

JOSÉ MÁRCIO ALVES DA SILVA

**MODELO HIDROLÓGICO PARA O CÁLCULO DO BALANÇO HÍDRICO
E OBTENÇÃO DO HIDROGRAMA DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL
EM BACIAS HIDROGRÁFICAS: DESENVOLVIMENTO E APLICAÇÃO**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, para obtenção do título de “Doctor Scientiae”.

**VIÇOSA
MINAS GERAIS - BRASIL**

2002

JOSÉ MÁRCIO ALVES DA SILVA

**MODELO HIDROLÓGICO PARA O CÁLCULO DO BALANÇO HÍDRICO
E OBTENÇÃO DO HIDROGRAMA DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL
EM BACIAS HIDROGRÁFICAS: DESENVOLVIMENTO E APLICAÇÃO**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, para obtenção do título de “Doctor Scientiae”.

APROVADA: 20 de dezembro de 2002.

Prof. Nori Paulo Griebeler

Prof. Herly Carlos Teixeira Dias

Dr. Lineu Neiva Rodrigues
(Conselheiro)

Prof. Demetrius David da Silva
(Conselheiro)

Prof. Fernando Falco Pruski
(Orientador)

“Quem abriu um canal para o aguaceiro, e o caminho para o relâmpago e o trovão, para chover em terras despovoadas e no deserto, onde os homens não habitam, para que as regiões desoladas se saciem, e façam germinar e brotar a erva? Por acaso a chuva tem pai? Quem gera as gotas do orvalho?

Você conhece as leis do céu, ou determina as funções delas sobre a terra? Você é capaz de levantar a voz até as nuvens, para que um aguaceiro cubra você?

Quem está em grau de contar exatamente as nuvens, e quem entorna os cântaros do céu, quando o pó do chão se transforma em barro e os terrões se amontoam?”

JÓ 38, 25-38

AGRADECIMENTOS

A Deus, que fez o céu e a terra e nos deu inteligência para que pudéssemos tentar imitar a natureza.

À Universidade Federal de Viçosa, pela minha formação profissional e pela oportunidade de realização deste curso, por intermédio do Departamento de Engenharia Agrícola.

À CAPES e ao CNPq, pela concessão de bolsa de estudo.

Ao Professor Fernando Falco Pruski, que muito mais do que orientador, é um amigo. Obrigado pela orientação, conselhos, apoio e pela amizade.

Aos Profs. Demetrius David da Silva e Nori Paulo Griebeler e ao Dr. Lineu Neiva Rodrigues, pelos conselhos, pelas orientações, pela amizade e pela convivência.

À minha família, em especial aos meus pais Luiza Marilac Alves da Silva e Francisco Angelo da Silva, genitores preocupados e interessados com a formação intelectual e espiritual de seus filhos e netos.

À minha esposa Maria Aparecida Gonsaga, verdadeiro pedestal que me sustenta continuamente, e à nossa primeira filha de nossa família, Mariana, que Deus nos emprestou para podermos constituir uma pequena família. A presença de vocês em minha vida é uma dádiva divina.

À APOV – Associação Assistencial e Promocional da Pastoral da Oração de Viçosa, fonte profunda e inesgotável de amizade e fé. Os momentos de convivência, que foram poucos, me ensinaram a buscar no rosto das pessoas o objetivo da vida. Obrigado pela perseverança e orações.

À Leda de Bittencourt Bandeira (*in memoriam*). Belas palavras poderiam ser ditas pelos benefícios realizados. Para te agradecer, tentarei pisar tuas pegadas no seguimento do Cristo Ressuscitado e Histórico.

Ao senhor Antônio Benevenuto, pela gentileza e presteza em permitir a instalação dos equipamentos e pela continuidade dos estudos em sua propriedade. Gestos concretos que possibilitaram a realização deste e de outros trabalhos.

Aos colegas Alessandro e Juliana, pelas valiosas dicas de programação e convivência.

Aos colegas do curso de Pós-graduação em Engenharia Agrícola: Ana Maria, Herony, Flávio, Flávio Gonçalves, Luiz Baena, Luiz Camboim, Márcio Koets, Renata Del Giudice, Ricardo, Roberto Cecílio, Sidney Zanetti, Sílvio Bueno, Vicente de Paulo e Viviane dos Santos, pela amizade, convivência e estudos.

A Lucimar, pelos testes de laboratório.

Aos estudantes de graduação Amanda (Agronomia), Wendy e Willam (Engenharia Agrícola) pela ajuda prestada durante a instrumentação da bacia hidrográfica.

Aos funcionários do Departamento de Engenharia Agrícola, em especial ao seu Antônio, Chicão e Geraldo.

A todos aqueles que direta ou indiretamente participaram da realização deste trabalho.

BIOGRAFIA

JOSÉ MÁRCIO ALVES DA SILVA, filho de Luiza Marilac Alves da Silva e Francisco Angelo da Silva, nasceu em Ponte Nova, MG, em 14 de fevereiro de 1972.

Em 1989, concluiu o segundo grau no COLUNI (Colégio Universitário), em Viçosa, MG.

Em setembro de 1996, concluiu o curso de Engenharia Civil pela Universidade Federal de Viçosa.

Em outubro de 1998, obteve o título de Mestre em Engenharia Agrícola por intermédio do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal de Viçosa.

Em novembro de 1998, iniciou o curso de Doutorado em Engenharia Agrícola no Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal de Viçosa.

CONTEÚDO

LISTA DE SÍMBOLOS	ix
RESUMO	xiv
ABSTRACT	xvi
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	3
2.1. Ciclo hidrológico.....	3
2.1.1. Evapotranspiração	4
2.1.2. Precipitação	6
2.1.3. Intercepção pela cobertura vegetal.....	7
2.1.4. Armazenamento superficial	9
2.1.5. Infiltração	10
2.1.5.1. Modelos para a representação do processo de infiltração da água no solo	11
2.1.5.1.1. Equações empíricas.....	11
2.1.5.1.2. Modelos baseados em processos físicos	13
2.1.6. Escoamento superficial	17
2.2. Utilização de modelos para a representação do escoamento superficial.....	18
2.2.1. Método Racional	21
2.2.2. Modelo para obtenção da lâmina de escoamento superficial.....	21
2.2.3. Método do Número da Curva.....	21
2.2.4. Modelo para obtenção do hidrograma de escoamento superficial em áreas agrícolas.	22
2.2.5. Modelo para obtenção do hidrograma de escoamento superficial ao longo de uma bacia hidrográfica.....	23
2.2.6. AGNPS - Agricultural Non-Point Source Pollution	24
2.2.7. WEPP – Water Erosion Prediction Project	24

2.2.8.	KINEROS - Kinematic Erosion	26
2.2.9.	CASC2D – Cascade Two-Dimensions	27
2.2.10.	TOPMODEL	29
2.2.11.	HMS - Hydrologic Model System	30
2.3.	Uso de Sistemas de Informações Geográficas em estudos hidrológicos	30
3.	MATERIAL E MÉTODOS	32
3.1.	Desenvolvimento do modelo.....	32
3.1.1.	Preparo das imagens temáticas relativas às variáveis de entrada.....	33
3.1.2.	Obtenção do hidrograma de escoamento superficial na encosta.....	35
3.1.2.1.	Balanço hídrico e hidrograma gerado obtidos na própria célula.....	37
3.1.2.2.	Obtenção do hidrograma advindo das células que contribuem com escoamento superficial para a célula considerada.....	43
3.1.2.2.1.	Processo de solução do modelo de ondas cinemáticas.....	45
3.1.2.3.	Correção da umidade inicial a partir da evapotranspiração	47
3.1.3.	Obtenção do hidrograma de escoamento superficial no canal	51
3.2.	Desenvolvimento do software.....	53
3.3.	Avaliação do modelo.....	56
3.3.1.	Propriedades físicas do solo da bacia hidrográfica	56
3.3.2.	Obtenção das imagens relativas ao modelo digital de elevação do terreno, das direções de escoamento e da rede de drenagem numérica	57
3.3.3.	Medição da precipitação e da vazão.....	60
3.3.4.	Comparação dos resultados simulados com os obtidos experimentalmente.....	69
3.4.	Comparação dos resultados simulados com os obtidos em outros modelos.....	72
3.4.1.	Método Racional	73
3.4.1.1.	Equação de Kirpich.....	73
3.4.1.2.	Equação SCS - método cinemático	74
3.4.2.	Método do Número da Curva.....	75
3.4.3.	WEPP – Water Erosion Prediction Project	76
3.5.	Análise de sensibilidade.....	77
4.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	79
4.1.	Software desenvolvido	79
4.2.	Comparação dos resultados simulados com os obtidos experimentalmente.....	92
4.2.1.	Comparação dos resultados obtidos experimentalmente com os simulados considerando os pluviogramas	92

4.2.2. Comparação dos resultados obtidos experimentalmente com os simulados considerando a equação de chuvas intensas.....	102
4.2.3. Diferenças entre as simulações realizadas utilizando os pluviogramas e a equação de chuvas intensas.....	105
4.3. Comparação dos resultados simulados com os obtidos por outros modelos	106
4.3.1. Comparação com o Método Racional	106
4.3.2. Comparação com o Método do Número da Curva.....	107
4.4. Análise da sensibilidade do modelo	109
5. RESUMO E CONCLUSÕES	112
6. RECOMENDAÇÕES	115
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	116
8. APÊNDICES.....	126

LISTA DE SÍMBOLOS

a, b	=	parâmetros dependentes do solo.
a_L, b_L	=	coeficientes empíricos dependentes da localidade.
A1, A2	=	áreas de contribuição, m ² .
A	=	seção transversal do escoamento, m ² .
Ab	=	área da bacia experimental, m ² .
Ac	=	área da célula, m ² .
Ad	=	área da bacia de drenagem, ha.
AD	=	massa específica do ar, g m ⁻³ .
Ag	=	teor de argila, decimal.
ALT	=	altitude, m.
A_p	=	área foliar por planta no tempo t, cm ² de folhas planta ⁻¹ .
$A_{p(max)}$	=	máxima área foliar por planta, cm ² de folhas planta ⁻¹ .
Ar	=	teor de areia, decimal.
AR	=	resistência aerodinâmica, s m ⁻¹ .
ARM	=	capacidade de armazenamento superficial da água sobre a superfície do solo, mm.
b_p, k_p	=	constantes adimensionais que determinam a posição e a distribuição da curva ao longo do eixo do tempo, respectivamente.
Bol	=	balanço de radiação de ondas longas, MJ m ⁻² .
C	=	coeficiente de escoamento superficial, adimensional.
CC	=	capacidade de campo, cm ³ cm ⁻³ .
CI_{Max}	=	capacidade máxima de interceptação, mm.
C_i	=	coeficiente de interceptação, adimensional.
CN	=	número da curva, adimensional.
d	=	distância entre os centros das células vizinhas, m.
D_{12}	=	distância entre os centros das células consideradas, m.

DE	= relação desnível / distância entre os centros das células vizinhas, m^{-1} .
DM	= distância média da terra ao sol.
DDT	= tempo térmico acumulado, graus-d.
ea	= pressão da saturação do vapor d'água à temperatura média do ar, kPa.
ed	= pressão do vapor d'água à temperatura média do ar, kPa.
ES	= escoamento superficial total, mm.
ETo	= evapotranspiração potencial da cultura de referência, mm.
ETrc	= evapotranspiração real da cultura, mm.
E ₁	= menor valor de entrada.
E ₂	= maior valor de entrada.
E ₁₂	= média dos valores de entrada.
F _x	= fator de contribuição que representa a componente do escoamento associado à direção x, %.
F _y	= fator de contribuição que representa a componente do escoamento associado à direção y, %.
G _{ij}	= valor da cota do fundo do canal, considerando como referência o plano da leitura do linígrafo, m.
h	= profundidade do escoamento, m.
H	= ângulo horário do pôr do sol, rad.
H _r	= diferença de nível entre o ponto mais remoto da bacia e a seção de deságüe, m.
H _v	= lâmina d'água acima da soleira do vertedor, obtida a uma distância de 1,5 m, m.
I	= infiltração acumulada, mm.
I(t)	= intensidade de precipitação no tempo t, $mm\ h^{-1}$.
IAF	= índice de área foliar da cultura, cm^2 de folhas cm^{-2} de solo.
ICV	= interceptação pela cobertura vegetal, mm.
i _m	= intensidade máxima média de precipitação, $mm\ h^{-1}$.
i _i	= intensidade instantânea de precipitação, $mm\ h^{-1}$.
i _p	= intensidade de precipitação observada, $m\ s^{-1}$.
i _{p(j)}	= intensidade de precipitação no intervalo de tempo de j-1 a j, $mm\ h^{-1}$.
IS	= índice de sensibilidade do modelo aos parâmetros de entrada.
I _r	= lâmina infiltrada até o tempo de empoçamento, mm.
J	= dia do ano.
Kc	= coeficiente de umidade do solo, adimensional.
k, v	= constantes empíricas obtidas por ajuste estatístico.

K, a, b, c	=	parâmetros da equação de chuvas intensas da localidade de interesse.
K_s	=	condutividade hidráulica do solo saturado, mm h^{-1} .
L	=	largura da soleira do vertedor, m.
L_t	=	comprimento do talvegue, km.
L_{t_i}	=	distância percorrida no trecho considerado, km.
LA_i	=	lâmina de água presente no solo no dia i até a profundidade considerada, mm.
LA_{i-1}	=	lâmina de água presente no solo no dia $i-1$ até a profundidade considerada, mm.
$LC_{(j)}$	=	leitura de lâmina precipitada acumulada no instante j , mm.
$LC_{(j-1)}$	=	lâmina precipitada acumulada no instante $j-1$, mm.
LES	=	lâmina de escoamento superficial, mm.
LI	=	lâmina interceptada acumulada, mm.
LR	=	latitude, rad.
m_1 e m_2	=	inversos das declividades das paredes laterais do canal com formato triangular.
n	=	coeficiente de rugosidade do terreno, $\text{s m}^{-1/3}$.
n_s	=	insolação, h.
N	=	duração astronômica do período diurno, h.
num	=	número de trechos que compõem o comprimento do talvegue.
Pa	=	pressão atmosférica, kPa.
PT	=	lâmina precipitada, mm.
PMP	=	ponto de murcha permanente do solo, mm.
PP	=	percolação profunda, mm.
q	=	vazão por unidade de largura na direção do escoamento, $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$.
q_{ES}	=	taxa de ocorrência do escoamento superficial produzida na célula que está sendo analisada, m s^{-1} .
q_f	=	fluxo, mm s^{-1} .
Q	=	vazão total do escoamento no canal, $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$.
Q_b	=	vazão de escoamento superficial, $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$.
Q_v	=	vazão no vertedor, $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$.
Q_{max}	=	vazão máxima de escoamento superficial, $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$.
$Q_{\text{observado}}$	=	vazão máxima observada na bacia experimental, L s^{-1} .
Q_{simulado}	=	vazão máxima obtida por meio do software HidroBacia, L s^{-1} .
R_1	=	resultado obtido com o modelo para o menor valor de entrada.
R_2	=	resultado obtido com o modelo para o maior valor de entrada.
R_{12}	=	média dos resultados obtidos com o menor e o maior valores de entrada.

Rg	= irradiância solar diária sobre uma superfície horizontal, ao nível do solo, MJ m ⁻² .
Ro	= irradiância solar diária no "topo da atmosfera", MJ m ⁻² .
RR	= rugosidade randômica, mm.
Rs	= irradiância solar à superfície do solo, MJ m ⁻² .
S	= declividade do terreno, %.
So	= declividade da superfície do solo, m m ⁻¹ .
Sp	= infiltração potencial, mm.
Sf	= declividade da linha de energia, m m ⁻¹ .
Sd	= densidade de plantas, plantas m ⁻² .
Sw	= potencial total na frente de umedecimento, mm.c.a.
t	= tempo, min.
td	= duração da chuva, min.
tc	= tempo de concentração, min.
T	= período de retorno, anos.
Tar	= temperatura média do ar, °C.
Ti	= taxa de infiltração da água no solo, mm h ⁻¹ .
Ti _(ARM)	= tempo de início de ocorrência da fase de armazenamento superficial, min.
T _{IC}	= taxa de interceptação pela cobertura vegetal, m s ⁻¹ .
t _{ICV}	= duração da interceptação pela cobertura vegetal, min.
Tie	= taxa de infiltração estável da água no solo, mm h ⁻¹ .
Ti _o	= taxa de infiltração inicial presumida, mm h ⁻¹ .
Ti _f	= taxa de infiltração final presumida, mm h ⁻¹ .
t _{PRE}	= tempo para o qual a capacidade de armazenamento de água sobre a superfície do solo encontra-se preenchida, min.
t'	= tempo-índice que é fixado como igual à unidade se não houver nenhuma precipitação no período de 24 horas anteriores, e é incrementado em uma unidade a cada nova iteração de cálculo (1 h) após o início da precipitação.
UR	= umidade relativa do ar, decimal.
Vol	= volume escoado superficialmente, m ³ .
V _{observado}	= volume escoado observado na bacia experimental, m ³ .
V _{simulado}	= volume escoado obtido por meio do software HidroBacia, m ³ .
Vt _i	= velocidade média no trecho considerado, m s ⁻¹ .
x	= direção do escoamento, m.
z	= profundidade do sistema radicular, cm.

Z_1	= cota da célula considerada, m.
Z_2	= cota da célula para a qual ocorre o escoamento, m.
β, κ	= parâmetros de ajuste.
Δ	= declividade da curva de pressão de saturação do vapor d'água, kPa °C ⁻¹ .
$\Delta Q\%$	= diferença percentual para a vazão máxima, %.
Δt	= intervalo de tempo considerado, min.
Δt_b	= intervalo de tempo entre duas leituras consecutivas, min.
ΔVol	= variação do volume de água armazenado no canal entre duas leituras consecutivas, m ³ .
$\Delta V\%$	= diferença percentual para o volume escoado, %.
Δx_c	= espaçamento entre duas colunas consecutivas na direção longitudinal, m
Δy_c	= espaçamento entre duas linhas consecutivas na direção transversal, m
ΔZ	= desnível entre duas células vizinhas, m.
α	= albedo da superfície solo-cultura, %.
λ	= calor latente de evaporação, MJ kg ⁻¹ .
γ	= constante psicométrica, kPa °C ⁻¹ .
φ	= constante que depende do solo.
χ	= constante dependente das condições da superfície, variando entre 0,25 e 0,80.
η	= fator de escala.
ω	= déficit inicial de umidade.
θ_s	= umidade de saturação, cm ³ cm ⁻³ .
θ_w	= umidade de saturação de campo, cm ³ cm ⁻³ .
θ_i	= umidade inicial, cm ³ cm ⁻³ .
ε	= porosidade, adimensional.
ρ	= massa específica do solo, g cm ⁻³ .
ρ_r	= massa específica das partículas, g cm ⁻³ .
δ	= declinação solar, rad.
ϕ	= latitude em graus da localidade considerada.

RESUMO

SILVA, José Márcio Alves da, D.S., Universidade Federal de Viçosa, dezembro de 2002.
Modelo hidrológico para o cálculo do balanço hídrico e obtenção do hidrograma de escoamento superficial em bacias hidrográficas: desenvolvimento e aplicação.
Orientador: Fernando Falco Pruski. Conselheiros: Demetrius David da Silva e Lineu Neiva Rodrigues.

