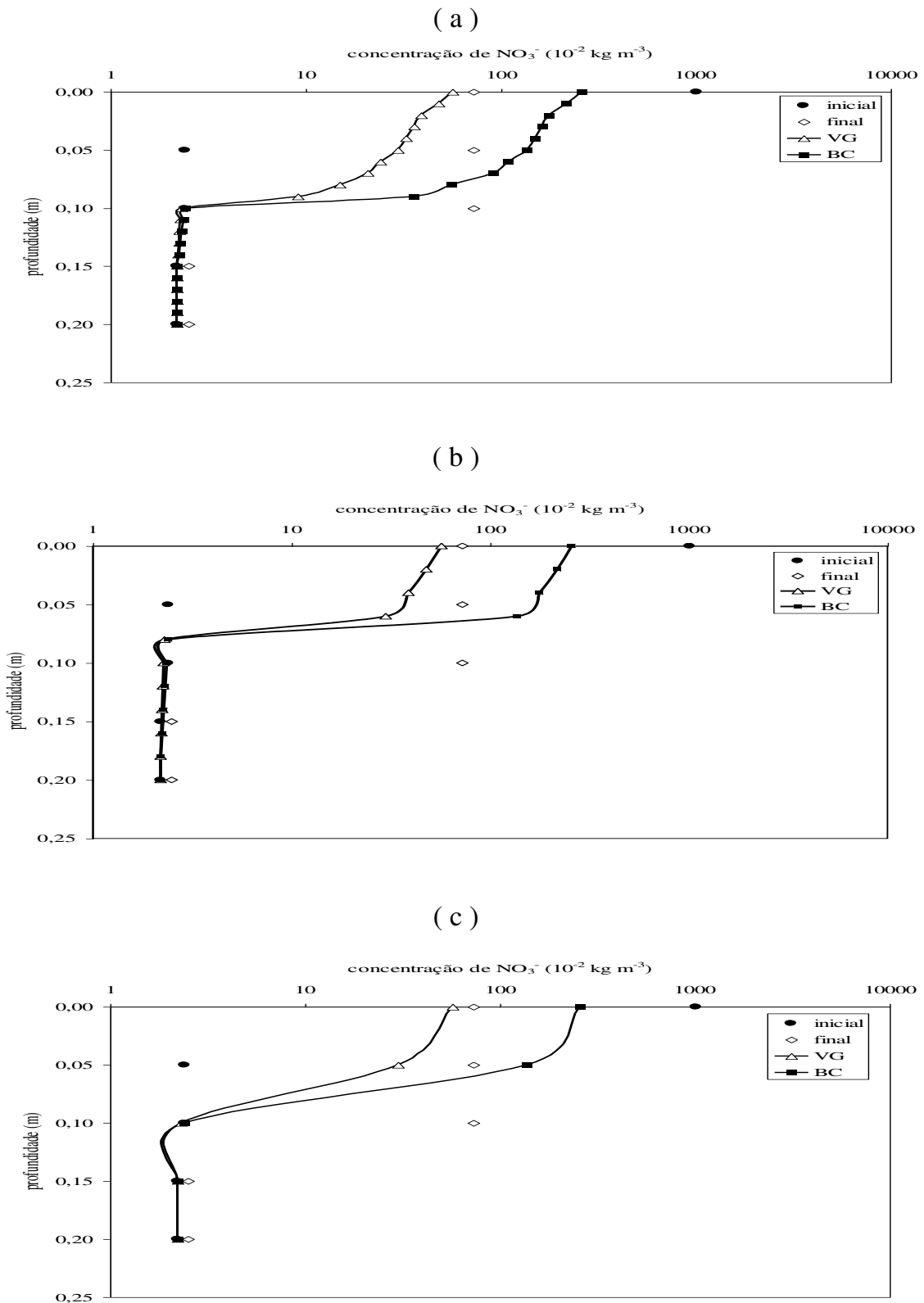


Figura 3F - Concentração de NO_3^- antes e após a irrigação e perfis de concentração de NO_3^- simulados, empregando os modelos de VG e BC para espessura do perfil do solo de 0,20 m, intensidade de precipitação de $66,6 \text{ mm h}^{-1}$ e (a) $\Delta z = 0,01 \text{ m}$, (b) $\Delta z = 0,02 \text{ m}$ e (c) $\Delta z = 0,05 \text{ m}$.

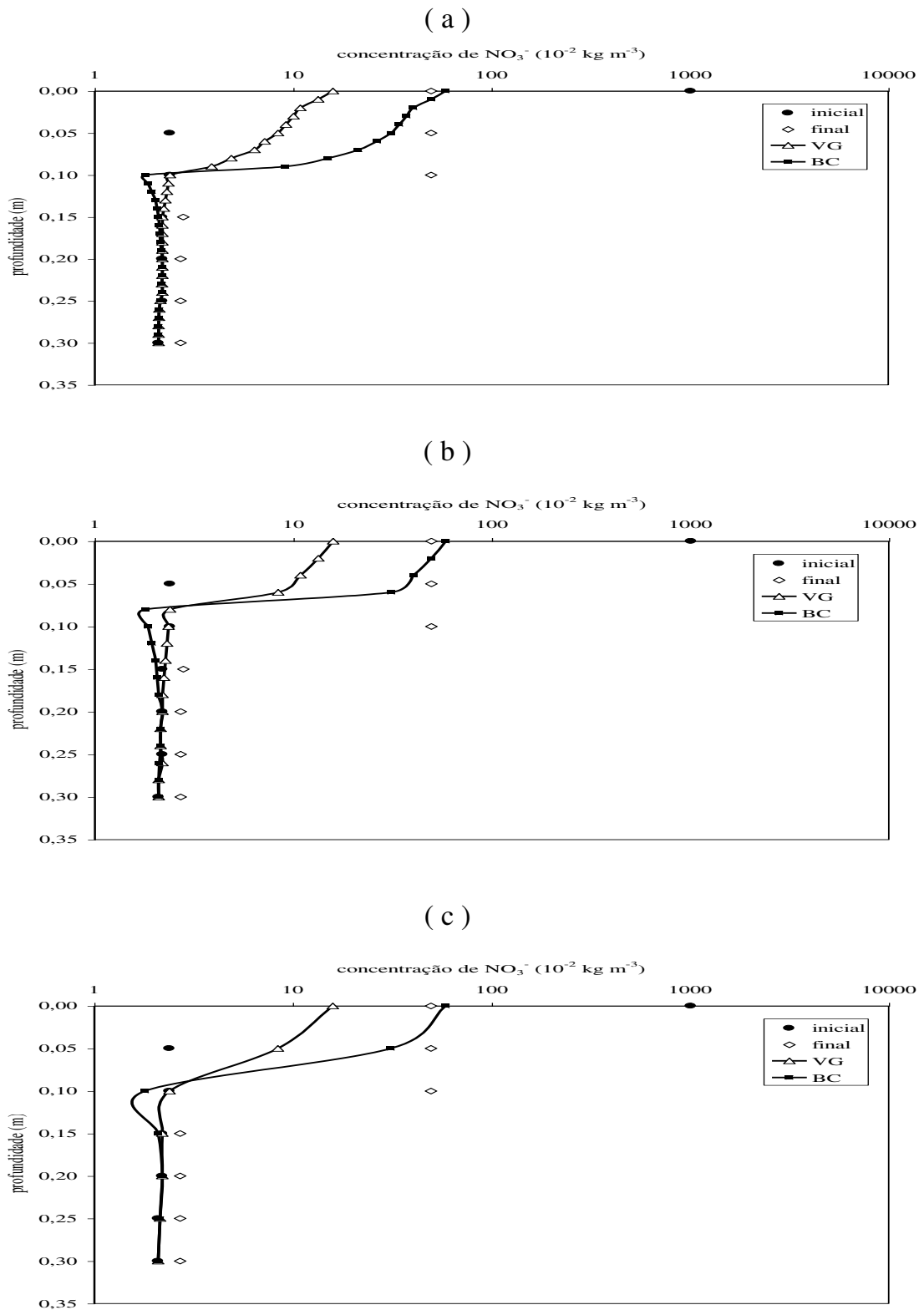


Figura 4F - Concentração de NO_3^- antes e após a irrigação e perfis de concentração de NO_3^- simulados, empregando os modelos de VG e BC para espessura do perfil do solo de 0,30 m, intensidade de precipitação de $100,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (a) $\Delta z = 0,01 \text{ m}$, (b) $\Delta z = 0,02 \text{ m}$ e (c) $\Delta z = 0,05 \text{ m}$.