Desenvolveu-se uma metodologia que permite realizar o balanço hídrico de bacias hidrográficas e obter, a partir do modelo digital de elevação do terreno, o hidrograma de escoamento superficial, a vazão máxima e seu tempo de ocorrência, e o volume escoado superficialmente, considerando escoamento em encostas ou em canais. Para a utilização do modelo, o usuário deve fornecer imagens relativas ao modelo digital de elevação do terreno, à rede de drenagem e às direções de escoamento na bacia hidrográfica e de informações relativas à precipitação, à interceptação pela cobertura vegetal, ao armazenamento superficial, à rugosidade do terreno e do solo. A taxa de produção de vazão de cada célula da bacia é obtida pela diferença entre a precipitação e a infiltração, obtida por meio da equação de Green-Ampt modificada por Mein-Larson. A modelagem do escoamento superficial é realizada utilizando o modelo de ondas cinemáticas. Uma vez informado o local para o qual se deseja obter o hidrograma, o modelo identifica se o escoamento é em canais ou na encosta. O hidrograma resultante de cada célula é obtido pela soma dos hidrogramas advindos da área de contribuição com o hidrograma gerado na mesma. Para a avaliação do modelo, instrumentou-se uma bacia hidrográfica na localidade de Palmital, Viçosa-MG, monitorando-se a precipitação e o escoamento superficial. Visando facilitar a utilização da metodologia elaborou-se um software no ambiente de programação Delphi. A fim de se realizar a análise de sensibilidade do modelo, procedeu-se a simulações

considerando variações nos valores de interceptação pela cobertura vegetal, armazenamento superficial, rugosidade do terreno, condutividade hidráulica do solo saturado, umidade de saturação e potencial matricial na frente de umedecimento. Os valores obtidos nas simulações realizadas com o modelo foram comparados com os valores obtidos na bacia, com o Método do Número da Curva, com o Método Racional e com o WEPP. Os resultados das simulações apresentaram diferenças em relação aos valores obtidos na bacia. Os resultados obtidos mostraram a sensibilidade do modelo em relação aos fatores citados.

ABSTRACT

SILVA, José Márcio Alves da, D.S., Universidade Federal de Viçosa, December 2002.
Hydrologic model for the calculation of the water balance and obtaining of the runoff hydrogram in small watersheds: development and application. Advisor: Fernando Falco Pruski. Committee Members: Demetrius David da Silva e Lineu Neiva Rodrigues.

The developed methodology allows the obtaining of the water balance in watersheds, and, based on a digital model of ground elevation, of the runoff hydrogram, the maximum outflow, its duration, and of the surface runoff volume, considering runoff down slopes or concentrated in channels. To use the model, images relating to the digital model of ground elevation, the drainage system, and flow direction within the watershed are required as well as information on rainfall, interception of the canopy, surface storage, and the soil and ground roughness. The overland flow production rate of each watershed cell is obtained by the difference between rainfall and infiltration, calculated by the Green-Ampt equation, modified by Mein-Larson. The runoff is modeled with the kinematic wave model. Once information on the location of the required hydrogram is provided, the model identifies whether the runoff occurs in channels or down the slopes. The hydrogram of each cell is obtained by the sum of hydrograms derived from the catchment area by the hydrogram created by the same. For an evaluation run of the model, rainfall and runoff were measured in a watershed in Palmital, Viçosa, State of Minas Gerais. Software of the Delphi programming line was worked out to facilitate the use of the methodology. For the sensitivity analysis of the model, simulations were set up that considered variations in the values of interception by the canopy, surface storage, ground roughness, saturated hydraulic conductivity, saturation moisture and matric potential in the wetting front.

The simulation values obtained by the model were compared to the values observed in the watershed, by the Curve Number Method, the Rational Method and the WEPP. Simulation results presented differences in relation to the values obtained in the watershed. Results confirmed the sensitivity of the model in relation to the mentioned factors.

1. INTRODUÇÃO

A utilização desordenada e o mau gerenciamento dos recursos hídricos geram prejuízos de tal magnitude que, atualmente, problemas sociais e ambientais de grande relevância advêm de aspectos relativos tanto à disponibilidade quanto à qualidade da água. De 1950 a 2000 a quantidade de água disponível por habitante diminuiu de 20.600 para 5.100 m³ na África; de 9.600 para 3.300 m³ na Ásia; de 105.000 para 28.200 m³ na América Latina; de 5.900 para 4.100 m³ na Europa; e de 37.200 para 17.500 m³ na América do Norte (WERTHEIN, 2002).

Desde o século passado o Brasil, como outros países, vem enfrentando o dilema de compatibilizar o seu processo de desenvolvimento com a preservação do meio ambiente. A água, por ser um bem de uso difuso e público, serve como um bom exemplo desse impasse, à medida que a diversidade de segmentos de usuários que necessitam desta faz com que sua adequada gestão seja fundamental a fim de evitar conflitos entre os mesmos. Neste caso, a mediação do Estado torna-se necessária, devendo esta ser feita por meio de políticas que assegurem a distribuição eqüitativa da água. A Lei 9.433/97, que instituiu a Política Nacional de Recursos Hídricos no Brasil, tem constituído em uma excelente experiência que está sendo vivenciada no país a fim de otimizar o uso da água, bem como na adoção de medidas voltadas à sua conservação (SILVA, 1998).

A gestão de recursos hídricos é a forma pela qual se busca equacionar e resolver as questões de escassez destes. A condição fundamental para que a gestão seja feita é a motivação política para a sua efetiva implantação. Para isso são necessários procedimentos integrados de planejamento e de administração.

Para o adequado planejamento dos recursos hídricos é necessário que se disponha de instrumentos que permitam a quantificação de disponibilidade destes e, assim, possam constituir fundamento para sua adequada gestão. Nesse sentido, os modelos hidrológicos constituem mecanismos de suporte essenciais para a concretização desta meta.

De acordo com PALACIOS-VÉLEZ et al. (1998), a demanda da sociedade por modelos que permitam uma melhor previsão hidrológica aumenta quando da notificação de inundações e dos prejuízos relacionados a estas. O desenvolvimento de melhores modelos, entretanto, requer um esforço contínuo da pesquisa e da comunidade acadêmica, sendo que estes modelos necessitam de informações consistentes sobre precipitação, escoamento, topografia, solo, entre outras.

O uso de modelos hidrológicos tem sido bastante difundido e suas aplicações em projetos hidrológicos ou hidráulicos (por exemplo, como ferramentas para projetar obras contra inundação) têm apresentado resultados animadores. Contudo, nos últimos anos, a maior importância dada aos problemas ambientais têm resultado na demanda de modelos hidrológicos mais versáteis, que com base em princípios físicos sejam capazes de representar os processos hidrológicos com variabilidade espacial (BRONSTERT e PLATE, 1997). Os modelos são ferramentas de análise importantes porque eles podem ser usados para entender processos hidrológicos, analisar o desempenho de práticas de manejo, bem como avaliar os riscos e benefícios advindos de diferentes tipos de uso do solo (SPRUIILL et al., 2000).

O advento de Sistemas de Informações Geográficas e de computadores com maior capacidade de processamento permitiram um rápido progresso na habilidade de se descrever processos relacionados ao balanço hídrico. A incorporação de uma representação mais precisa dos processos relativos ao balanço hídrico é de grande interesse na atualidade.

Diante da importância do desenvolvimento de modelos hidrológicos baseados em processos físicos, e que sejam realmente adequados à realidade brasileira, objetivou-se, com o presente trabalho, (a) desenvolver modelo que permita calcular o balanço hídrico e o hidrograma de escoamento superficial tanto em posições situadas na encosta como nos canais de drenagem de uma bacia hidrográfica; (b) desenvolver software em ambiente de programação Delphi que permita a fácil aplicação do modelo desenvolvido; (c) proceder à avaliação do modelo desenvolvido; (d) realizar a análise de sensibilidade do modelo em relação aos parâmetros que interferem no escoamento superficial; e (e) comparar o modelo desenvolvido com outros modelos existentes.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Ciclo hidrológico

A água existente na terra distribui-se por três reservatórios principais: os oceanos, os continentes e a atmosfera, entre os quais existe uma circulação contínua, denominada ciclo hidrológico. O movimento da água no ciclo hidrológico é determinado pela energia radiante de origem solar e pela ação da gravidade.

O ciclo hidrológico pode ser definido como a seqüência fechada de fenômenos pelos quais a água passa do globo terrestre para a atmosfera, na fase de vapor, e regressa àquele nas fases líquida e sólida. A transferência de água da superfície do globo para a atmosfera, sob a forma de vapor, dá-se por evaporação direta, por transpiração das plantas e dos animais e por sublimação (passagem direta da água da fase sólida para a de vapor). Na Figura 1 pode-se visualizar os processos associados ao ciclo hidrológico.

A água que precipita nos continentes pode tomar vários destinos. Uma parte é devolvida diretamente à atmosfera por evaporação; outra origina escoamento sobre a superfície do terreno (escoamento superficial) e este, concentrando-se em canais, dá lugar aos cursos de água. A parte restante infiltra, isto é, penetra no interior do solo, subdividindo-se então em uma parcela que se acumula na sua parte superior e pode voltar à atmosfera por evapotranspiração, e em outra que se movimenta para maiores profundidades, até atingir os aquíferos, indo constituir o escoamento subterrâneo. Tanto o escoamento superficial como o subterrâneo irão alimentar os cursos d'água, que deságuam nos lagos e nos oceanos ou vão alimentar diretamente estes últimos.

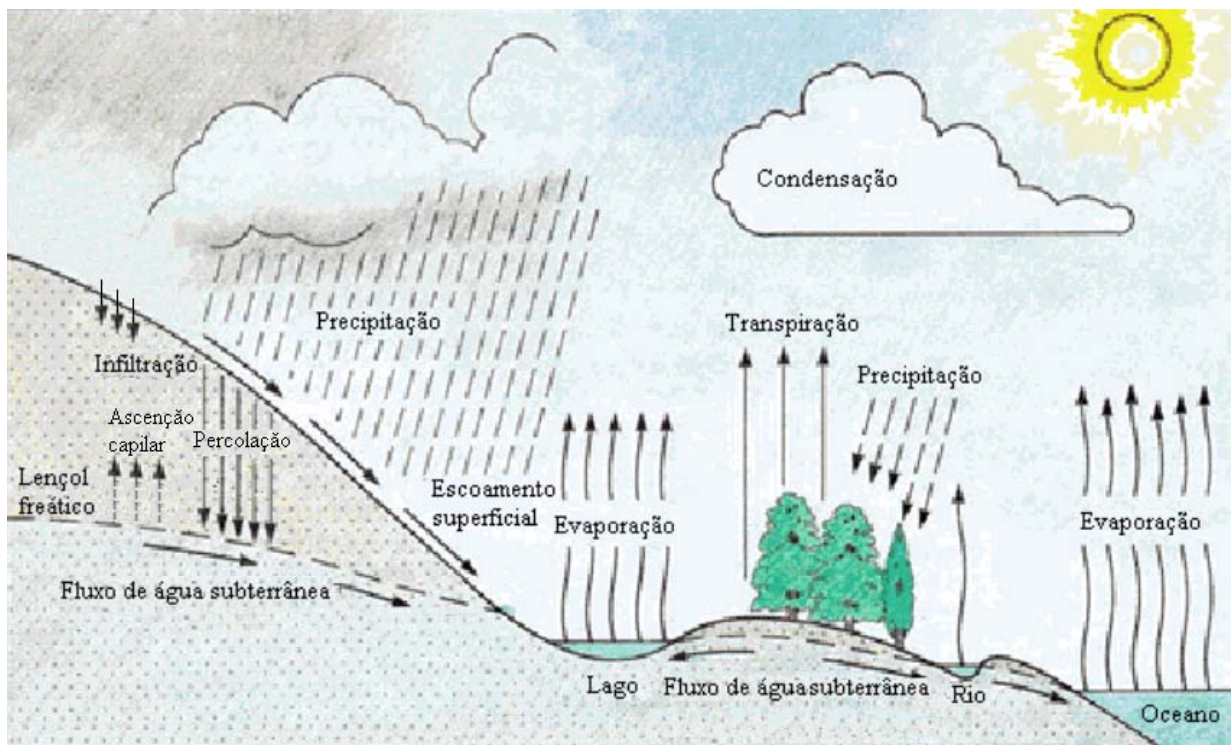


Figura 1-Representação esquemática das fases associadas ao ciclo hidrológico.

Dentre as fases do ciclo hidrológico, o escoamento superficial, processo relativo ao deslocamento da água sobre a superfície do solo, ocorre quando a água originada de uma precipitação escoar livremente sobre a superfície do solo, drenada por forças gravitacionais (PRAKASH et al., 1996). Para fins de diferenciação, considerar-se-á o estudo do escoamento superficial sobre a superfície do terreno anterior à sua concentração em cursos d'água.

O escoamento superficial constitui uma resposta rápida à precipitação, e cessa pouco tempo depois que ela acaba. O escoamento subterrâneo, entretanto, ocorre com lentidão e continua a alimentar os cursos de água por longo tempo após o término da precipitação que o originou. A divisão da água que precipita nos continentes é condicionada por vários fatores, de ordem climática e referentes às características físicas do local onde ocorre a precipitação como tipo de vegetação e condições da topografia e do solo.

2.1.1. Evapotranspiração

A evapotranspiração, perda de água por evaporação do solo e transpiração da planta, ocorre quando a água é convertida em vapor e transferida para a atmosfera. Informações quantitativas deste processo são utilizadas na resolução de numerosos problemas que envolvem o manejo da água. Tanto o planejamento de áreas agrícolas de sequeiro ou irrigadas como a previsão de cheias ou a construção e operação de reservatórios requerem dados confiáveis de

evaporação e, ou, evapotranspiração. A evapotranspiração é importante para a realização do balanço hídrico em uma bacia como um todo ou, principalmente, para a estimativa do balanço hídrico em estudos relacionados à agricultura, os quais poderão envolver o cálculo da necessidade de irrigação, o monitoramento do crescimento de culturas, o manejo de irrigação e, até mesmo, a gestão de recursos hídricos (TUCCI e BELTRAME, 2000; MO e LIU, 2001).

A evapotranspiração potencial representa a quantidade máxima d'água que pode ser evapotranspirada por uma superfície coberta (CHATTOPADHYAY e HULME, 1997). Em um solo descoberto, considerando este com alta umidade, a evaporação é inicialmente condicionada pelas condições atmosféricas (radiação, velocidade do vento, etc). Durante esta fase, o solo está úmido e com condutividade hidráulica suficiente para transportar água a uma taxa proporcional à demanda evaporativa. Após esta fase, a taxa de evaporação cai progressivamente abaixo da taxa potencial, sendo limitada, então, pelo fornecimento de água pelo perfil do solo por meio de suas características hidráulicas (MENZIANI et al., 2001) e pela profundidade do lençol freático.

A evapotranspiração envolve um conjunto complexo de processos que são influenciados por muitos fatores locais tais como pela umidade do solo, pelas exigências de água pelas plantas e pela natureza física da cobertura do solo. As condições climáticas podem atenuar ou acentuar a evapotranspiração. Na ausência de valores de evapotranspiração, uma alternativa é usar modelos matemáticos para realizar estimativas a partir de dados meteorológicos (ALI et al., 2000).

Existem muitos métodos disponíveis para a estimativa da evapotranspiração potencial de referência da cultura, compreendendo métodos diretos, tais como o lisímetro, e indiretos. Os métodos indiretos, em ordem crescente de complexidade e exigência de dados, incluem equações baseadas na temperatura (Blaney-Cridle), na temperatura e radiação (Priestley-Taylor), na temperatura, radiação, umidade do ar e velocidade do vento (Penman ou Penman-Monteith), ou até mesmo avaliações do balanço de energia da superfície evaporativa. Estes métodos e similares são discutidos detalhadamente em JENSEN et al. (1990), que mostraram que os resultados dos métodos podem variar em até 20% quando comparados com a evapotranspiração potencial da grama. Há também o modelo de Ritchie (JONES e RITCHIE, 1990), que estima a evapotranspiração da cultura calculando a evaporação da água do solo e a transpiração da planta.

De acordo com TOURULA e HEIKINHEIMO (1998), quando a vegetação pode ser tratada como uniforme a equação de Penman-Monteith é indicada. Apresentam, ainda, um modelo, baseado no trabalho de Shuttleworth e Wallace, em que a premissa básica é que o fluxo de vapor de água do solo para a atmosfera é dividido em evaporação da superfície do solo, transpiração das plantas e evaporação da água interceptada pela cobertura vegetal. O modelo consiste de formulações matemáticas da resistência que controla o fluxo de vapor de água.

2.1.2. Precipitação

A precipitação é um parâmetro fundamental em modelos hidrológicos porque é ela que ativa os processos de escoamento e de transporte de massa em bacias hidrográficas. É assumida como espacialmente uniforme, embora as tempestades que causam o maior movimento de sedimentos e nutrientes raramente sejam uniformes (CHAUBEY et al., 1999). GOODRICH et al. (1995) notaram que embora a variabilidade espacial da precipitação tenha um papel importante no processo de geração de escoamento superficial, assume-se que a chuva é uniforme na aplicação de modelos para prever o comportamento hidrológico de pequenas bacias.

As condições do escoamento superficial também são influenciadas pelas características e variabilidade espacial da precipitação. Algumas tempestades se concentram em pequenas áreas, enquanto outras se espalham sobre grandes áreas. Chuvas intensas em pequenas áreas são causadas principalmente por chuvas convectivas. A intensidade da precipitação tem uma grande correlação com a estabilidade vertical do ar e com condições orográficas. A influência do movimento das tempestades no escoamento superficial (forma do hidrograma e vazão máxima), mencionada por SINGH (1998), depende de sua direção, velocidade e duração (LIMA e SINGH, 2002).

CHAUBEY et al. (1999) afirmam que o padrão de variação espacial da precipitação pode ser obtido usando informações providas de uma rede de medição de chuvas ou dados de precipitação obtidos de radares. Informações de radares, quando calibradas com dados provenientes de pluviômetros, podem fornecer uma boa estimativa da precipitação. Outro benefício da utilização de radares advém do potencial de previsão de enchentes (TSANIS et al., 2002).

Um fator limitante para a utilização de modelos hidrológicos é a disponibilidade de dados climáticos. Quando dados climáticos disponíveis são inadequados é comum a geração de uma série sintética produzida por um modelo estocástico. Tais modelos transformam números aleatórios produzidos por algoritmos computacionais em seqüências de números aleatórios que se assemelham aos dados climáticos reais (WILKS, 1999a). WILKS (1999b) apresenta uma discussão sobre os efeitos de diferentes formulações para os componentes ocorrência de precipitação e lâmina precipitada de modelos estocásticos de precipitação diária em relação à capacidade de representação da variabilidade das precipitações observadas, lâmina precipitada e série sucessiva de dias chuvosos e secos.