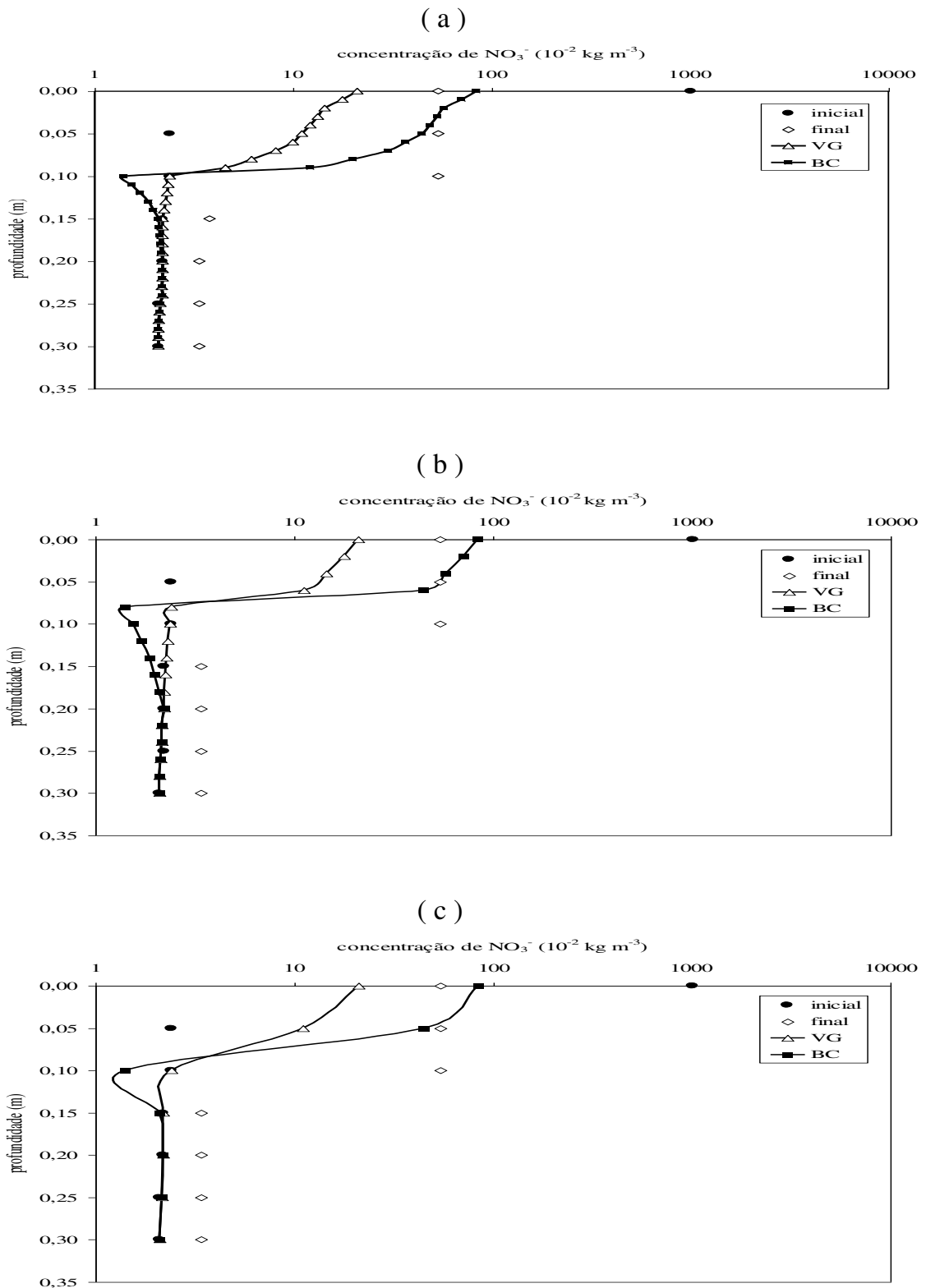


Figura 5F - Concentração de NO_3^- antes e após a irrigação e perfis de concentração de NO_3^- simulados, empregando os modelos de VG e BC para espessura do perfil do solo de 0,30 m, intensidade de precipitação de $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (a) $\Delta z = 0,01 \text{ m}$, (b) $\Delta z = 0,02 \text{ m}$ e (c) $\Delta z = 0,05 \text{ m}$.

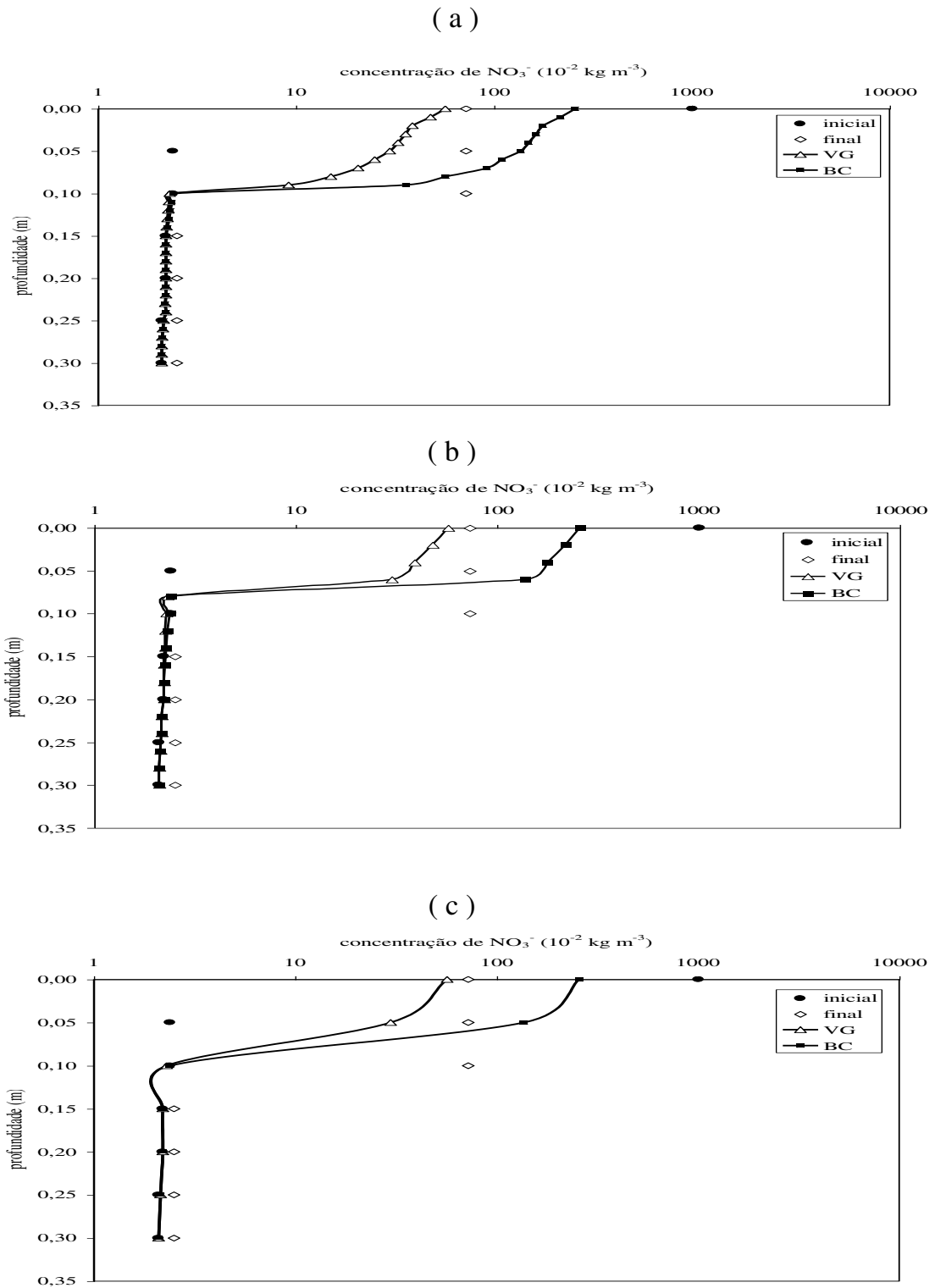


Figura 6F - Concentração de NO_3^- antes e após a irrigação e perfis de concentração de NO_3^- simulados, empregando os modelos de VG e BC para espessura do perfil do solo de 0,30 m, intensidade de precipitação de $66,6 \text{ mm h}^{-1}$ e (a) $\Delta z = 0,01 \text{ m}$, (b) $\Delta z = 0,02 \text{ m}$ e (c) $\Delta z = 0,05 \text{ m}$.

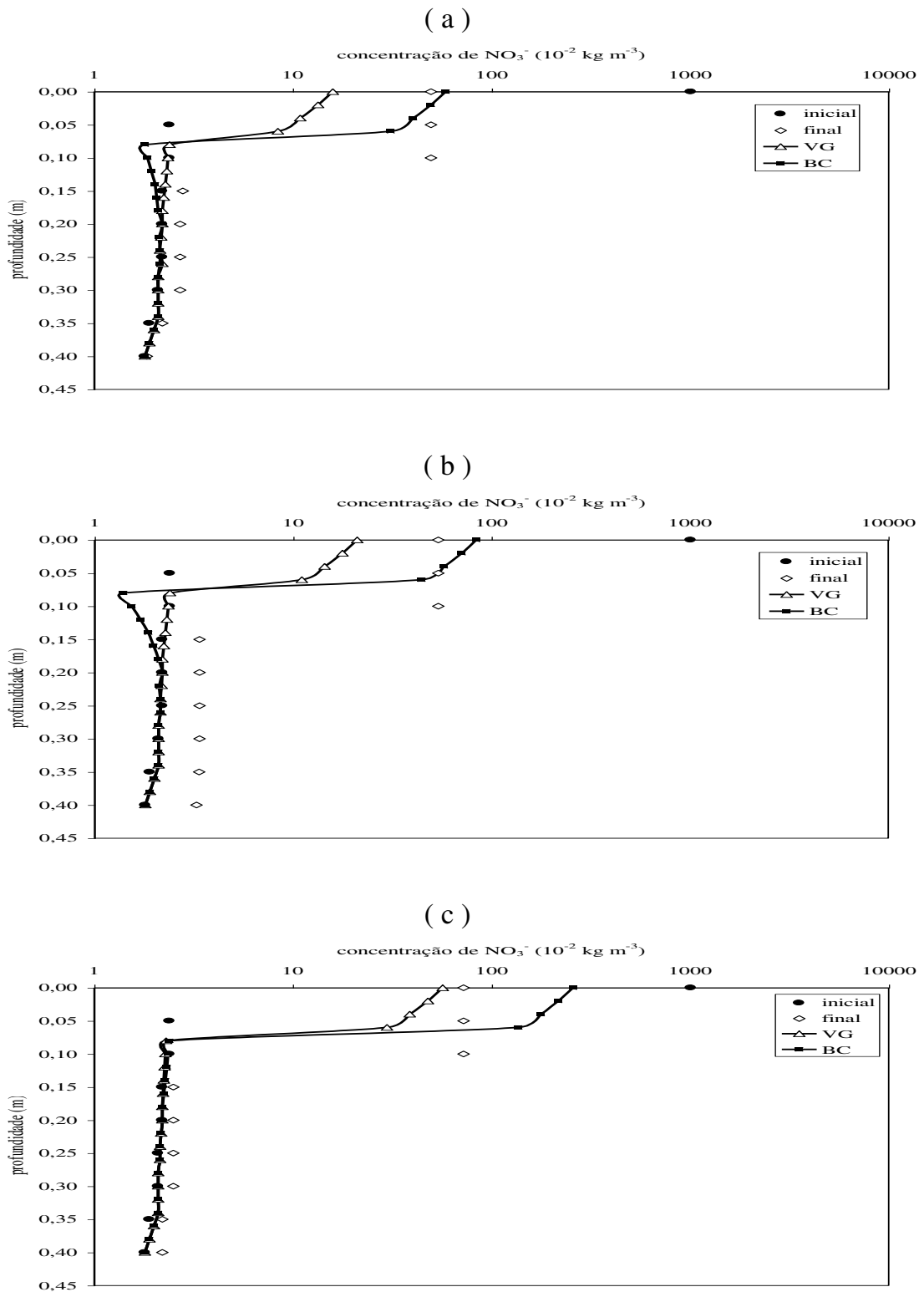


Figura 7F - Concentração de NO_3^- antes e após a irrigação e perfis de concentração de NO_3^- simulados, empregando os modelos de VG e BC para espessura do perfil do solo de 0,40 m, $\Delta z = 0,02 \text{ m}$ e intensidades de precipitação de (a) $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (c) $66,6 \text{ mm h}^{-1}$.