CAMERON et al. (2000) avaliaram a capacidade de três modelos estocásticos de geração de precipitação em reproduzir o perfil e os valores extremos a partir de dados de precipitação diários obtidos de três diferentes locais do Reino Unido. A descrição dos referidos modelos pode ser encontrada em EAGLESON (1972), CAMERON et al. (1999) e ONOF e

WHEATER (1994). SUGIMOTO et al. (2001) apresentam um modelo estocástico para predição de precipitação, necessitando de informações de radares meteorológicos.

As informações sobre as características das precipitações máximas de curta duração são de extrema importância, com aplicações em planejamentos agrícolas e em projetos hidráulicos em geral. GARCEZ (1976) atenta para o fato de que, para a obtenção de valores extremos de precipitação, é necessário estabelecer a relação entre intensidade, duração e frequência.

Em estudos hidrológicos necessita-se, além do conhecimento das precipitações máximas observadas nas séries históricas, da previsão das precipitações máximas que possam vir a ocorrer na localidade com determinada frequência (VILLELA e MATTOS, 1975). Esta previsão requer a disponibilidade de dados de chuvas intensas em número de locais cada vez maior. Para isso, é necessária a determinação das curvas de intensidade, duração e frequência da precipitação, ou a utilização de expressões que permitam a sua obtenção em locais em que haja dificuldade para o estabelecimento das tais curvas. As dificuldades que se apresentam para a obtenção das equações de chuvas intensas originam-se de limitações referentes aos dados disponíveis, seja em termos de densidade da rede de pluviógrafos, seja em relação ao pequeno período de observação disponível (HERNANDEZ, 1991). Segundo PINTO et al. (1996), a determinação de tal relação exige exaustivo trabalho de tabulação, análise e interpretação de uma quantidade relativamente grande de pluviogramas.

Considerando a dificuldade que representa a obtenção dos parâmetros das equações de chuvas intensas, PRUSKI et al. (1997b) desenvolveram um procedimento para a regionalização dos parâmetros da referida equação para amplas áreas de abrangência. Tal trabalho permitiu, posteriormente, o desenvolvimento do software PLÚVIO 1.3 no Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal de Viçosa (www.ufv.br/dea/gprh/pluvio). Este software fornece informações relativas aos parâmetros da equação de chuvas intensas a partir de um banco de dados em que a relação entre intensidade, duração e frequência da precipitação é conhecida para várias localidades dos diversos estados brasileiros ou para qualquer localidade dos Estados do Espírito Santo, Minas Gerais, Paraná, Rio de Janeiro e São Paulo

2.1.3. Intercepção pela cobertura vegetal

A intercepção pela cobertura vegetal depende de vários fatores, como: características da precipitação, condições climáticas, tipo e densidade da vegetação. As características da precipitação que mais interferem na intercepção pela cobertura vegetal são a intensidade e o volume precipitado. As folhas são as responsáveis pela maior parte da precipitação interceptada, sendo que a disposição dos troncos contribui expressivamente na lâmina interceptada (TUCCI, 2000).

EHLERS (1989) apresenta equação para estimar a máxima interceptação pela cobertura vegetal em função da área foliar, enquanto JONG et al. (1999) apresentam metodologia para obtenção da interceptação pela cobertura vegetal a partir de imagens LandSat TM utilizando um índice de vegetação espectral.

LIMA e LEOPOLDO (1999) propõem a seguinte equação para a obtenção da interceptação pela cobertura vegetal para matas ciliares:

$$ICV = 0,6679 PT^{0,8021} \quad (1)$$

em que,

ICV = interceptação pela cobertura vegetal, mm; e

PT = precipitação total, mm.

HASHINO et al. (2002) sugerem uma equação linear para expressar a relação entre a lâmina interceptada pela cobertura vegetal e o total precipitado durante um evento de chuva em florestas

$$ICV = k PT + v \quad (2)$$

em que k e v constantes empíricas obtidas por ajuste estatístico.

SZILAGYI e PARLANGE (1999) afirmam que uma boa compreensão do processo associado à interceptação ainda não é conhecida. Entretanto os autores apresentam uma função exponencial para calculá-la:

$$T_{IC} = i_p \beta \kappa^{(t'-1)} \quad (3)$$

em que

T_{IC} = taxa de interceptação pela cobertura vegetal, $m s^{-1}$;

i_p = intensidade de precipitação observada, $m s^{-1}$;

β e κ = parâmetros de ajuste; e

t' = tempo-índice que é fixado como igual à unidade se não houver nenhuma precipitação no período de 24 horas anteriores, e é incrementado em uma unidade a cada nova iteração de cálculo (1 h) após o início da precipitação.

2.1.4. Armazenamento superficial

Outra característica importante que influencia o balanço hídrico é a capacidade de armazenamento da água sobre a superfície do solo (SCHUMANN et al., 2000), que corresponde ao armazenamento pelo micro-relevo da superfície do terreno. A rugosidade da superfície do terreno controla muitos processos de transferência na interface solo-atmosfera, como, por exemplo, a infiltração, o escoamento superficial, o desprendimento de partículas pela água e pelo vento, a evaporação, entre outros (MAGUNDA et al., 1997).

A topografia natural apresenta um micro-relevo, que consiste em pequenas depressões que devem ser preenchidas, após o início do empoçamento, antes do escoamento superficial iniciar. A água armazenada no micro-relevo, denominada de armazenamento superficial, não se tornará escoamento superficial, podendo infiltrar ou evaporar. Em certas regiões, o armazenamento superficial pode ser bastante expressivo (OGDEN, 1998).

De acordo com PLANCHON et al. (2001), o armazenamento superficial frequentemente é calculado quando dados do micro-relevo são disponíveis. Estes autores apresentam um aparelho eletrônico para a caracterização do micro-relevo e uma metodologia para o cálculo da rugosidade randômica (rugosidade devido às irregularidades aleatórias da superfície do solo) e do armazenamento superficial. Poucos estudos mediram o armazenamento superficial fisicamente a partir do preenchimento com água de uma parcela da superfície do solo após a impermeabilização desta ou do preenchimento de uma réplica em resina. Quando o micro-relevo é desconhecido, o armazenamento superficial pode ser obtido a partir da rugosidade randômica.

A rugosidade randômica é normalmente representada por uma distribuição normal de suas elevações e é caracterizada pelo seu desvio padrão (KIRKBY, 2001). A rugosidade da superfície do terreno afeta a capacidade de armazenamento superficial, e conseqüentemente, o escoamento superficial e a erosão. O armazenamento superficial também é afetado pela declividade. Superfícies mais rugosas armazenam mais água que superfícies mais lisas e terrenos mais declivosos armazenam menos água que declives suaves (MOORE e LARSON, 1979; ULLAH e DICKINSON, 1979a, b; ONSTAD, 1984).

Em áreas agrícolas, a rugosidade da superfície do terreno é influenciada principalmente pelo tipo de preparo do solo, vegetação, tipo de solo e quantidade e intensidade de precipitação (HANSEN et al., 1999). O índice mais comum usado para caracterizar a rugosidade da superfície é a rugosidade randômica (MAGUNDA et al., 1997). Baseado na declividade e no índice de rugosidade randômica definido por ALLMARAS et al. (1966), ONSTAD (1984) desenvolveu uma equação para calcular o armazenamento superficial.

Modelos computacionais para calcular o armazenamento superficial e escoamento superficial em parcelas experimentais baseado em medidas de elevação destas foram desenvolvidos por MOORE e LARSON (1979) e ONSTAD (1984). Segundo HANSEN et al. (1999), para calcular a rugosidade randômica ou o armazenamento superficial com estes modelos, são necessários dados de elevação da superfície do solo obtidos a partir de uma malha detalhada disposta sobre a superfície.

Como a obtenção dos dados de elevação é demorada, métodos para calculá-los que requeiram menos informações são valiosos. A maioria dos índices usados para quantificar a rugosidade da superfície do terreno está baseada no desvio padrão de medidas de elevação. O índice de rugosidade randômica descrito por ALLMARAS et al. (1966) é o índice de rugosidade freqüentemente utilizado na maioria dos trabalhos.

2.1.5. Infiltração

A compreensão do processo de infiltração tem muitas aplicações na hidrologia, principalmente no estudo do escoamento superficial, da erosão hídrica, da irrigação por superfície e no transporte de contaminantes (GANDOLFI e SAVI, 2000).

O conceito de capacidade de infiltração é aplicado no estudo da infiltração para diferenciar o potencial que o solo tem de absorver água pela superfície, em termos de lâmina por tempo, da taxa real de infiltração que acontece quando há disponibilidade de água para penetrar no solo. Uma curva de taxas reais de infiltração no tempo somente coincide com a curva da capacidade de infiltração de um solo, quando o aporte superficial de água tem intensidade igual ou superior à capacidade de infiltração (SILVEIRA et al., 2000).

Se uma precipitação atinge o solo com uma intensidade menor que a capacidade de infiltração, toda a água penetra no solo, provocando uma progressiva diminuição da própria capacidade de infiltração, já que o solo está se umedecendo. Se a precipitação continuar, pode ocorrer, dependendo da sua intensidade, um momento em que a capacidade de infiltração diminui tanto que sua taxa se iguala à intensidade da precipitação.

Quando o teor de umidade do solo aumenta, a taxa de infiltração diminui, resultando em um aumento de água na superfície do solo (BURK et al., 2000). A partir deste momento, mantendo-se a precipitação, a infiltração real se processa nas mesmas taxas da curva da capacidade de infiltração, que passa a decrescer exponencialmente no tempo tendendo a um valor mínimo de infiltração (SILVEIRA et al., 2000).

2.1.5.1. Modelos para a representação do processo de infiltração da água no solo

Modelos empíricos normalmente constam de equações simples. Os parâmetros destes modelos são determinados por meio do ajuste da equação aos dados de infiltração de água obtidos em uma situação particular (RAVI e WILLIAMS, 1998). Têm a vantagem de permitir relacionar os parâmetros do modelo a características do solo, sem que obrigatoriamente tenham significado físico. A principal desvantagem é que os dados ajustados somente são válidos para as condições em que eles foram determinados. Os modelos teóricos são baseados na teoria física do escoamento em meios porosos, que é descrito pela equação de Richards ou mesmo pela equação de Darcy, a partir da qual a equação de Richards foi desenvolvida (BRANDÃO et al., 2002).

2.1.5.1.1. Equações empíricas

Dentre as equações empíricas mais utilizadas para a representação do processo de infiltração citam-se as de Kostiakov, de Kostiakov-Lewis, de HORTON (1940), de PHILIP (1957) e a de HOLTAN (1961).

Segundo RAVI e WILLIAMS (1998), a equação de Kostiakov é expressa por

$$T_i = a b t^{b-1} \quad (4)$$

em que

$$\begin{aligned} T_i &= \text{taxa de infiltração da água no solo, mm h}^{-1}; \\ a, b &= \text{parâmetros dependentes do solo; e} \\ t &= \text{tempo, min.} \end{aligned}$$

Integrando a equação 4, tem-se a infiltração acumulada (I), em mm, expressa por

$$I = a t^b \quad (5)$$

As constantes “a” e “b” devem ser determinadas por meio do ajuste da equação a dados experimentais. Como a taxa de infiltração tende a zero quando t tende a infinito, Kostiakov propôs que as equações 4 e 5 fossem usadas para $t < t_{\max}$, expresso por

$$t_{\max} = \left(\frac{a}{K_s} \right)^{1/b} \quad (6)$$

em que K_s é a condutividade hidráulica do solo saturado, mm h^{-1} .

A equação de Kostiakov descreve bem a infiltração para baixos valores de tempo, perdendo em precisão para tempos maiores.

Para eliminar a deficiência da taxa de infiltração tender a zero quando o tempo tende a infinito, foi proposta a equação de Kostiakov-Lewis ou Kostiakov modificada, representada por

$$T_i = a b t^{b-1} + T_{ie} \quad (7)$$

e

$$I = a t^b + T_{ie} t \quad (8)$$

em que T_{ie} é a taxa de infiltração estável da água no solo, mm h^{-1} .

Neste caso, quando t tende para o infinito, a taxa de infiltração tende para T_{ie} .

HORTON (1940) propôs as seguintes equações para calcular a taxa de infiltração e a infiltração acumulada:

$$T_i(t) = T_{if} + (T_{io} - T_{if})e^{-\gamma t} \quad (9)$$

e

$$I(t) = T_{if} t + \frac{1}{\gamma} (T_{io} - T_{if})(1 - e^{-\gamma t}) \quad (10)$$

em que

T_{io} = taxa de infiltração inicial pressumida, mm h^{-1} ;

T_{if} = taxa de infiltração final pressumida, mm h^{-1} ; e

φ = constante que depende do solo.

Ao contrário da equação de Kostiakov, quando t tende a infinito, o valor da taxa de infiltração tende para um valor diferente de zero (T_{if}), porém não representa adequadamente a rápida diminuição de T_i para pequenos valores de tempo. PARLANGE e HAVERKAMP (1989), em um estudo de comparação de várias equações empíricas de infiltração, concluíram que a equação de Horton teve um desempenho inferior ao da equação de Kostiakov.

Para superar as limitações da equação de Kostiakov para altos valores do tempo, Mezencev (PHILIP, 1957) propôs as seguintes modificações para as Equações 4 e 5, respectivamente:

$$T_i = T_{i_f} + a t^{-b} \quad (11)$$

e

$$I = T_{i_f} t + \frac{a}{1-b} t^{(1-b)} \quad (12)$$

A equação empírica proposta por HOLTAN (1961) é explicitamente dependente das condições de umidade do solo

$$T_i = T_{i_f} + \chi \eta (\omega - I)^{1,4} \quad (13)$$

em que

- χ = constante dependente das condições da superfície, variando entre 0,25 e 0,80;
- η = fator de escala; e
- ω = déficit inicial de umidade.

2.1.5.1.2. Modelos baseados em processos físicos

GREEN e AMPT (1911) desenvolveram um modelo físico que exprime a infiltração em função da condutividade hidráulica do solo saturado, do potencial matricial do solo antes do início da infiltração e das umidades inicial e de saturação do mesmo, e não do tempo de ocorrência do processo. Por se basear numa análise física do processo, exprimindo a infiltração em função de parâmetros físicos do solo e não do tempo de ocorrência do processo, e por apresentar bons resultados na predição da infiltração, o modelo de Green-Ampt destaca-se dos demais, sendo hoje um dos modelos mais utilizados para sua descrição.

A equação de Green-Ampt é uma das equações de infiltração mais antigas citadas na literatura. Está baseada em uma série de experiências de laboratório em colunas de solo, mas a equação tem uma base teórica e é de uso geral. Uma vantagem da equação de Green-Ampt em relação às soluções numéricas da equação do Richards é que não há nenhum problema de estabilidade em sua solução, sendo muito mais fácil aplicá-la do que a solução numérica da equação de Richards (LUBANA e NARDA, 2001).

Uma desvantagem da utilização do modelo de Green-Ampt reside no fato de que seus parâmetros de entrada não representam fielmente as condições reais de ocorrência da infiltração, entretanto diversos autores propõem metodologias para a adequação destes parâmetros a fim de melhorar os resultados obtidos com a utilização deste modelo. De acordo com RAVI e WILLIAMS (1998), o Serviço de Pesquisa Agrícola do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos tem realizado extensos trabalhos para desenvolver relações empíricas para a obtenção de parâmetros para a equação de Green-Ampt. Uma das vantagens da equação de Green-Ampt é sua aplicabilidade em diferentes condições iniciais e perfil do solo (ASARE, 1999).

A equação de Green-Ampt foi desenvolvida considerando-se que, desde o início do processo de infiltração, a superfície do solo se encontra saturada e que existe uma carga hidráulica sobre a superfície do solo. Esta situação, entretanto, não corresponde às condições de infiltração que ocorrem sob condições de precipitação, pois deveria haver antes a saturação da camada próxima à superfície e o empoçamento de água sobre a superfície do solo.

Green-Ampt assumiram um perfil de infiltração da água no solo semelhante a um pistão (Figura 2), com uma frente de umedecimento bem definida. Este perfil assume que o solo acima da frente de umedecimento está saturado, correspondendo a uma umidade igual a θ_s , passando abruptamente à umidade inicial (θ_i) abaixo da frente de umedecimento. O potencial matricial na frente de umedecimento é S_w e o potencial total na superfície do solo é H_s , igual à lâmina de água sobre esta.

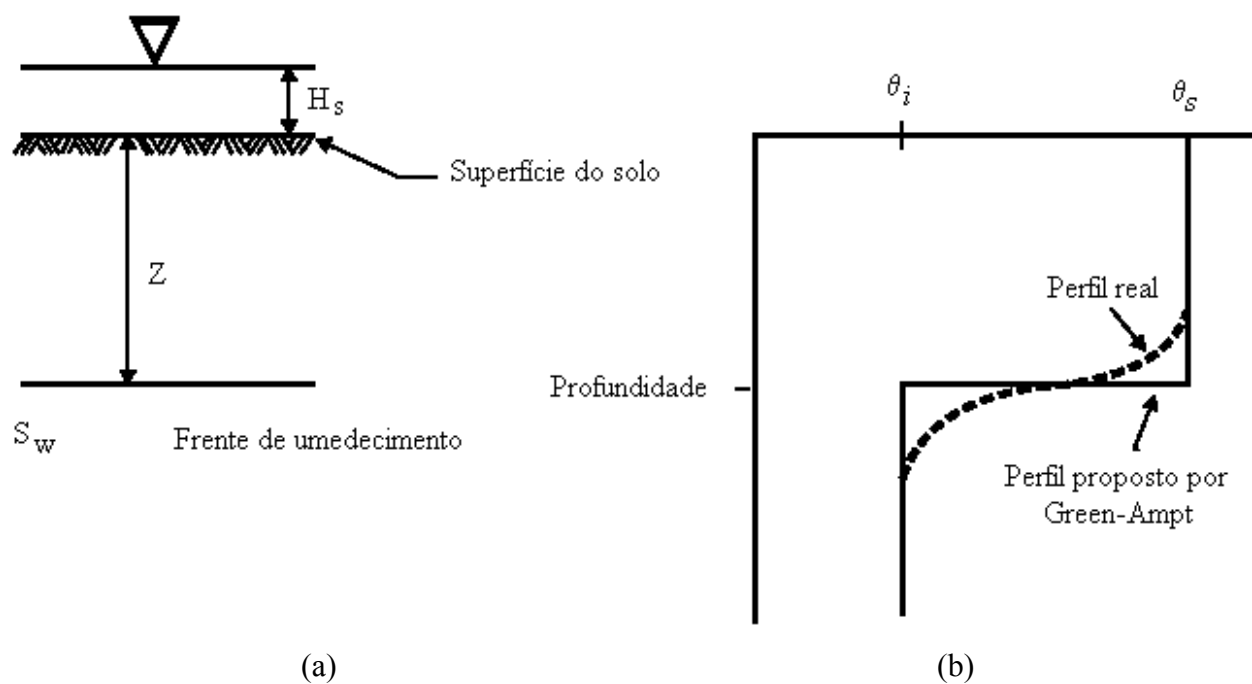


Figura 2 - Representação dos parâmetros da equação de Green-Ampt (a) e do perfil de umedecimento do solo (b). Fonte: RAVI e WILLIAMS, 1998.

Segundo ALI et al. (2000), a equação de Green-Ampt é uma equação de infiltração obtida a partir da equação de Darcy.