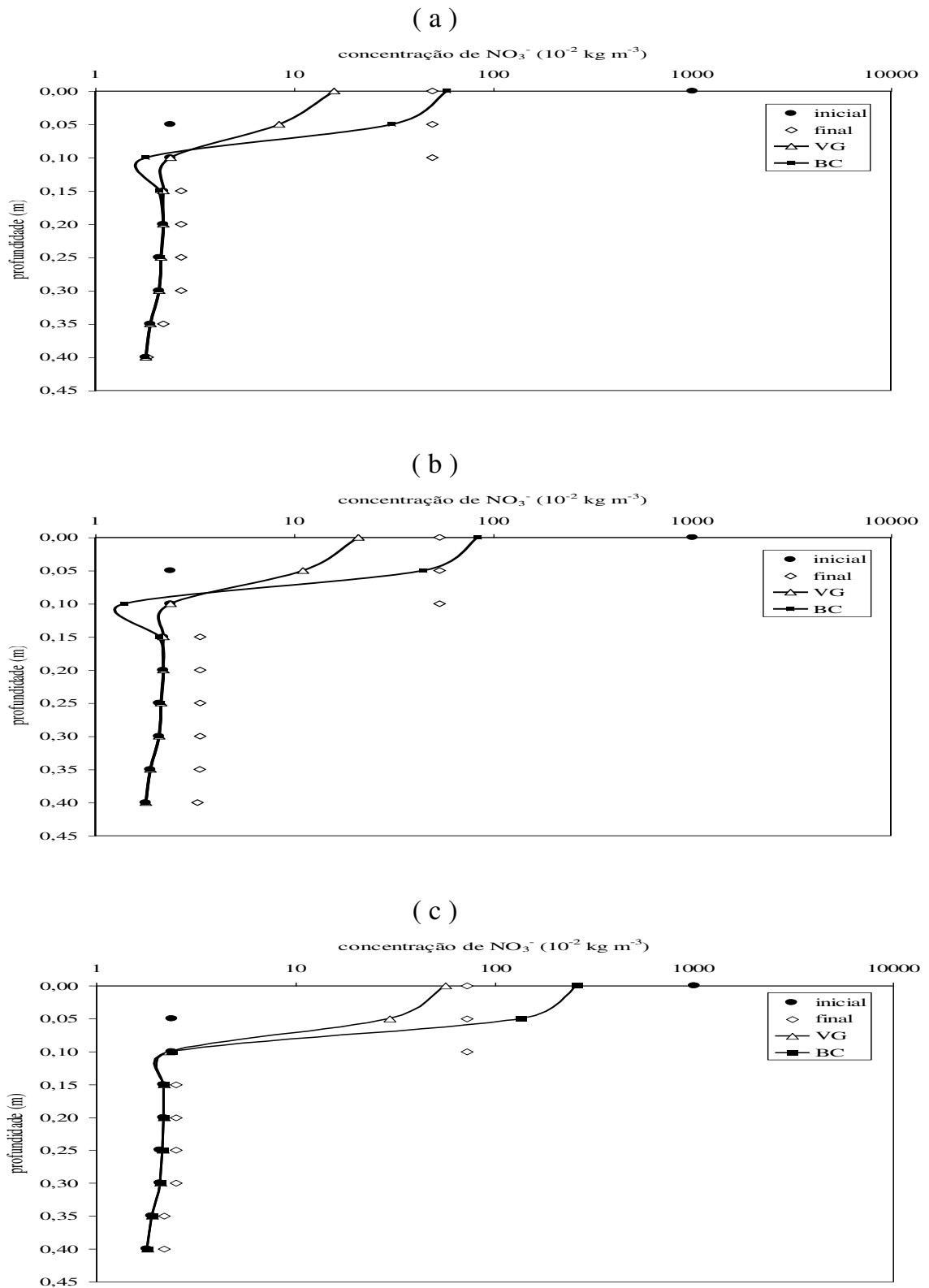
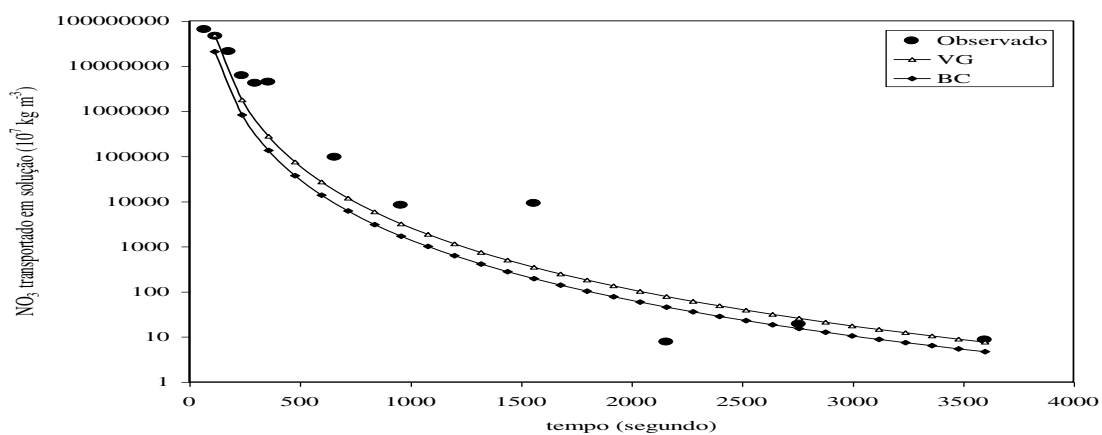


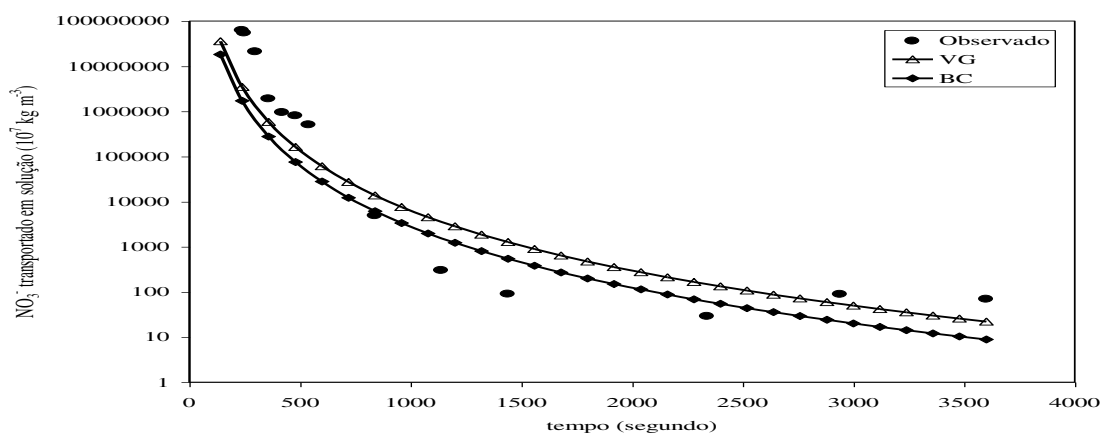
Figura 8F - Concentração de NO_3^- antes e após a irrigação e perfis de concentração de NO_3^- simulados, empregando os modelos de VG e BC para espessura do perfil do solo de 0,40 m, $\Delta z = 0,05 \text{ m}$ e intensidades de precipitação de (a) 100,4 mm h^{-1} , (b) 82,4 mm h^{-1} e (c) 66,6 mm h^{-1} .

APÊNDICE G

(a)



(b)



(c)

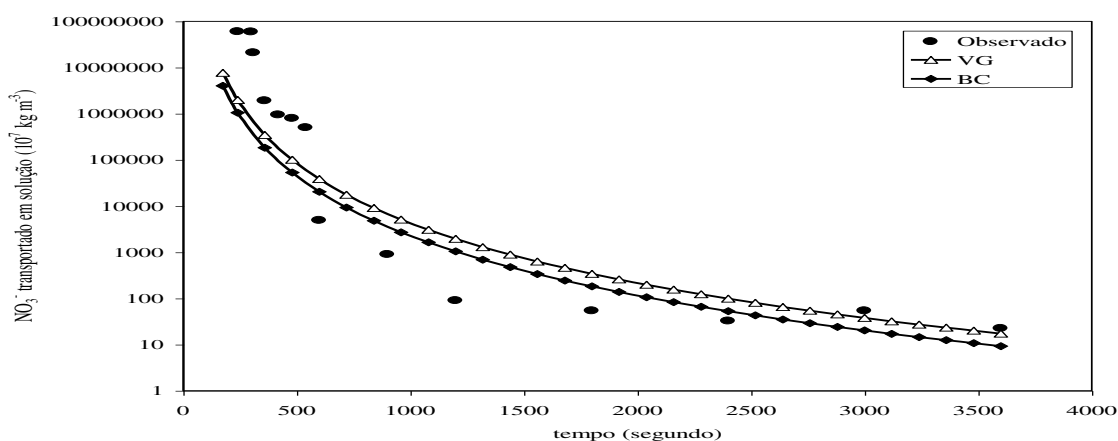


Figura 1G - Concentração de NO_3^- transportado em solução pelo escoamento superficial, observada e simulada, para $\Delta z = 0,02 \text{ m}$ e intensidades de precipitação de (a) $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (c) $66,6 \text{ mm h}^{-1}$.