Considerando os potenciais totais na superfície do solo (ψ_s) e na frente de umedecimento (ψ_w), tem-se:

$$\psi_s = z_s + \psi_m + \psi_g = 0 + 0 + H_s = H_s \quad (14)$$

e

$$\psi_w = z_w + \psi_g + \psi_m = -L + 0 + S_w = -L + S_w \quad (15)$$

O gradiente de potencial $\left(\frac{\Delta\psi_{s-w}}{\Delta z} \right)$ entre a superfície e a frente de umedecimento é

$$\frac{\Delta\psi_{s-w}}{\Delta z} = \frac{\psi_w - \psi_s}{L} = \frac{-L + S_w - H_s}{L} \quad (16)$$

O fluxo (q_f) será

$$q = -K_s \left(\frac{-L + S_w - H_s}{L} \right) \quad (17)$$

Igualando a taxa de infiltração ao fluxo, tem-se:

$$Ti = K_s \left(\frac{L - S_w + H_s}{L} \right) \quad (18)$$

Pode-se adotar $H_s \cong 0$ devido ao pequeno valor deste quando comparado à soma dos potenciais gravitacional (L) e matricial (S_w) e como os valores do potencial matricial são sempre negativos, a equação 18 pode ser rearranjada para:

$$Ti = K_s \left(1 + \frac{S_w}{L} \right) \quad (19)$$

A infiltração acumulada (I) pode ser obtida por

$$I = L(\theta_s - \theta_i) \quad (20)$$

Rearranjando a equação 20 e substituindo na equação 19, tem-se

$$T_i = K_s \left(1 + \frac{S_w (\theta_s - \theta_i)}{I} \right) \quad (21)$$

Green-Ampt assumiu que o déficit inicial de água no solo é a diferença entre a umidade inicial e final do solo. A umidade final pode ser aproximada como sendo a umidade de saturação do solo, a qual pode ser aproximada como sendo igual à porosidade do solo.

Várias modificações têm sido realizadas para melhorar a aplicabilidade desta equação em diferentes condições de solo. PHILIP (1954) assumiu que a umidade de saturação do solo era constante, mas não necessariamente igual à porosidade total. BOUWER (1966) mostrou que a condutividade hidráulica deveria ser menor do que a condutividade hidráulica do solo saturado devido ao ar aprisionado em função do movimento da água no solo ser descendente, podendo esta ser considerada igual à metade da condutividade hidráulica do solo saturado (ASARE, 1999).

CECÍLIO (2002) realizou um estudo para avaliar o modelo de Green-Ampt, assim como as diversas proposições de correção dos seus parâmetros de entrada (umidade de saturação, condutividade hidráulica do solo saturado, e potencial matricial na frente de umedecimento), aplicado a um típico solo brasileiro sob condições de estratificação de sua textura, o Latossolo Vermelho-Amarelo.

Como no desenvolvimento da equação de Green-Ampt foi assumida a existência de uma lâmina de água na superfície do solo, esta equação somente é válida para condições após o empoçamento da água na superfície do solo. MEIN e LARSON (1973), por sua vez, modificaram a equação de Green e Ampt para permitir a sua aplicação em condições anteriores ao empoçamento da água na superfície do solo e este novo modelo foi denominado Modelo de Green e Ampt modificado por Mein e Larson (GAML).

Embora MEIN e LARSON (1973) tenham utilizado condições diferentes na derivação do seu modelo, estes autores encontraram uma equação idêntica à equação original proposta por Green e Ampt (equação 21).

2.1.6. Escoamento superficial

Dentre os inconvenientes causados pelo escoamento superficial, destaca-se a erosão hídrica, sendo um problema sério na maioria das áreas agrícolas do mundo. A erosão hídrica tem sido tradicionalmente considerada como sendo a causa da perda de nutrientes bem como da produtividade (MAMO e BUBENZER, 2001). Milhões de toneladas de solo erodido são depositadas em rios, lagos e reservatórios transportadas pelo escoamento superficial. Além da alta carga de sedimentos que atingem os corpos d'água, o escoamento pode conduzir nutrientes, que podem estimular o crescimento de algas e acelerar a eutrofização. Adicionalmente, uma carga excessiva de sedimentos pode deteriorar ou destruir habitats aquáticos, reduzir o valor estético e reduzir a capacidade de armazenamento de reservatórios (RAUHOFER et al., 2001). Estimativas de escoamento superficial são importantes para se verificar o risco da ocorrência de erosão (YOUNG et al., 2002).

Um dos princípios básicos da nova legislação referente aos recursos hídricos é a gestão integrada dos mesmos, adotando-se a bacia hidrográfica como a unidade de planejamento. Nesse ponto fica claro que a gestão do solo e da água são indissociáveis, pois sem a conservação do solo não há conservação da água. Pode-se definir a bacia hidrográfica como sendo a área delimitada topograficamente, drenada por um curso d'água ou um sistema interligado de cursos d'água, dispondo de uma simples saída, para a qual toda a vazão efluente é descarregada.

O comportamento do escoamento superficial depende essencialmente da cobertura da bacia, de sua declividade, do sistema de drenagem, da precipitação, do tipo de solo e de sua umidade. O escoamento superficial é resultado da água precipitada que não foi interceptada pela cobertura vegetal ou retida sobre a superfície do terreno e não infiltrou e que, conseqüentemente, acaba escoando nos caminhos de maior declividade. A representação desse processo em todos os seus detalhes é difícil (TUCCI, 1998).

Dados de escoamento e perda de solo são freqüentemente obtidos a partir de parcelas experimentais as quais não consideram a influência topográfica e de superfície na iniciação do escoamento e na produção de sedimento. Portanto, estes dados não podem ser extrapolados para quantificar processos em nível de encostas que são afetados expressivamente por variações topográficas e hidrológicas (HUANG et al., 2001).

Alternativas para a diminuição do escoamento superficial devem ser implementadas de tal forma a se atingir alguns objetivos como diminuição da erosão, diminuição do risco de inundações, retenção da água na bacia hidrográfica e minimização do transporte de sedimentos e de produtos químicos para os corpos d'água, entre outros.

Atualmente está sendo proposto o conceito de “produtor de água”, que significa aquele produtor que realiza alterações na bacia hidrográfica permitindo uma maior infiltração da água e, conseqüentemente, um maior abastecimento do lençol freático que alimentará os cursos d’água.

Os estudos hidrológicos têm importância fundamental no planejamento e gerenciamento dos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica, tendo a distribuição temporal das vazões mínimas ou de estiagem grande importância em projetos de abastecimento de água, energia elétrica, irrigação, manutenção da qualidade da água, entre outros (GOMES e MATTOS, 1999).

Além das informações relativas às inundações, estimativas do escoamento superficial são importantes para análises de impacto ambiental. Segundo OLIVEIRA (1999), o escoamento superficial constitui o principal meio de contaminação dos mananciais de água de superfície, devido ao arraste de sedimentos e produtos químicos. O transporte de produtos químicos 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.

2.2. Utilização de modelos para a representação do escoamento superficial

Um modelo hidrológico para a representação de um sistema natural deve descrever com razoável precisão a resposta do sistema a uma dada entrada. O procedimento para a modelagem de sistemas complexos como os processos hidrológicos presentes em uma bacia hidrográfica exige um conhecimento detalhado da bacia e dos processos físicos e biológicos que interferem no movimento da água. Como isto é impraticável, simplificações ou abstrações são realizadas buscando a aproximação dos processos representados à situação real (SCHULER, 1998).

Segundo MILLER e GUERTIN (1999), o manejo de bacias hidrográficas é dependente da sua variabilidade espacial. A realização de estudos hidrológicos considerando os contornos da microbacia hidrográfica surgiu da necessidade de se compreender o comportamento dos processos que controlam o movimento da água nesta e, a partir desta análise, avaliar os impactos decorrentes das mudanças do uso do solo sobre a quantidade e qualidade da água (WHITEHEAD e ROBINSON, 1993).

Em modelos distribuídos, como a topografia da bacia deve ser conhecida com um bom nível de detalhamento, o cálculo do escoamento superficial pode ser realizado utilizando-se uma solução aproximada das equações de Saint-Venant, como o modelo de ondas cinemáticas, associada a uma equação representativa do processo de infiltração (PALACIOS-VÉLEZ et al., 1998).

O modelo de ondas cinemáticas pode ser usado para representar o escoamento em encostas e canais. O modelo consiste na equação da continuidade e em uma forma simplificada

da equação do momentum, na qual a linha de energia se iguala à declividade do terreno (BOLSTER e SAIERS, 2002). O modelo de ondas cinemáticas oferece bons resultados para a maioria dos estudos hidrológicos, motivo pelo qual tem tido larga aceitação para a representação do escoamento superficial (LIMA e SINGH, 2002).

A primeira informação requerida para uma boa modelagem hidrológica é a precipitação. Para áreas pequenas, isto não é difícil de se realizar quando se possui uma medida da chuva na área ou próxima a ela. Em áreas maiores, porém, a variabilidade espacial da precipitação torna-se importante (GAREN et al., 1999).

Com exceção do modelo WEPP, o algoritmo usado por todos os modelos do USDA para o cálculo do escoamento baseia-se no Método do Número da Curva do SOIL CONSERVATION SERVICE (1972). Devido à sua simplicidade, facilidade de uso e disponibilidade de informações para as condições reinantes nos Estados Unidos, este método tem sido amplamente usado (GAREN et al., 1999).

Um fator para a melhoria da descrição física dos processos geradores do escoamento superficial é o uso de modelos de infiltração no lugar do método no Número da Curva (WOOLHISER et al., 1990). Isto proporciona uma representação mais realista do excedente de precipitação e permite uma melhor estimativa dos impactos da ocupação do solo, do uso de práticas conservacionistas, entre outras (GAREN et al., 1999).

Os modelos que relacionam a infiltração com o hidrograma de escoamento superficial resultante de uma precipitação consistem de uma função de infiltração que calcula a taxa de infiltração, bem como a sua variação com o tempo, e de uma função que transforma o excesso de precipitação em escoamento superficial. Devido às suas facilidades, a equação de Green e Ampt é a que melhor se adequa como função de infiltração (STONE et al., 1996).

Hoje, e principalmente no passado, modelos são e foram desenvolvidos por cientistas e não pelos programadores profissionais e engenheiros de software. Embora tenham sido produzidos modelos úteis, técnicas modernas de programação poderiam ter sido usadas para facilitar o uso destes softwares, incluindo modularidade, reutilização de códigos e programação orientada a objetos (GAREN et al., 1999).

Os modelos desenvolvidos para o emprego em nível de bacias hidrográficas tendem a ser menos precisos com relação aos processos em nível de parcelas, mas podem integrar múltiplos usos do solo, enquanto que aqueles desenvolvidos em nível de parcelas são usualmente mais representativos da homogeneidade do solo e da cultura, mas são menos capazes de considerar múltiplos usos em uma simulação única. Nos vários modelos disponíveis, o

componente hidrológico é a força motriz da simulação do transporte de nutrientes e, ou, poluentes e pesticidas (TUCKER et al., 2000).

De acordo com TUCCI (1998), os modelos precipitação-vazão representam a parte do ciclo hidrológico entre a precipitação e a vazão. Estes modelos devem considerar a distribuição da precipitação, a interceptação, a evapotranspiração, o armazenamento superficial, a infiltração e o escoamento superficial, podendo ser classificados em três tipos:

- Modelos distribuídos baseados em processo físicos: consideram as equações de conservação de massa e quantidade de movimento para descrever o movimento da água sobre a superfície do solo. O cálculo é feito para cada célula da malha que representa a bacia;
- Modelos conceituais concentrados: são de natureza quase física. Baseiam-se na equação da continuidade, não usam diretamente a equação da quantidade de movimento para descrever os processos chuva-vazão, mas adotam conceituações plausíveis para representar estes processos. Estas representações em geral consideram diversos reservatórios conectados utilizando também procedimentos de translação no tempo; e
- Modelos de entrada-saída: consistem na identificação de uma relação entre as entradas (precipitação) e as saídas (vazão), sem se preocupar em descrever os mecanismos internos do processo. Um exemplo clássico é o método do hidrograma unitário, o qual propõe uma relação linear entre a chuva efetiva e o escoamento superficial.

Os modelos físicos têm vários parâmetros e devem ser calibrados em relação a dados observados. Em geral, há muitas combinações de parâmetros que podem reproduzir os dados observados, em particular quando só um aspecto de desempenho do modelo é considerado. Este problema surge devido a erros na estrutura do modelo, condições de contorno e variabilidade dos dados observados (BELDRING, 2002).

Os modelos distribuídos apresentam vantagens na sua estrutura teórica em relação aos outros dois tipos de modelo pelo fato de que seus parâmetros têm significado físico, com valores que podem ser obtidos em análises de campo ou laboratório. As atividades humanas sobre a bacia, o desmatamento ou a irrigação, podem ser representados por meio da mudança dos valores dos parâmetros representativos das características da bacia. Permitem também a consideração da variação espacial dos parâmetros da bacia e também de suas entradas (WOOD e O'CONNELL, 1985). Nos itens a seguir encontram-se descrições de alguns modelos hidrológicos de uso comum para a obtenção do escoamento superficial.

2.2.1. Método Racional

Este método permite a determinação da vazão máxima de escoamento superficial a partir de dados de chuvas para pequenas bacias, com área de, no máximo, 500 ha. Parte do princípio básico de que a vazão máxima, provocada por uma chuva de intensidade uniforme e constante, ocorre quando todas as partes da bacia contribuem simultaneamente com escoamento na seção de deságüe. A complexidade real do processo de escoamento superficial é ignorada, desprezando tanto o armazenamento de água na bacia quanto as variações da intensidade de precipitação e do coeficiente de escoamento superficial durante a precipitação. Outra limitação do método é que ele não permite caracterizar o volume de escoamento superficial e a distribuição temporal das vazões, e sim a vazão de pico ou vazão máxima de escoamento superficial.

2.2.2. Modelo para obtenção da lâmina de escoamento superficial

PRUSKI et al. (1997a) desenvolveram metodologia para determinar a lâmina máxima de escoamento superficial empregando a taxa de infiltração após longo período de umedecimento do solo. A metodologia pode ser empregada para determinar um fator, o qual, associado com as condições topográficas da área e com as características do sistema de conservação do solo, é usado para calcular a lâmina de água armazenada em canais de drenagem. É aplicável em localidades nas quais a equação de intensidade, duração e frequência é conhecida.

2.2.3. Método do Número da Curva

Este método permite estimar a lâmina (volume por unidade de área da bacia) de escoamento superficial a partir de dados de precipitação e de outros parâmetros da bacia. A intensidade de precipitação é considerada constante para uma dada duração de precipitação. Como este método foi desenvolvido para a obtenção da lâmina de escoamento superficial, não permite a obtenção de vazões que ocorrem durante o evento analisado.

A precipitação é totalmente convertida em abstrações iniciais até o tempo dito tempo de ocorrência das abstrações iniciais. As abstrações iniciais correspondem a toda precipitação que ocorre antes do início do escoamento superficial englobando, além da interceptação e do armazenamento superficial, toda a infiltração ocorrida durante esses dois processos. Foi desenvolvido pelo SOIL CONSERVATION SERVICE (1972), vinculado ao Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (SCS-USDA), a partir de dados de um grande número de bacias experimentais.

2.2.4. Modelo para obtenção do hidrograma de escoamento superficial em áreas agrícolas

SILVA (1999) desenvolveu uma metodologia que permite obter o hidrograma de escoamento superficial e a vazão máxima para qualquer posição ao longo de uma encosta (Figura 3), para solos com umidade próxima à saturação (condição crítica para a ocorrência do escoamento superficial) e para seções transversais de canais de drenagem (Figura 4). Na encosta, considerou que a vazão ocorre na direção da declividade desta, e que a vazão de cada célula é a soma da vazão produzida nesta com a vazão produzida nas células que contribuem com escoamento superficial para a célula em análise. No canal, a vazão é calculada como a soma das vazões das colunas do sistema reticulado.

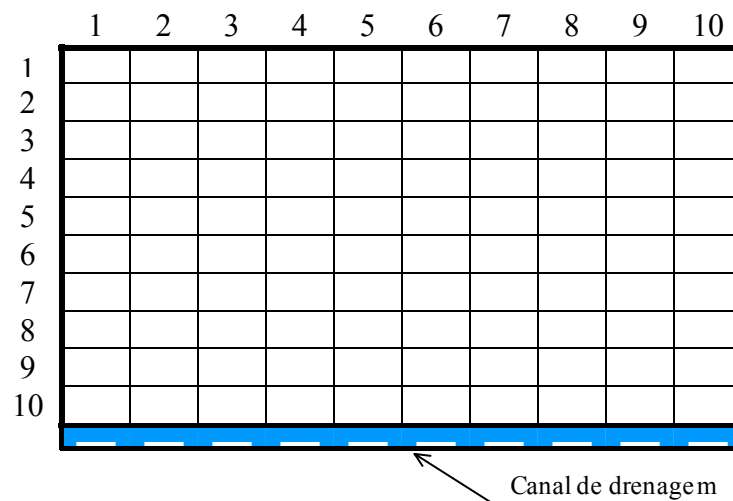


Figura 3 - Representação da subdivisão de uma área num sistema matricial composto por 10 linhas e 10 colunas. Fonte: SILVA (1999).

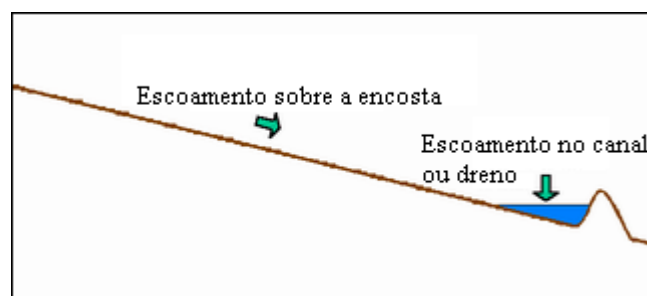


Figura 4 - Representação da encosta, com declividade num único sentido, e do canal do terraço ou dreno de superfície. Fonte: SILVA (1999).

SILVA (1999) considerou que o escoamento superficial só se inicia após o preenchimento das abstrações iniciais (Ia), que dependem da interceptação pela cobertura vegetal, do armazenamento nas depressões do solo e da infiltração que antecede o escoamento

superficial. Os valores de I_a foram calculados por meio do método do Número da Curva, utilizando a equação recomendada pelo SOIL CONSERVATION SERVICE (1972).

Foi desenvolvido um software, denominado Hidrograma, utilizando o ambiente de programação Delphi, para a aplicação da metodologia. Como resultado, o software fornece o hidrograma de escoamento superficial para qualquer posição ao longo da encosta e para seções transversais do canal do terraço ou dreno de superfície, além da vazão máxima, do seu tempo de ocorrência e do volume de escoamento superficial. Uma cópia deste software pode ser obtida em <http://www.ufv.br/dea/gprh/hidrograma>.