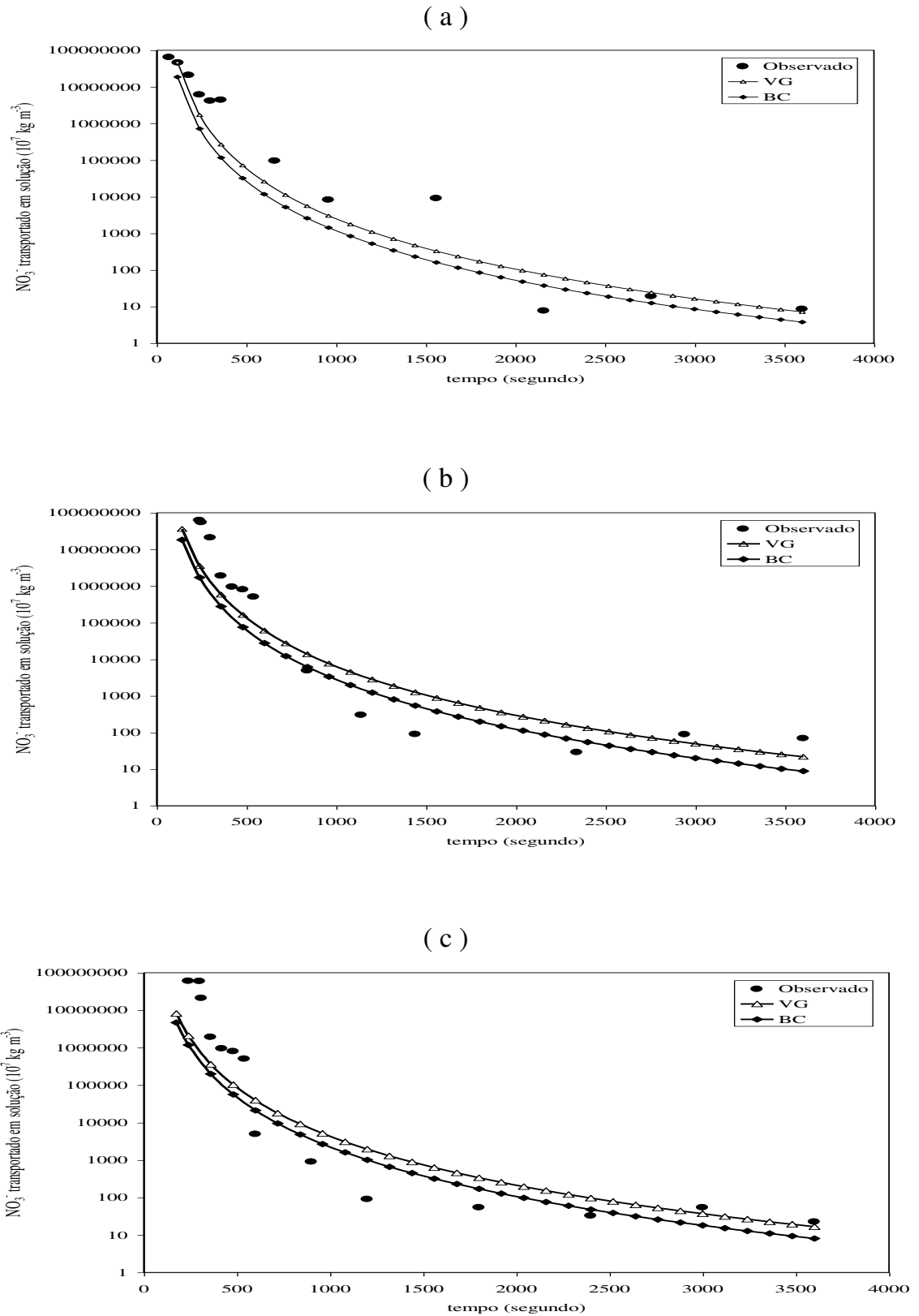
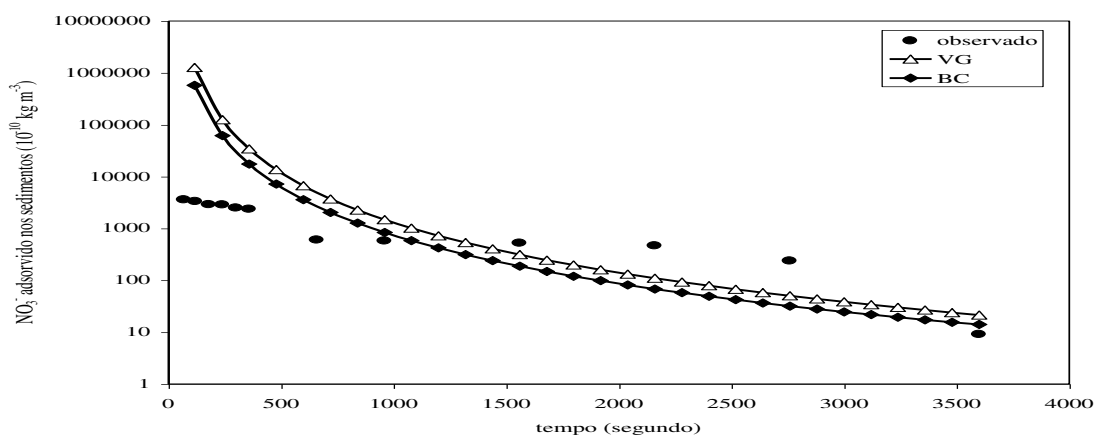


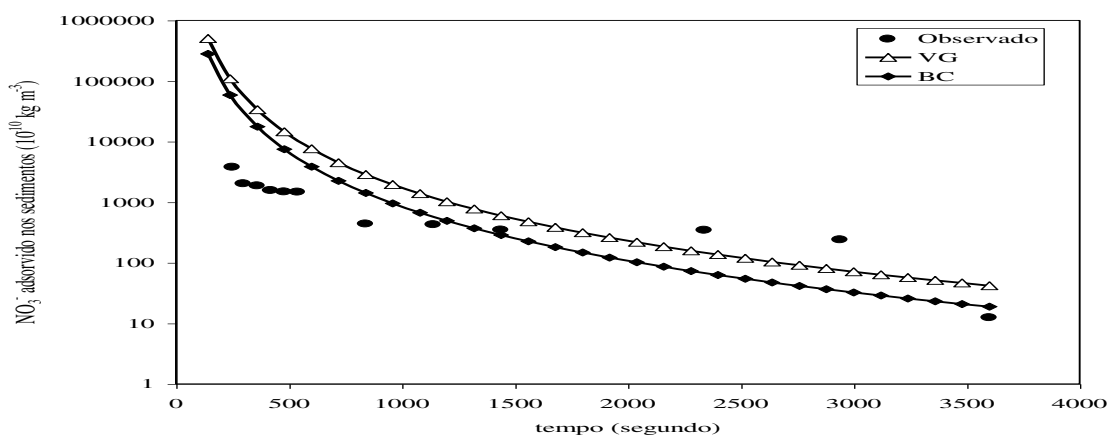
Figura 2G - Concentração de NO_3^- transportado em solução pelo escoamento superficial, observada e simulada, para $\Delta z = 0,05 \text{ m}$ e intensidades de precipitação de (a) $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (c) $66,6 \text{ mm h}^{-1}$.