2.2.5. Modelo para obtenção do hidrograma de escoamento superficial ao longo de uma bacia hidrográfica

BRAGA (2000) desenvolveu uma metodologia que permite obter o hidrograma de escoamento superficial ao longo de uma bacia hidrográfica considerando a variabilidade espacial das condições da bacia utilizando SIG's. Para a obtenção do hidrograma de escoamento superficial na célula de interesse foi somado o hidrograma produzido na mesma com os hidrogramas advindos das células que contribuem com escoamento para a célula de interesse.

No desenvolvimento do seu trabalho, BRAGA (2000) considerou, na identificação das células contribuintes, apenas as quatro células vizinhas (à direita, à esquerda, acima e abaixo) desprezando as células vizinhas à diagonal, e que uma parte do escoamento produzido em uma célula pode escoar para uma célula vizinha e parte para outra célula vizinha (Figura 5).

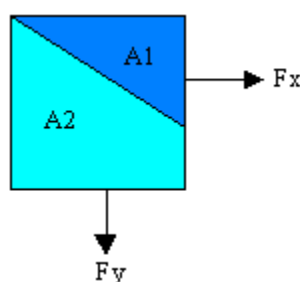


Figura 5 - Geometria do escoamento superficial em uma célula. Fonte: BRAGA (2000).

Os fatores de contribuição, correspondentes à contribuição advinda de uma célula para as outras foram calculados pelas equações

$$F_x = \frac{A_1}{(A_1 + A_2)} \quad (22)$$

e

$$F_y = \frac{A_2}{(A_1 + A_2)} \quad (23)$$

em que

F_x = fator de contribuição que representa a componente do escoamento associado à direção x, %;

F_y = fator de contribuição que representa a componente do escoamento associado à direção y, %; e

A_1 e A_2 = áreas de contribuição, m^2 .

O modelo desenvolvido é válido apenas para solo saturados e escoamento sobre a encosta. Esta última restrição deve-se às dificuldades encontradas por BRAGA (2000) referentes à identificação da rede de drenagem da bacia hidrográfica.

2.2.6. AGNPS - Agricultural Non-Point Source Pollution

O modelo Agricultural Non-Point Source Pollution (AGNPS) (YOUNG et al., 1987, 1994) foi projetado para prever o volume de escoamento superficial, a vazão máxima, bem como o transporte de sedimentos e de nutrientes em bacias de dimensões médias a grandes. O principal objetivo do AGNPS foi descrever processos de transporte relacionados a fontes de poluição não pontuais dentro de uma área usando algoritmos empíricos, tendo um módulo hidrológico como componente básico. Testes de sensibilidade do modelo demonstraram que variações nos parâmetros relacionados à infiltração produziram alterações expressivas nos resultados (GRUNWALD e NORTON, 1999).

O AGNPS calcula a lâmina de escoamento superficial para cada célula usando método do Número da Curva. O escoamento superficial de cada célula se processa pela bacia considerando as direções de escoamento, até atingir a seção de deságüe.

2.2.7. WEPP – Water Erosion Prediction Project

Dentre os modelos existentes para a modelagem do escoamento superficial, destaca-se o WEPP - Water Erosion Prediction Project (USDA, 1995), que representa a última geração de modelos baseados em processos físicos, incorporando os desenvolvimentos anteriores de Meyer e Wischmeier, em 1969, Foster e Meyer, em 1972 e Meyer et al., em 1975. Este modelo constitui-se em um pacote tecnológico desenvolvido por um programa interinstitucional

envolvendo as instituições norte-americanas: USDA – Natural Resources Conservation Service, Agricultural Research Service, USDA – Forest Service, USDI – Bureau of Land Management, dentre outras agências envolvidas na conservação de água e solo.

O WEPP teve como objetivo elaborar uma tecnologia para a conservação da água e do solo, a fim de permitir a predição dos impactos resultantes de práticas de manejo de terras para produção agrícola, pastagens e áreas florestais. O WEPP inclui os processos hidrológicos fundamentais de precipitação, infiltração e escoamento superficial, além dos processos erosivos básicos de desprendimento, transporte e deposição, tanto em vertentes (hillslope version), como em bacias hidrográficas (watershed version) (FLANAGAN et al., 1995). A análise da bacia hidrográfica é realizada dividindo-a em regiões homogêneas de geração de escoamento superficial, ditas “overland flow element” – OFE (elemento gerador de escoamento superficial) (Figura 6).

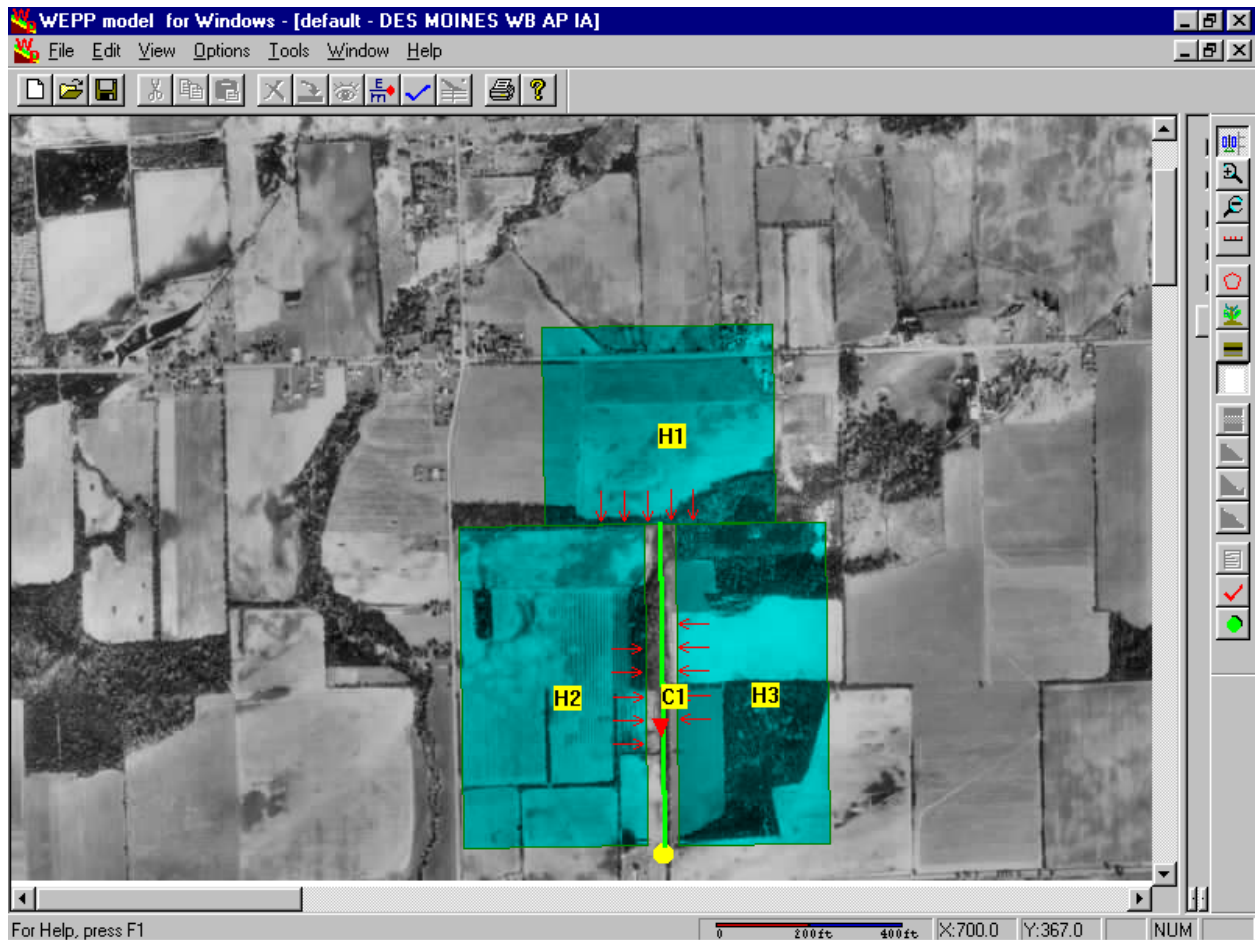


Figura 6 - Representação da divisão em “overland flow elements” (OFE) de uma região de uma bacia hidrográfica realizada pelo WEPP.

O modelo WEPP pode ser dividido, conceitualmente, em seis componentes: (i) climático, com o qual, por meio de um algoritmo baseado na cadeia de Markov de estágio duplo,

considerando-se dados históricos, são gerados dados climáticos para uma localidade específica; (ii) hidrológico, baseado na equação de Green-Ampt; (iii) crescimento de plantas; (iv) solos; (v) erosão/deposição; e (vi) irrigação (FLANAGAN et al., 1995).

Desenvolvimentos adicionais têm sido realizados no WEPP para permitir a utilização de informações digitais pela ligação com Sistemas de Informações Geográficas (SIG). A interface Geo-Spatial para o WEPP (GeoWEPP) utiliza informações digitais georeferenciadas como o modelo digital de elevação (MDE) e mapas topográficos para derivar e preparar parâmetros de entrada utilizados pelo WEPP para iniciar uma simulação para estimativa das perdas de água e de solo em uma bacia pequena com um único uso e tipo do solo. A meta do projeto GeoWEPP é gerar uma série de interfaces para os usuários com diferentes níveis de conhecimento de SIG que sejam capazes de utilizar as diferentes fontes de dados (RENSCHLER, 2002).

2.2.8. KINEROS - Kinematic Erosion

O KINEROS é um modelo físico, orientado a eventos, que descreve os processos de interceptação, infiltração, escoamento superficial e erosão em pequenas bacias agrícolas e urbanas. A bacia é dividida em um conjunto de encostas e canais. As equações diferenciais parciais que descrevem o escoamento superficial são resolvidas por meio de técnicas de diferenças finitas, sendo que a variabilidade espacial dos parâmetros relativos à infiltração pode ser analisada. A grande complexidade do KINEROS está associada à maior exigência de dados requeridos por este modelo (GOODRICH et al., 2000) e a necessidade de divisão da bacia em um conjunto de encostas, o que restringe a aplicação deste modelo.

O conjunto de encostas considerado é interceptado por canais, orientados de tal forma que o escoamento unidimensional é assumido. Encostas irregulares podem ser simuladas pela composição de encostas regulares, permitindo a análise de áreas não-uniformes. O escoamento superficial é então simulado para a rede de elementos, culminando em um hidrograma na seção de deságüe da bacia. A seguir, são descritos os processos relativos ao escoamento superficial considerado (GOODRICH et al., 2000):

- Precipitação: o modelo requer informações no formato lâmina/tempo acumulado, que são convertidas em intensidade de precipitação;
- Interceptação: a lâmina total interceptada pela cobertura vegetal pode ser especificada para cada encosta geradora de escoamento superficial, baseada na vegetação ou em outra condição de superfície;
- Infiltração: o modelo de infiltração do KINEROS está baseado em uma solução aproximada da equação de escoamento não saturado;

- Escoamento superficial: quando a intensidade de precipitação torna-se superior à capacidade de infiltração, ocorrendo o empocamento, e o armazenamento superficial está preenchido, inicia-se o escoamento superficial. O modelo de ondas cinemáticas é usado para simular o escoamento superficial; e
- Escoamento no canal: o escoamento em canais também é representado pelo modelo de ondas cinemáticas. Os segmentos dos canais podem receber contribuição lateral de encostas em um ou em ambos os lados do canal, ou contribuições de um ou dois canais. As dimensões das encostas são estipuladas de forma a englobar toda a bacia; desta forma a precipitação no canal não é considerada diretamente.

A Figura 7 exemplifica os principais tipos de elementos considerados no modelo KINEROS e suas interconexões, considerando a precipitação sobre as encostas e os escoamentos entre os componentes.

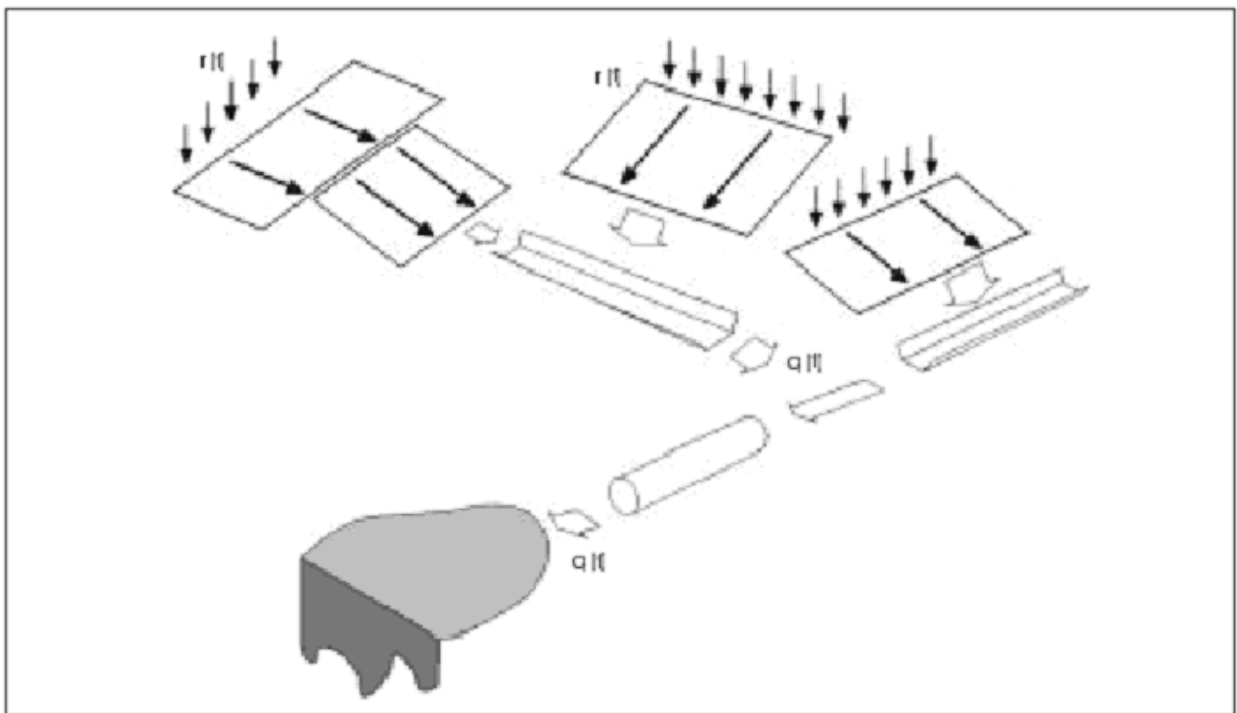


Figura 7 - Esquema conceitual dos elementos e suas interconexões no modelo KINEROS. Fonte: SMITH et al. (1995)

2.2.9. CASC2D – Cascade Two-Dimensions

O CASC2D é um modelo distribuído que simula a resposta hidrológica de uma bacia sujeita a uma determinada precipitação. Os principais componentes do modelo incluem interceptação, infiltração e escoamento superficial. A interceptação é calculada por meio de um

modelo empírico, sendo a equação de Green-Ampt utilizada para estimar a infiltração. O escoamento superficial é analisado considerando o escoamento sobre o terreno e em canais (OGDEN, 1998; SENARATH et al., 2000).

A interceptação da chuva pela vegetação é modelada no CASC2D por meio do método proposto por GRAY (1970). Neste modelo dois parâmetros são considerados: a quantidade inicial da chuva (em mm) que é completamente interceptada pelas folhas e uma porção da chuva que é retida após este processo. A taxa de interceptação (IT em mm h^{-1}) é expressa como:

$$\begin{aligned} IT(t) &= i(t) \text{ para } LI < CI_{\text{max}} \\ IT(t) &= ci \cdot i(t) \text{ para } LI > CI_{\text{Max}} \end{aligned} \quad (24)$$

em que

- $i(t)$ = intensidade de precipitação no tempo t , mm h^{-1} ;
- CI_{Max} = capacidade máxima de interceptação, mm;
- Ci = coeficiente de interceptação, adimensional; e
- LI = lâmina interceptada acumulada, mm.

A geração de mapas de capacidade de interceptação e do coeficiente de interceptação para serem utilizados neste modelo normalmente são produzidos por reclassificação de mapas de vegetação ou cobertura do solo. Informações sobre a capacidade de interceptação e coeficiente de interceptação podem ser obtidas em GRAY (1970) ou BRAS (1990).

Informações sobre o armazenamento superficial podem ser fornecidas pelo usuário por meio de um arquivo texto.

São necessários quatro mapas relacionados às propriedades do solo para modelar o processo de infiltração, que utiliza a equação de Green-Ampt. Os mapas são: condutividade hidráulica do solo, potencial matricial na frente de umedecimento, umidade de saturação e umidade inicial. Os três primeiros mapas podem ser produzidos por meio de reclassificação de um mapa de textura do solo e o último deve ser preparado considerando as condições de umidade antecedente. RAWLS et al. (1983) forneceram tabelas para a obtenção dos três primeiros mapas a partir da reclassificação da textura do solo.

O CASC2D utiliza uma técnica de diferenças finitas explícitas para resolver as equações do método de difusão para modelar o escoamento superficial. Utiliza também a equação de Manning para o cálculo da vazão de escoamento superficial. Para cada célula, o escoamento superficial se processa em duas direções ortogonais.

2.2.10. TOPMODEL

O TOPMODEL focaliza na topografia a análise do processo de geração do escoamento superficial. Simula a dinâmica do escoamento superficial provindo de áreas de contribuição utilizando um índice topográfico espacialmente variado. Um problema básico encontrado com a aplicação do índice topográfico é que a forma de sua função de distribuição depende do tamanho da célula do modelo digital de elevação do terreno (SZILAGYI e PARLANGE, 1999).

O modelo possibilita o cálculo da vazão numa determinada seção de um rio considerando a bacia como um todo ou subdividindo-a em várias sub-bacias. Os valores de precipitação e evapotranspiração (potencial), as entradas do modelo, são considerados homogêneos em toda a bacia, isto é, assume-se um valor médio para toda a bacia. As hipóteses básicas utilizadas no desenvolvimento do modelo, descritas por BEVEN et al. (1994), são:

- a dinâmica do processo de movimento da água na zona saturada pode ser aproximada por meio de sucessivas representações de estados estacionários; e
- o gradiente hidráulico na zona saturada pode ser aproximado pela declividade da superfície do terreno no local.

Esta última hipótese é incorporada no modelo na forma de um índice, denominado índice topográfico. Este índice representa a propensão de qualquer local da bacia atingir condições de saturação. A Figura 8 esquematiza a formação de escoamento superficial por meio da área de contribuição, segundo a qual são desenvolvidas as equações do modelo.

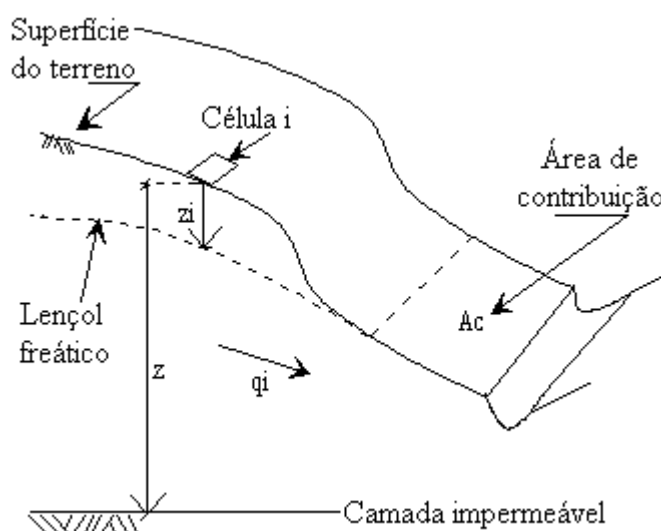


Figura 8 - Formação de escoamento superficial conforme a proposição apresentada no TOPMODEL. Fonte: VARELLA e CAMPANA (2000).

2.2.11. HMS - Hydrologic Model System

Segundo YU (2000), o HMS é constituído por quatro módulos principais: Modelo Hidrológico do Solo (Soil Hydrologic Model - SHM), Modelo Hidrológico de Superfície (Terrestrial Hydrologic Model - THM), Modelo Hidrológico de Aquífero (Ground-Water Hydrologic Model - GHM) e Interação Aquífero-Canal (Channel Ground-Water Interaction - CGI). O HMS foi projetado para modelar processos hidrológicos, tais como evapotranspiração, infiltração, escoamento sobre o terreno e em canais em uma bacia. Na Figura 9, pode-se visualizar uma representação de seus componentes. O sub-modelo THM possui rotinas para modelar o escoamento sobre o terreno e em canais, utilizando o modelo de ondas cinemáticas e o método de Muskingum–Cunge, respectivamente.

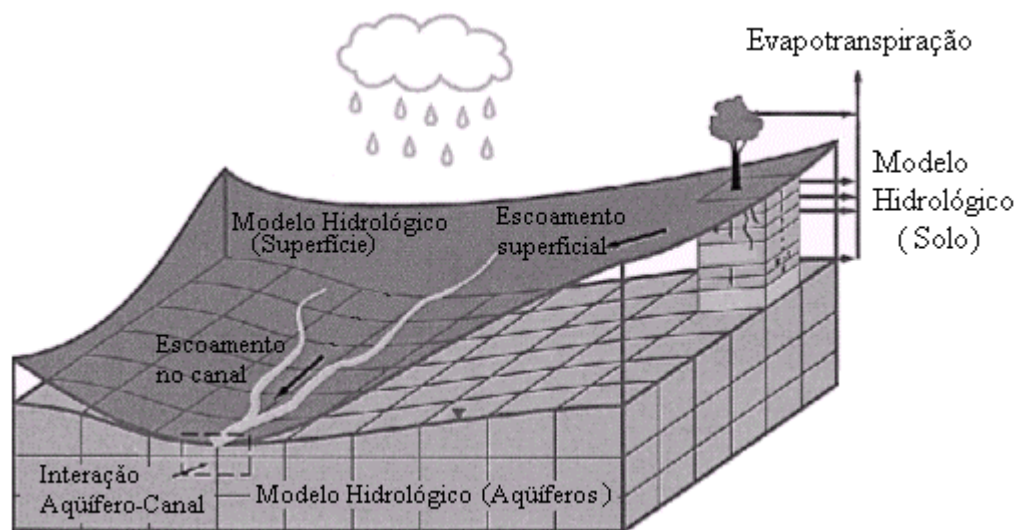


Figura 9 - Representação esquemática dos componentes do modelo HMS. Fonte: YU (2000).

2.3. Uso de Sistemas de Informações Geográficas em estudos hidrológicos

Um modelo hidrológico para predição do escoamento superficial e do caminho deste até atingir um canal requer a incorporação de ferramentas de Sistemas de Informações Geográficas (SIG's). Recentemente, vários pesquisadores se propuseram a modelar os processos de precipitação-escoamento utilizando recursos disponíveis no SIG, que já provou ser uma ferramenta eficiente para analisar a representação da variabilidade espacial dos fatores que interferem na modelagem hidrológica e na qualidade da água (KIM e STEENHUIS, 2001).

O desenvolvimento de técnicas de SIG integrado a modelos hidrológicos fornece uma técnica poderosa que permite entender, visualizar e analisar processos hidrológicos. Modelos hidrológicos que possuem um componente espacial podem se beneficiar do uso de SIG's.

A utilização de técnicas de geoprocessamento constitui-se em instrumento de grande potencial para o estabelecimento de programas integrados de conservação do solo e da água. Neste contexto, os SIG's se inserem como uma ferramenta que tem a capacidade de manipular as funções que representam os processos ambientais em diversas regiões de uma forma simples e eficiente, permitindo uma economia de recursos e de tempo. De acordo com SAVABI et al. (1995), uma das maiores vantagens da integração de SIG's com os modelos hidrológicos é a capacidade dos SIG's em permitir a obtenção de mapas temáticos de acordo com o interesse do usuário. Isto permite ao usuário obter mapas que podem ser usados como dados de entrada em modelos hidrológicos.

De acordo com SILVA et al. (1999), os SIG's manipulam dados de diversas fontes e formatos, dentro de um ambiente computacional ágil e capaz de integrar as informações espaciais temáticas e gerar novos dados derivados dos originais. Nas caracterizações fisiográfica e sócio-econômica de determinada área, vários planos de informação são obtidos para entrada nos SIG's. Como exemplos, podem ser relacionados os mapas de: classes de solo, classes de declividade, uso atual das terras, aptidão agrícola dos solos, rede de drenagem, recursos hídricos, suscetibilidade dos solos à erosão, estrutura fundiária, sistemas de produção e outros. Dependendo da finalidade do trabalho, os planos são selecionados e armazenados no SIG, e por meio de cruzamentos, novas informações podem ser geradas, as quais, interpretadas convenientemente, servem de base para o planejamento e recomendações de uso e manejo do ambiente.

Segundo OLIVERA e MAIDMENT (1999), os SIG's demonstraram ser uma boa ferramenta para modelagem hidrológica, principalmente porque os sistemas raster têm sido usados por décadas para o processamento de imagens digitais. Um sistema raster é uma representação discreta do terreno em células quadradas dispostas em linhas e colunas, sendo usados para descrever a distribuição espacial de parâmetros do terreno (elevação, uso da terra, área coberta, etc). Um sistema ou imagem raster é necessário para cada parâmetro a ser representado. Vários trabalhos têm sido desenvolvidos na modelagem de quantidade e qualidade de água utilizando SIG's empregando o modelo de ondas cinemáticas para representar o escoamento superficial.

Técnicas que envolvem SIG's e algoritmos para análise de modelos digitais do terreno estão disponíveis e podem ajudar a melhorar a descrição de processos hidrológicos em modelos. Estes algoritmos podem ser usados para identificar áreas de contribuição, para determinar redes de drenagem e para estabelecer caminhos de escoamento no terreno. Com a disponibilidade de informações espaciais, é possível desenvolver modelos distribuídos (GAREN et al., 1999; THOMPSON et al., 2001).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Desenvolvimento do modelo

O presente trabalho consiste do aperfeiçoamento dos trabalhos desenvolvidos por SILVA (1999), que permite obter o hidrograma de escoamento superficial em qualquer posição de uma encosta regular para solos com umidade próxima à saturação e para seções transversais de canais de drenagem, e BRAGA (2000), que permite obter o hidrograma de escoamento superficial ao longo de uma bacia hidrográfica considerando solo saturado.

O modelo desenvolvido permite a predição do balanço hídrico e a obtenção do hidrograma de escoamento superficial, da vazão máxima e do volume escoado para qualquer posição de uma bacia hidrográfica mesmo para condições de umidade diferentes da saturação considerando os processos de precipitação, evapotranspiração (estimada pelo método de Penman-Monteith), interceptação pela cobertura vegetal (fornecida pelo usuário ou estimada de um banco de dados, a partir de informações contidas em WOOLHISER et al. (1990) e MORGAN et al. (1998)), armazenamento superficial (calculado pela metodologia proposta por ONSTAD (1984)), infiltração da água no solo (obtida pela equação de Green-Ampt modificada por Mein-Larson) e escoamento superficial, utilizando o modelo de ondas cinemáticas, a partir do modelo digital de elevação do terreno.

Para permitir uma melhor difusão do modelo, desenvolveu-se um software, no ambiente de programação Delphi, denominado HidroBacia.

3.1.1. Preparo das imagens temáticas relativas às variáveis de entrada

O modelo desenvolvido permite considerar a variação espacial dos parâmetros da bacia que interferem no processo de escoamento para obtenção do hidrograma de escoamento superficial. Para tanto o usuário deve preparar imagens temáticas referentes à interceptação pela cobertura vegetal, ao armazenamento superficial, ao coeficiente de rugosidade de Manning e aos parâmetros relativos à infiltração, ou seja, condutividade hidráulica do solo saturado, umidade de saturação, umidade inicial e potencial matricial médio na frente de umedecimento. A utilização de imagens temáticas é uma opção disponível para a aplicação do modelo, visto que este pode também ser aplicado a condições em que as variáveis citadas sejam consideradas constantes. Neste caso, basta apenas fornecer o valor destes parâmetros que são mantidos constantes.

O modelo requer para seu funcionamento, imagens temáticas relativas ao modelo digital de elevação do terreno (MDE), das direções de escoamento e da rede de drenagem numérica. A imagem referente ao MDE deve apresentar valores de cota do terreno do tipo real, sendo que a rede de drenagem e as direções de escoamento devem ser do tipo inteiro e byte, respectivamente.

A obtenção do modelo digital de elevação do terreno (MDE) foi realizada pelo software ArcView 3.2a. Utilizando-se o comando “Fill Sinks”, presente na extensão “Spatial Analyst” do citado software, foram removidas depressões (células cercadas por outras com maiores elevações) que produzem a descontinuidade do escoamento superficial descendente para uma célula vizinha.

A direção do escoamento foi obtida determinando-se a maior relação desnível/distância entre o centro da célula considerada e os centros das oito células vizinhas, sendo considerada nesta análise apenas uma das oito direções possíveis de escoamento para cada uma das células do modelo digital de elevação, com base na seguinte expressão:

$$DE = \frac{\Delta Z}{d} \quad (25)$$

em que

DE = relação desnível / distância entre os centros das células vizinhas, $m \ m^{-1}$;

ΔZ = desnível entre duas células vizinhas, m; e

d = distância entre os centros das células vizinhas, m.

Na Figura 10 tem-se a representação das direções de escoamento de uma célula para uma das oito células vizinhas e na Figura 11 apresenta-se o esquema de numeração indicativa da

referida direção de escoamento. A numeração utilizada justifica-se pelo fato do ArcView utilizar uma representação binária de armazenamento das informações.

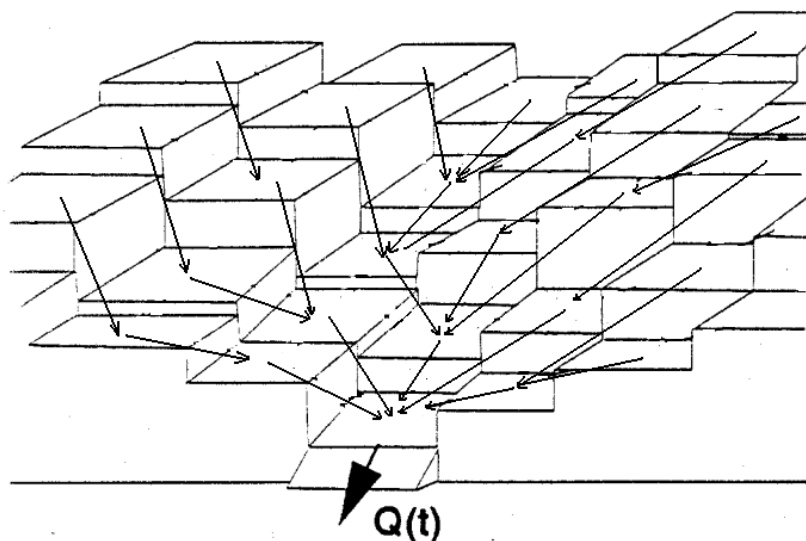


Figura 10 - Representação da direção do escoamento em uma bacia hidrográfica dividida em uma grade de elementos quadrados. Fonte: adaptado de JULIEN et al., 1995.

32	64	128
16	A	1
8	4	2

Figura 11 - Representação do esquema de numeração indicativa da direção de escoamento de uma célula (A) para uma das oito células vizinhas.

As direções de escoamento da bacia hidrográfica foram obtidas com a utilização do módulo “Flow direction” presente na extensão “Hydrologic Modeling” do software ArcView.

Para cada célula foi realizada a determinação da maior relação DE em relação às oito vizinhas. Por exemplo, se a maior relação DE, considerando a célula A, for na diagonal inferior esquerda, o valor armazenado na célula A será 2.

A identificação da rede de drenagem foi realizada a partir da simulação do caminho preferencial de escoamento superficial sobre o modelo digital de elevação. Inicialmente obteve-se a acumulação advindo dos contribuintes, expressa em termos do número de células do modelo digital de elevação que contribuem com escoamento para cada célula do referido modelo digital, o que representa uma medida da área de drenagem de cada célula do MDE. Isto foi obtido pelo módulo “Flow accumulation” presente na extensão “Hydrologic Modeling” do ArcView.

O início da formação da rede de drenagem numérica foi determinada definindo-se um valor mínimo de acumulação de contribuintes, o qual representa uma área mínima da bacia de contribuição. Desta forma, todas as células que possuam a acumulação de um número de células contribuintes superior ao valor mínimo fornecido são classificadas como parte da rede de drenagem numérica. Esta fase foi realizada por meio do módulo “Stream Network” presente na extensão “Hydrologic Modeling” do ArcView.

Foram realizadas várias simulações relativas ao tamanho da área de contribuição a ser considerada para a determinação do início da rede de drenagem. Dentre os resultados obtidos, adotou-se como mínimo, o valor 2000, representando uma área de contribuição igual a 2.000 m².

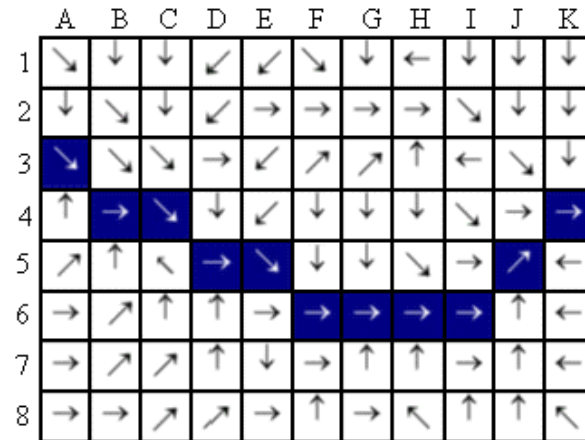
Após o preparo das imagens referentes ao MDE, às direções de escoamento e à rede de drenagem numérica, as mesmas foram exportadas para o formato binário por meio do comando Export Data Source.

3.1.2. Obtenção do hidrograma de escoamento superficial na encosta

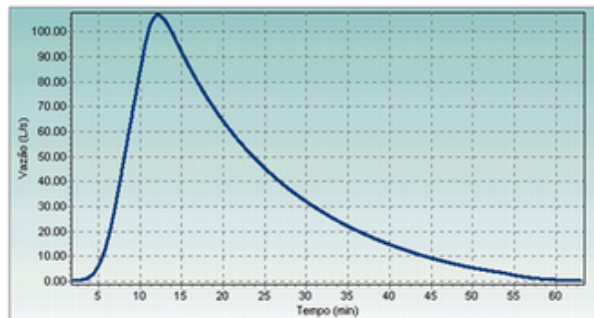
No escoamento superficial cada célula funciona como um plano de escoamento com valores de declividade, direção de escoamento e rugosidade específicos. No caso de uma célula, a mesma tem como entrada o escoamento advindo do(s) elemento(s) adjacente(s) e o excesso de precipitação gerado no próprio elemento, excesso este obtido pela diferença entre a precipitação e a infiltração, após o prévio preenchimento da interceptação e do armazenamento superficial. Desta forma, o hidrograma resultante de uma célula será obtido pela soma do hidrograma gerado na própria célula com o(s) advindo(s) do(s) contribuinte(s).

A Figura 12 representa, esquematicamente, o procedimento utilizado, sendo que as setas indicam a direção de escoamento e as células em azul, a rede de drenagem. O hidrograma na célula C3 é igual à soma do hidrograma produzido nesta célula com os hidrogramas advindos das células B2, C2 e D2. Antes de se efetuar a soma, entretanto, os hidrogramas destas células são deslocados a fim de representar o hidrograma obtido após o deslocamento da água das células de contribuição para a célula de interesse. Este é um processo recursivo, uma vez que o hidrograma na célula B2 é igual à soma do hidrograma produzido nesta célula com os hidrogramas advindos das células B1 e A1. O hidrograma advindo da célula A1 será o hidrograma gerado nesta célula deslocado para a célula B1, visto que esta célula não possui células que contribuem com escoamento.

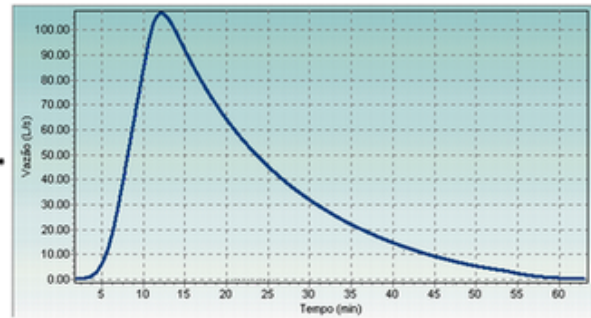
Este procedimento recursivo é aplicado a todas as células, permitindo assim obter o hidrograma de escoamento superficial na célula de interesse. A obtenção de cada um destes hidrogramas é detalhada nos itens a seguir.



Hidrograma produzido na célula



Hidrograma proveniente de contribuintes



+

=

Hidrograma resultante

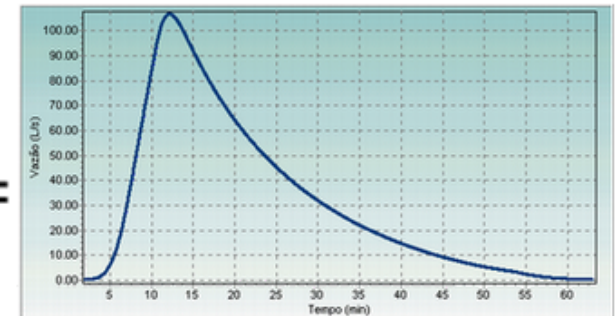


Figura 12 - Representação esquemática do processo de soma dos hidrogramas para a obtenção do hidrograma resultante em uma célula.

3.1.2.1. Balanço hídrico e hidrograma gerado obtidos na própria célula

A geração do hidrograma na célula foi realizada com base na metodologia do balanço hídrico proposto por PRUSKI et al. (2001), e cujos principais componentes podem ser visualizados na Figura 13.