APÊNDICE H

(a)



(b)



(c)

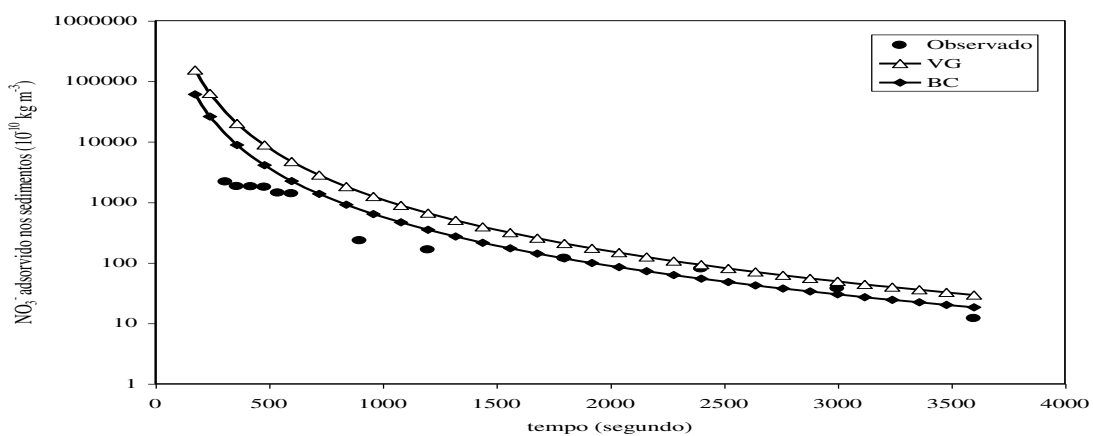


Figura 1H - Concentração de NO_3^- transportado no escoamento superficial adsorvida aos sedimentos, observada e simulada, para $\Delta z = 0,03 \text{ m}$ e intensidades de precipitação de (a) $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (c) $66,6 \text{ mm h}^{-1}$.

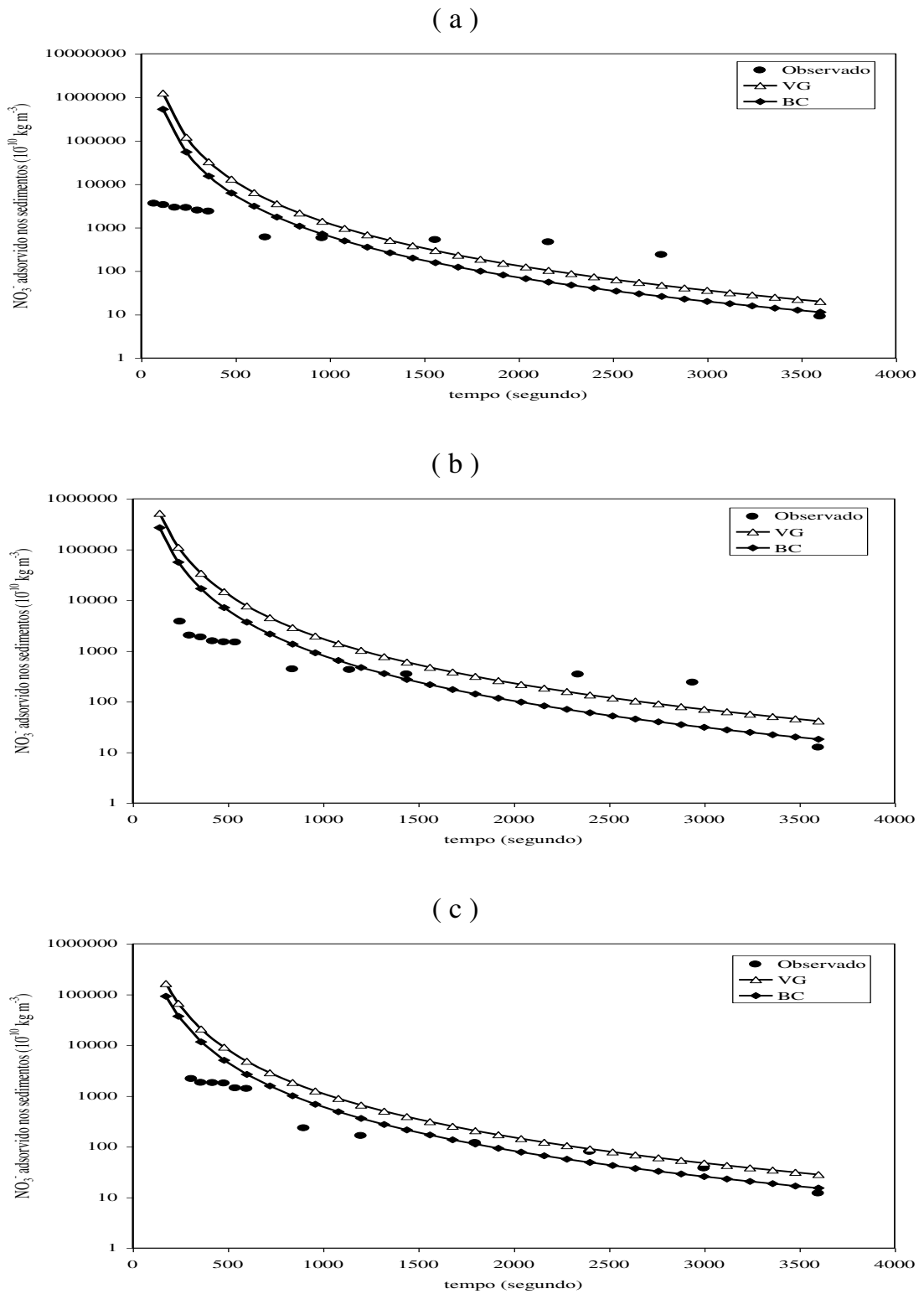


Figura 2H - Concentração de NO_3^- transportado no escoamento superficial adsorvida aos sedimentos, observada e simulada, para $\Delta z = 0,05$ m e intensidades de precipitação de (a) $100,4 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $82,4 \text{ mm h}^{-1}$ e (c) $66,6 \text{ mm h}^{-1}$.