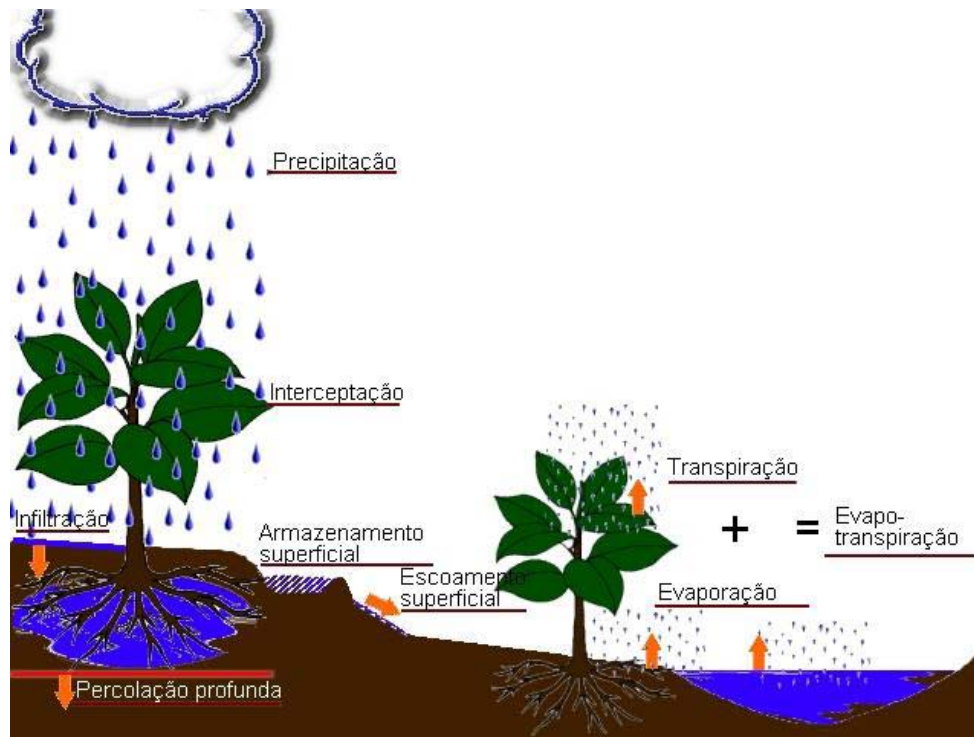


Figura 13 - Representação dos componentes associados ao modelo do balanço hídrico, segundo BRAGA (2000).

Com o início da precipitação começa, simultaneamente, a interceptação pela cobertura vegetal, que representa a fração da precipitação retida pela cobertura vegetal e que, portanto, não atingirá a superfície do solo. Após o preenchimento da interceptação pela cobertura vegetal, a água atinge o solo, elevando sua umidade e diminuindo a capacidade de infiltração. Quando a intensidade de chuva excede a capacidade de infiltração da água no solo, a água acumula na superfície do solo, fase esta denominada de empoçamento. Uma vez que a capacidade de armazenamento superficial é excedida, tem início o escoamento superficial.

A intensidade de precipitação pode ser obtida de duas formas: a partir da equação de intensidade, duração e frequência da precipitação (Figura 14) ou a partir de pluviograma fornecido pelo usuário (Figura 15). Utilizando um pluviograma, a intensidade de precipitação foi obtida diretamente deste e para a equação de intensidade, duração e frequência, a intensidade é obtida derivando-se a precipitação total em relação ao tempo, conforme descrito por PRUSKI et.al (2001).

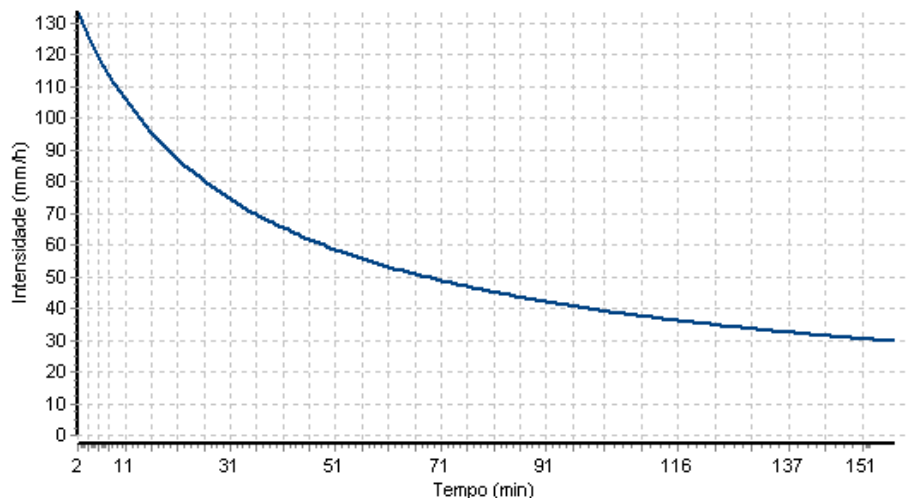


Figura 14 - Representação da precipitação utilizando a equação de intensidade instantânea de precipitação obtida com base na equação de intensidade, duração e frequência.

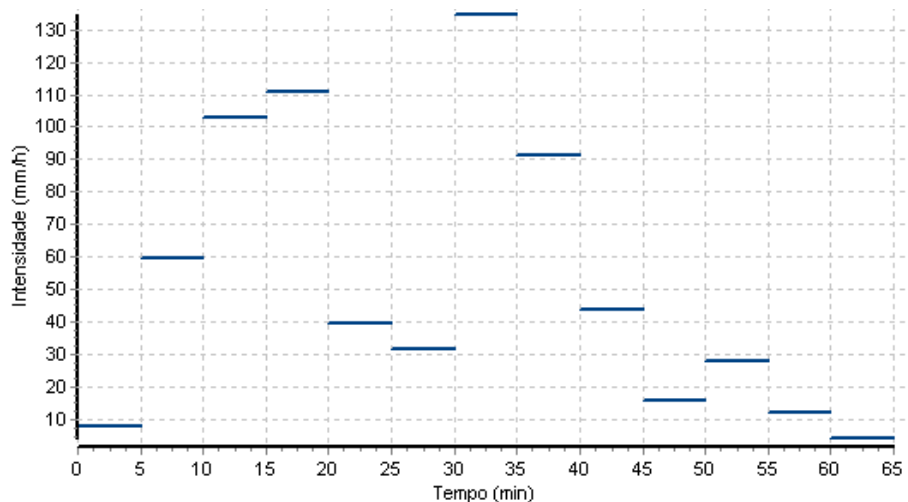


Figura 15 - Representação da precipitação utilizando um pluviograma.

A precipitação total foi calculada multiplicando-se a intensidade máxima média de precipitação (i_m , em mm h^{-1}) pela duração da chuva (t_d , em min)

$$PT = \frac{i_m t_d}{60} \quad (26)$$

Para a obtenção de i_m é utilizada a equação de intensidade, duração e frequência da precipitação, expressa pela equação

$$i_m = \frac{K T^a}{(t + b)^c} \quad (27)$$

em que,

T = período de retorno, anos; e

K, a, b, c = parâmetros da equação de chuvas intensas da localidade de interesse.

A intensidade de precipitação instantânea foi, então, obtida com a equação

$$i_i = \frac{\partial PT}{\partial t} \Rightarrow i_i = i_m \left(1 - \frac{c t}{t + b}\right) \quad (28)$$

A máxima interceptação pela cobertura vegetal pode ser (a) estimada de um banco de dados, a partir de informações contidas em WOOLHISER et al. (1990) e MORGAN et al. (1998); (b) calculada pelo projetista, a partir de um valor conhecido ou estimado da área foliar; ou (c) fornecida como uma imagem temática preparada pelo usuário. Quando o cálculo for realizado a partir de um valor da área foliar, a máxima interceptação pela cobertura vegetal pode ser estimada em função do índice de área foliar da cultura (IAF, em cm^2 de folhas cm^{-2} de solo) pela equação proposta por EHLERS (1989)

$$ICV = 0,932 + 0,499 \text{ IAF} + 0,0057 \text{ IAF}^2 \quad (29)$$

em que ICV é a interceptação pela cobertura vegetal, mm.

O índice de área foliar da cultura foi obtido por meio da equação

$$\text{IAF} = \frac{A_p S_d}{10000} \quad (30)$$

em que

A_p = área foliar por planta no tempo t , cm^2 de folhas planta $^{-1}$; e

S_d = densidade de plantas, plantas m^{-2} .

Quando $\text{IAF} = 0$ (equação 29), o valor de ICV é zero. A área foliar máxima por planta no tempo t foi estimada pela equação de Gompertz (BAKER et al., 1975):

$$A_p = A_{p(\max)} \exp\left(-b_p \exp(-k_p \text{ DDT})\right) \quad (31)$$

em que

$A_{p(max)}$ = máxima área foliar por planta, cm^2 de folhas planta⁻¹;

b_p, k_p = constantes adimensionais que determinam a posição e a distribuição da curva ao longo do eixo do tempo, respectivamente; e

DDT = tempo térmico acumulado, graus-d.

Toda a precipitação é interceptada pela cobertura vegetal até o momento em que o total precipitado se iguala à lâmina de interceptação potencial, sendo a duração da interceptação pela cobertura vegetal (t_{ICV}) calculada resolvendo a equação:

$$\int_0^{t_{ICV}} i_i dt = ICV \quad (32)$$

No instante em que toda a lâmina potencialmente interceptável pela cobertura vegetal é preenchida, a precipitação passa a ser transformada em infiltração, sendo que a taxa de infiltração (Ti) é igual à intensidade de precipitação (i_i). Esta condição é mantida até que $i_i \geq Ti$, que é expressa pela equação de Green-Ampt modificada por Mein-Larson (GAML):

$$Ti = K_s \left(1 + \frac{(\theta_s - \theta_i) S_w}{I} \right) \quad (33)$$

em que,

K_s = condutividade hidráulica do solo saturado, $mm h^{-1}$;

θ_s = umidade de saturação do solo, $cm^3 cm^{-3}$;

θ_i = umidade inicial do solo, $cm^3 cm^{-3}$;

S_w = potencial matricial médio na frente de umedecimento do solo, $mm.c.a.$; e

I = infiltração acumulada, mm .

A infiltração acumulada, que ocorre do início da precipitação até o início do empoçamento de água sobre a superfície do solo, foi estimada pela equação:

$$I = \int_{t_{ICV}}^{t_{i(ARM)}} i_i dt \quad (34)$$

em que $t_{i(ARM)}$ é o tempo de início de ocorrência da fase de armazenamento superficial, ou seja, tempo de início do empoçamento de água sobre a superfície do solo.

No tempo $t_{i(ARM)}$ tem-se o início do empoçamento da água sobre a superfície do solo, que começa somente a partir do momento em que a i_i for maior do que a T_i . A capacidade de armazenamento superficial da água sobre a superfície do solo (ARM) foi obtida utilizando (a) a metodologia proposta por ONSTAD (1984); ou (b) fornecida como uma imagem da variação espacial preparada pelo usuário. A equação proposta por ONSTAD (1984) para calcular o armazenamento superficial é

$$ARM = 112 RR + 3.100 RR^2 - 1,2 RR S \quad (35)$$

em que

RR = rugosidade randômica, mm; e

S = declividade do terreno, %.

O valor da rugosidade randômica deve ser fornecido pelo usuário ou obtido a partir de um banco de dados incluído no software. O tempo para o qual toda a capacidade de armazenamento de água sobre a superfície do solo é preenchida $t_{(PRE)}$ foi calculado pela equação:

$$ARM = \int_{t_{i(ARM)}}^{t_{PRE}} i_i dt - \int_{t_{i(ARM)}}^{t_{PRE}} T_i dt \quad (36)$$

em que, t_{PRE} é o tempo para o qual a capacidade de armazenamento de água sobre a superfície do solo encontra-se preenchida, quando, então, inicia o escoamento superficial.

Após o final da fase de armazenamento superficial começa a ocorrer o escoamento superficial, sendo que, para cada tempo t , a sua taxa de ocorrência é:

$$q_{ES} = i_i - T_i \quad (37)$$

em que q_{ES} é a taxa de ocorrência do escoamento superficial produzida na célula que está sendo analisada, $m s^{-1}$.

A T_i durante o período de ocorrência do escoamento superficial continua sendo expressa pela equação de GAML.

O cálculo da lâmina infiltrada, com a qual é calculada a taxa de infiltração por meio da equação de GAML, foi realizado pela metodologia proposta por HACHUM e ALFARO (1977):

$$I = I_r + S_w (\theta_s - \theta_i) \ln \left(\frac{S_w (\theta_s - \theta_i) + I}{S_w (\theta_s - \theta_i) + I_r} \right) + K_s \Delta t \quad (38)$$

em que

I_r = lâmina infiltrada até o tempo de empoçamento, mm;

Δt = intervalo de tempo considerado, min.

Como se pode observar analisando a equação 38, o seu processo de solução envolve a aplicação de uma técnica iterativa de solução numérica, pois a lâmina infiltrada está presente nos dois termos da equação.

Quando da utilização de informações provenientes de pluviogramas, tornou-se necessária a adaptação da equação 38, uma vez que podem ocorrer ciclos de empoçamento durante a ocorrência da precipitação (Figura 16). Para esta situação deve-se verificar se durante o intervalo de tempo considerado, existe uma lâmina de água armazenada sobre a superfície do solo. Se sim, a equação de Hachum e Alfaro é aplicada para obter a lâmina infiltrada. Caso contrário, a lâmina infiltrada é a lâmina precipitada no intervalo considerado.

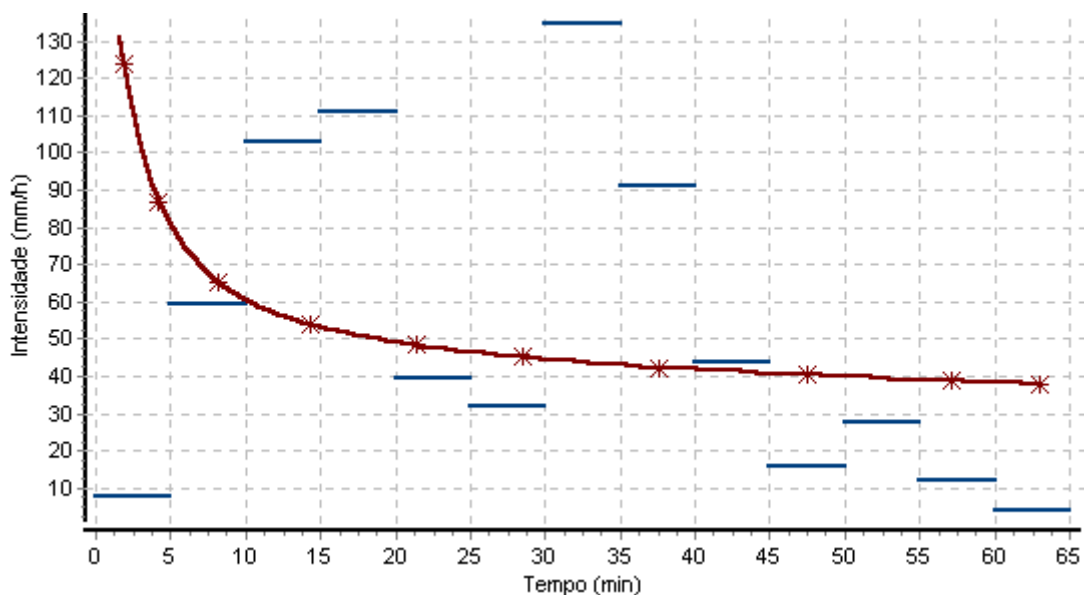


Figura 16 - Representação dos perfis de precipitação, obtidos de um pluviograma (azul), e da capacidade de infiltração da água no solo (marrom).

A vazão de escoamento produzida na célula de interesse, expressa em termos de vazão por unidade de largura, foi obtida multiplicando a taxa de escoamento pela área da célula:

$$q = q_{ES} \quad A_c \quad (39)$$

em que,

q = vazão de escoamento por unidade de largura produzida na célula, $m^3 s^{-1} m^{-1}$; e

A_c = área da célula, m^2 .

A percolação profunda foi obtida por meio da equação

$$P_p = I - (CC - \theta_i)z \quad (40)$$

em que

P_p = percolação profunda, mm;

CC = capacidade de campo, $cm^3 cm^{-3}$; e

z = profundidade do sistema radicular, cm.

3.1.2.2. Obtenção do hidrograma advindo das células que contribuem com escoamento superficial para a célula considerada

Para obter o hidrograma de escoamento superficial das células que contribuem com escoamento para a célula de interesse localizada na encosta utilizou-se o procedimento:

- identificou-se as células que contribuem com escoamento para a célula de interesse;
- calculou-se os hidrogramas produzidos em cada uma das células contribuintes aplicando o procedimento descrito no item 3.1.2.1; e
- somou-se os hidrogramas advindos das células contribuintes levando em consideração o deslocamento do escoamento sobre a superfície do terreno.

A identificação das células que contribuem com escoamento para a célula de interesse foi realizada utilizando-se as informações sobre as direções de escoamento contidas na imagem referente a estas direções. O hidrograma oriundo das células que contribuem com escoamento superficial foi obtido com o uso do modelo de ondas cinemáticas, uma das formas de aplicação das equações de Saint-Venant (TUCCI, 1998), que pode ser expresso por:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = i_i - T_i \quad (41)$$

e

$$S_o = S_f \quad (42)$$

em que,

h = profundidade do escoamento, m;

t = tempo, s;

q = vazão por unidade de largura na direção do escoamento, $m^2 s^{-1}$;

x = direção do escoamento, m;

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

S_f = declividade da linha de energia, $m m^{-1}$.

O modelo de ondas cinemáticas, portanto, considera a declividade da linha de energia igual à declividade da superfície do solo, assumindo, assim, uma seção transversal média de escoamento. Com a utilização de equações normalmente usadas para escoamento em condições de regime uniforme, obtêm-se as relações entre a vazão e a profundidade de escoamento expressas por:

$$q = \alpha h^\beta \quad (43)$$

Os parâmetros α e β , são obtidos utilizando-se a equação de Manning, podendo ser expressos como

$$\alpha = \frac{\sqrt{S_o}}{n} \quad e \quad \beta = \frac{5}{3} \quad (44)$$

em que n é o coeficiente de rugosidade do terreno, $s m^{-1/3}$.

A determinação da declividade S_o foi feita com base na cota da célula vizinha para a qual ocorre o escoamento superficial, por meio da equação

$$S_o = \frac{Z_1 - Z_2}{D_{12}} \quad (45)$$

em que

Z_1 = cota da célula considerada, m;

Z_2 = cota da célula para a qual ocorre o escoamento, m; e

D_{12} = distância entre os centros das células consideradas, m

3.1.2.2.1. Processo de solução do modelo de ondas cinemáticas

O processo de solução da equação 41 foi realizado utilizando o algoritmo proposto por BRAS (1990). Uma representação desta equação utilizando diferenças finitas é:

$$\frac{\Delta h}{\Delta t} + \frac{\Delta q}{\Delta x} = i_i - T_i \quad (46)$$

Combinando as equações 43 e 46, tem-se que:

$$\frac{\Delta h}{\Delta t} + \alpha \frac{\Delta h^\beta}{\Delta x} = i_i - T_i \quad (47)$$

Esta equação pode ser representada em uma grade espaço-tempo (Figura 17). Cada nó da grade é um nó referenciado no tempo e no espaço. A precisão das estimativas pode ser obtida diminuindo-se os valores de Δx e Δt . No presente trabalho utilizou-se $\Delta t = 1$ min, sendo que o valor de Δx variou em função da direção do escoamento. Se a direção de escoamento foi perpendicular ao lado da célula, usou-se $\Delta x = 1,0$ m, e se foi diagonal, usou-se $\Delta x = 1,414$ m.

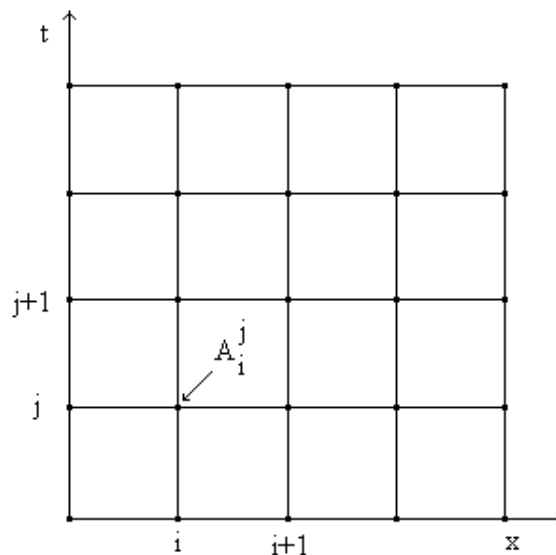


Figura 17 - Representação esquemática da grade utilizada na solução da equação de ondas cinemáticas.

A solução depende da definição dos termos $\Delta h/\Delta t$ e $\Delta h^\beta/\Delta x$, sendo que diferentes soluções numéricas podem ser usadas. Foram empregadas duas equações complementares, sendo estas expressas por:

$$\frac{h_{i+1}^{j+1} - h_{i+1}^j}{\Delta t} + \alpha \left[\frac{(h_{i+1}^j)^\beta - (h_i^j)^\beta}{\Delta x} \right] = i_i - Ti \quad (48)$$

e

$$\frac{h_i^{j+1} - h_i^j}{\Delta t} + \alpha \left[\frac{(h_{i+1}^{j+1})^\beta - (h_{i+1}^j)^\beta}{\Delta x} \right] = i_i - Ti \quad (49)$$

Resolvendo-se a equação 48, tem-se

$$h_{i+1}^{j+1} = (i_i - Ti)\Delta t + h_{i+1}^j \left[1 - \frac{\alpha \Delta t}{\Delta x} (h_{i+1}^j)^{\beta-1} \right] + \frac{\alpha \Delta t}{\Delta x} (h_i^j)^\beta \quad (50)$$

Esta equação é convergente e estável se a seguinte condição de utilização (ξ) for observada:

$$\xi = \alpha \beta h^{\beta-1} \frac{\Delta t}{\Delta x} \leq 1 \quad (51)$$

Na equação 51, a variável desconhecida (h) é substituída por

$$h = \frac{h_{i+1}^j + h_i^{j+1}}{2} \quad (52)$$

Simplificando a equação 49, tem-se

$$h_{i+1}^{j+1} = \left[\frac{(i_i - Ti)\Delta x}{\alpha} - \frac{h_{i+1}^{j+1} \Delta x}{\alpha \Delta t} + (h_{i+1}^{j+1})^\beta + \frac{h_i^j \Delta x}{\alpha \Delta t} \right] \quad (53)$$

Esta equação também é consistente e convergente. Contudo, em contraste à equação 50, é estável se $\xi > 1$. Esta solução é empregada para propagar o hidrograma na direção do escoamento, representada pelo índice i , de uma célula para a que receberá o escoamento. Uma vez obtido o valor de h_{i+1}^{j+1} , este é transformado em vazão utilizando a equação 43, expressa por:

$$q_{i+1}^{j+1} = \alpha (h_{i+1}^{j+1})^\beta \quad (54)$$

Estas equações são empregadas para cada par ordenado (tempo, vazão) do hidrograma, após o que, tem-se que a vazão no instante t_i^{j+1} será q_i^j .

A resolução das equações 50 e 53 promove o deslocamento do hidrograma para a célula que receberá o escoamento. Uma vez que o hidrograma é deslocado, pode-se realizar a sua soma com o hidrograma gerado na célula que receberá o escoamento.

3.1.2.3. Correção da umidade inicial a partir da evapotranspiração

A evapotranspiração foi estimada para que se possa proceder à correção da lâmina de água presente no solo, realizada, para dias sem a incidência de precipitação, utilizando a equação

$$LA_i = LA_{i-1} - ET_{rc} \quad (55)$$

em que

LA_i = lâmina de água presente no solo no dia i até a profundidade considerada, mm;
 LA_{i-1} = lâmina de água presente no solo no dia $i-1$ até a profundidade considerada, mm; e
 ET_{rc} = evapotranspiração real da cultura, mm.

O valor mínimo de LA_i corresponde ao ponto de murcha permanente do solo.

O valor de ET_{rc} é obtido pela equação

$$ET_{rc} = K_c ET_o \quad (56)$$

em que

K_c = coeficiente de umidade do solo, adimensional; e
 ET_o = evapotranspiração potencial da cultura de referência, mm.

O valor de K_c é obtido pela equação

$$K_c = \frac{\ln(\theta_i - PMP + 1)}{\ln(CC - PMP + 1)} \quad (57)$$

em que PMP é o ponto de murcha permanente do solo, mm.

Para a estimativa da ET_o utilizou-se o método de Penman-Monteith com base na rotina de cálculo apresentada por WILLIAMS (1995) conforme os passos descritos a seguir. Os dados

climatológicos necessários para a estimativa foram obtidos da Estação Climatológica de Viçosa-MG, pertencente ao INMET (código 02042024), distante 15 km, aproximadamente, da bacia hidrográfica, sendo apresentados no Apêndice A. A ET_o é estimada pela equação

$$ET_o = \frac{\Delta Rg + 86,7 AD(ea - ed)/AR}{\lambda(\Delta + \gamma)} \quad (58)$$

em que

- Δ = declividade da curva de pressão de saturação do vapor d'água, $kPa\ ^\circ C^{-1}$;
- Rg = irradiância solar diária sobre uma superfície horizontal, ao nível do solo, $MJ\ m^{-2}$;
- AD = massa específica do ar, $g\ m^{-3}$;
- ea = pressão da saturação do vapor d'água à temperatura média do ar, kPa ;
- ed = pressão do vapor d'água à temperatura média do ar, kPa ;
- AR = resistência aerodinâmica, $s\ m^{-1}$;
- λ = calor latente de evaporação, $MJ\ kg^{-1}$.
- γ = constante psicométrica, $kPa\ ^\circ C^{-1}$; e

A declividade da curva de pressão de saturação do vapor d'água foi estimada por

$$\Delta = \left(\frac{ea}{T_{ar} + 273} \right) \left(\frac{6791}{T_{ar} + 273} - 5,03 \right) \quad (59)$$

em que T_{ar} é a temperatura média do ar em $^\circ C$.

A pressão de saturação do vapor d'água é igual a

$$ea = 0,1 e^{\frac{54,88 - 5,03 \ln(T+273) - \frac{6791}{T+273}}{}} \quad (60)$$

em que “e” é a base dos logarítimos neperianos.

A irradiância solar diária sobre uma superfície horizontal ao nível do solo foi calculada pela equação

$$Rg = Rs(1 - \alpha) - B_{ol} \left(\frac{0,9 Rs}{R_o} + 0,1 \right) \quad (61)$$

em que

R_s = irradiância solar à superfície do solo, MJ m^{-2} ;

α = albedo da superfície solo-cultura, %;

B_{ol} = balanço de radiação de ondas longas, MJ m^{-2} ;

R_o = irradiância solar diária no "topo da atmosfera", MJ m^{-2} .

A irradiância solar à superfície do solo foi calculada pela equação

$$R_s = R_o \left(a_L + b_L \frac{n_s}{N} \right) \quad (62)$$

em que

n_s = insolação, h;

N = duração astronômica do período diurno, h.

a_L, b_L = coeficientes empíricos dependentes da localidade.

A irradiância solar diária no topo da atmosfera foi calculada pela equação

$$R_o = 37,6 \text{ DM} (\text{H} \text{ sen}(\text{LR}) \text{ sen}(\delta) + \text{cos}(\text{LR}) \text{ cos}(\delta) \text{ sen}(\text{H})) \quad (63)$$

em que

DM = distância média da terra ao sol;

H = ângulo horário do pôr do sol, rad;

LR = latitude, rad; e

δ = declinação solar, rad.

A distância média da Terra ao Sol foi obtida por

$$\text{DM} = 1,00011 + 0,034221 \text{ cos}(J_x) + 0,00128 \text{ sen}(J_x) + 0,000719 \text{ cos}(2J_x) + 0,000077 \text{ sen}(2J_x) \quad (64)$$

O valor de J_x foi obtido por

$$J_x = \frac{2 \pi (J - 1)}{365} \quad (65)$$

em que J é o dia do ano.

O ângulo horário foi calculado pela equação

$$H = \text{ArcCos}(-\tan(LR) \tan(\delta)) \quad (66)$$

A declinação solar foi calculada pela equação

$$\delta = 0,006918 - 0,399912 \cos(J_x) + 0,070257 \sin(J_x) - 0,006758 \cos(2J_x) + 0,000907 \sin(2J_x) - 0,002697 \cos(3J_x) + 0,00148 \sin(3J_x) \quad (67)$$

Os parâmetros a_L e b_L (equação 62) foram estimados utilizando-se a proposta de Glover e McCulloch, cuja aplicação é indicada para localidades situadas entre as latitudes de 0° e 60°

$$a_L = 0,29 \cos(\phi) \quad e \quad b_L = 0,52 \quad (68)$$

em que ϕ é a latitude em graus da localidade considerada.

A duração astronômica do período diurno foi estimada por

$$N = \frac{2H \frac{180}{\pi}}{15} \quad (69)$$

O balanço de radiação de ondas longas foi calculado pela equação

$$B_{ol} = 4,9 \cdot 10^{-9} (0,34 - 0,14\sqrt{ed})(T_{ar} + 273)^4 \quad (70)$$

A pressão do vapor d'água foi estimada pela equação

$$ed = ea \text{ UR} \quad (71)$$

em que UR é a umidade relativa do ar, decimal.

A constante psicométrica foi estimada por:

$$\gamma = 0,00066 \text{ Pa} \quad (72)$$

em que Pa é a pressão atmosférica, kPa.

A pressão atmosférica foi estimada, em função da altitude (ALT), pela equação

$$P_a = 101,3 - 0,01152 \text{ ALT} + 0,000000544 \text{ ALT}^2 \quad (73)$$

O calor latente de evaporação foi calculado pela equação de Harrison (JENSEN et al., 1990):

$$\lambda = 2,501 - 0,002361 T_a \quad (74)$$

3.1.3. Obtenção do hidrograma de escoamento superficial no canal

A modelagem do escoamento superficial no canal foi realizada utilizando-se o modelo de ondas cinemáticas, expresso por

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (75)$$

em que,

A = seção transversal do escoamento, m^2 ; e

Q = vazão total do escoamento no canal, $m^3 \text{ s}^{-1}$.

O escoamento superficial no canal foi obtido pela soma dos hidrogramas advindos dos segmentos do canal a montante da seção considerada e dos hidrogramas oriundos da encosta. A obtenção do hidrograma oriundo da encosta foi realizada utilizando-se a metodologia descrita no item 3.1.2.

Inicialmente foi realizada a identificação do trajeto do canal a partir das informações relativas à rede de drenagem contidas na respectiva imagem fornecida pelo usuário, após o que se procede, para cada seção do canal, à soma dos hidrogramas oriundos das seções do canal situadas a montante e daqueles provindos da encosta. Feita a soma, o hidrograma foi propagado para a seção que receberá o escoamento utilizando o processo de solução do modelo de ondas cinemáticas constante no item 3.1.2.2.1.

Para o adequado emprego desta metodologia, deve-se substituir o termo “h” por “A” e “q” por “Q”. O processo de solução é o mesmo.

O valor dos parâmetros α e β da equação 43 depende da seção transversal do canal.

Para a seção triangular (Figura 18), os valores de α e β são iguais a:

$$\alpha = \frac{\sqrt{S}}{n} \frac{1}{\left[\sqrt{\frac{2}{m_1 + m_2}} \left(\sqrt{m_1^2 + 1} + \sqrt{m_2^2 + 1} \right) \right]^{2/3}} \quad \text{e} \quad \beta = \frac{4}{3} \quad (76)$$

em que m_1 e m_2 são os inversos das declividades das paredes laterais do canal triangular.

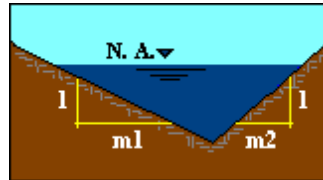


Figura 18 - Representação esquemática da seção transversal do canal com formato triangular.

A obtenção dos termos α e β para a seção trapezoidal (Figura 19) envolve o ajuste de uma equação de regressão do tipo potencial. Este ajuste não foi utilizado para a seção triangular em virtude dos valores de α e β serem facilmente dedutíveis para esta seção.

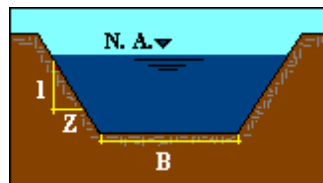


Figura 19 - Representação esquemática da seção transversal do canal com formato trapezoidal.

Na Figura 19, tem-se que Z é o inverso da declividade das paredes do canal e B é a largura da base do canal. Utilizando os valores de B e Z e a equação de Manning, obteve-se os coeficientes α e β por meio do ajuste de uma equação de regressão do tipo potencial:

$$Q = \alpha A^\beta \quad (77)$$

O processo de obtenção dos valores de Q e A foi o seguinte:

- estipulou-se um valor para a profundidade do escoamento;
- calculou-se a área para esta profundidade; e
- utilizando a equação de Manning, obteve-se a vazão.

Utilizando-se estes passos, obteve-se 25 pares de área e vazão. Após isto, procedeu-se ao ajuste da equação de regressão do tipo potencial para obtenção dos valores dos termos α e β .

3.2. Desenvolvimento do software

Com o intuito de disponibilizar uma ferramenta que permita a utilização da metodologia descrita no item 3.1, desenvolveu-se o software denominado HidroBacia. Orientado para a plataforma Windows 95 ou superior, possui uma divisão em módulos que facilita o seu manuseio.

Para armazenar as informações relativas às imagens em arquivos, o HidroBacia possui um formato de arquivo específico com extensão “RAS”, gerado a partir da importação de imagens temáticas dos softwares ArcView, Surfer ou Idrisi. As imagens temáticas relativas ao modelo digital de elevação do terreno, às direções de escoamento e à rede de drenagem numérica devem ser transformadas para este formato, por meio do módulo **Importação**. O mesmo se aplica às imagens temáticas relativas à interceptação pela cobertura vegetal, ao armazenamento superficial, ao coeficiente de rugosidade de Manning e aos parâmetros relativos à infiltração, caso o usuário queira fornecer a variação espacial destes parâmetros.

O arquivo "RAS" é um arquivo do tipo raster e formato binário, que contém um cabeçalho de informações sobre a imagem armazenada e, em seguida, a imagem propriamente dita. Nesse constam informações como tipo de arquivo, número de linhas e colunas, valores mínimos e máximos de coordenadas e outros atributos da imagem. É reservado ao cabeçalho um total de 544 bytes, se este for um arquivo do tipo real, 540 bytes, se for do tipo inteiro e 538 bytes, se for do tipo byte, conforme se pode evidenciar pelas informações apresentadas a seguir:

- Versão: inteiro de 1 byte. Identificação da versão do arquivo imagem;
- Tipo: 1 caracter; 1 byte. Caracteriza o tipo dos atributos da imagem. Pode ser real (R), inteiro (I) ou byte (B);
- Título: 255 caracteres; 255 bytes. Espaço reservado para colocar a identificação do arquivo;
- Unidade de distância: 255 caracteres; 255 bytes - é a unidade utilizada no sistema de coordenadas, podendo ser metros (m) ou quilômetros (Km);
- Coluna: inteiro de 4 bytes. Número de colunas da imagem;
- Linha: inteiro de 4 bytes. O número de linhas da imagem;
- X mínimo: real de 4 bytes. Coordenada mínima de x na imagem;
- X máximo: real de 4 bytes. Coordenada máxima de x na imagem;
- Y Mínimo: real 4 de bytes. Coordenada mínima de y na imagem;
- Y máximo: real 4 de bytes. Coordenada máxima de y na imagem.
- Valor mínimo: real (4 bytes), para imagens do tipo real, ou inteiro (2 bytes), para imagens do tipo inteiro, ou byte (1 byte), para imagens do tipo byte. Atributo mínimo na imagem; e

- Valor máximo: real (4 bytes), para imagens do tipo real, ou inteiro (2 bytes), para imagens do tipo inteiro, ou byte (1 byte), para imagens do tipo byte. Atributo máximo na imagem.

No módulo referente à **Precipitação**, o usuário fornece as informações relativas a esta, podendo ser a equação de intensidade, duração e frequência da precipitação ou um arquivo texto contendo o pluviograma. A equação de intensidade, duração e frequência pode ser obtida por meio do software Plúvio 1.3. O usuário pode, também, digitar os valores referentes aos parâmetros da equação de intensidade, duração e frequência da precipitação. O arquivo texto do pluviograma deve conter duas colunas: a primeira relativa ao tempo, em minutos, e a segunda relativa à intensidade, em mm h^{-1} , devendo a primeira linha conter a data do pluviograma.

A estimativa da evapotranspiração, realizada pelo método de Penman-Monteith, é feita no módulo **Evapotranspiração**. Neste módulo o usuário informa os dados climatológicos exigidos pelo método: latitude, altitude, altura da planta, solo coberto ou não, albedo, temperatura média, umidade relativa, velocidade do vento e insolação.

As informações relativas à interceptação pela cobertura vegetal, ao armazenamento superficial e ao coeficiente de rugosidade de Manning devem ser fornecidas pelo usuário no módulo **Terreno**, que podem ser valores uniformes ou imagens temáticas contemplando a variação espacial destes.

Os parâmetros da equação de GAML: K_s , θ_s , θ_i e S_w devem ser fornecidos pelo usuário no módulo **Solo**. São fornecidos também os valores referentes à capacidade de campo, ao ponto de murcha permanente e à profundidade do solo. O usuário pode fornecer valores uniformes para estes parâmetros ou imagens referentes à variação espacial dos mesmos.

A imagem contendo a rede de drenagem numérica é informada no módulo denominado **Canal**, sendo necessário também definir os parâmetros relativos à seção transversal do canal. As imagens contendo o modelo digital de elevação do terreno e as direções de escoamento são fornecidas no módulo **Bacia**. Neste módulo o usuário pode fornecer as coordenadas, em termos de linha e coluna, para a obtenção do hidrograma de escoamento superficial.

O módulo **Hidrograma** permite ao usuário definir a posição para a qual este deseja obter o hidrograma de escoamento superficial. O modelo identifica se a posição informada pertence à rede de drenagem, realizando uma consulta à imagem da referida rede, ou se pertence a uma encosta. Para cada uma das duas situações, é chamado o módulo específico para obtenção do hidrograma de escoamento superficial: no canal ou na encosta.

Na Figura 20 apresenta-se um fluxograma esquemático do funcionamento do HidroBacia.

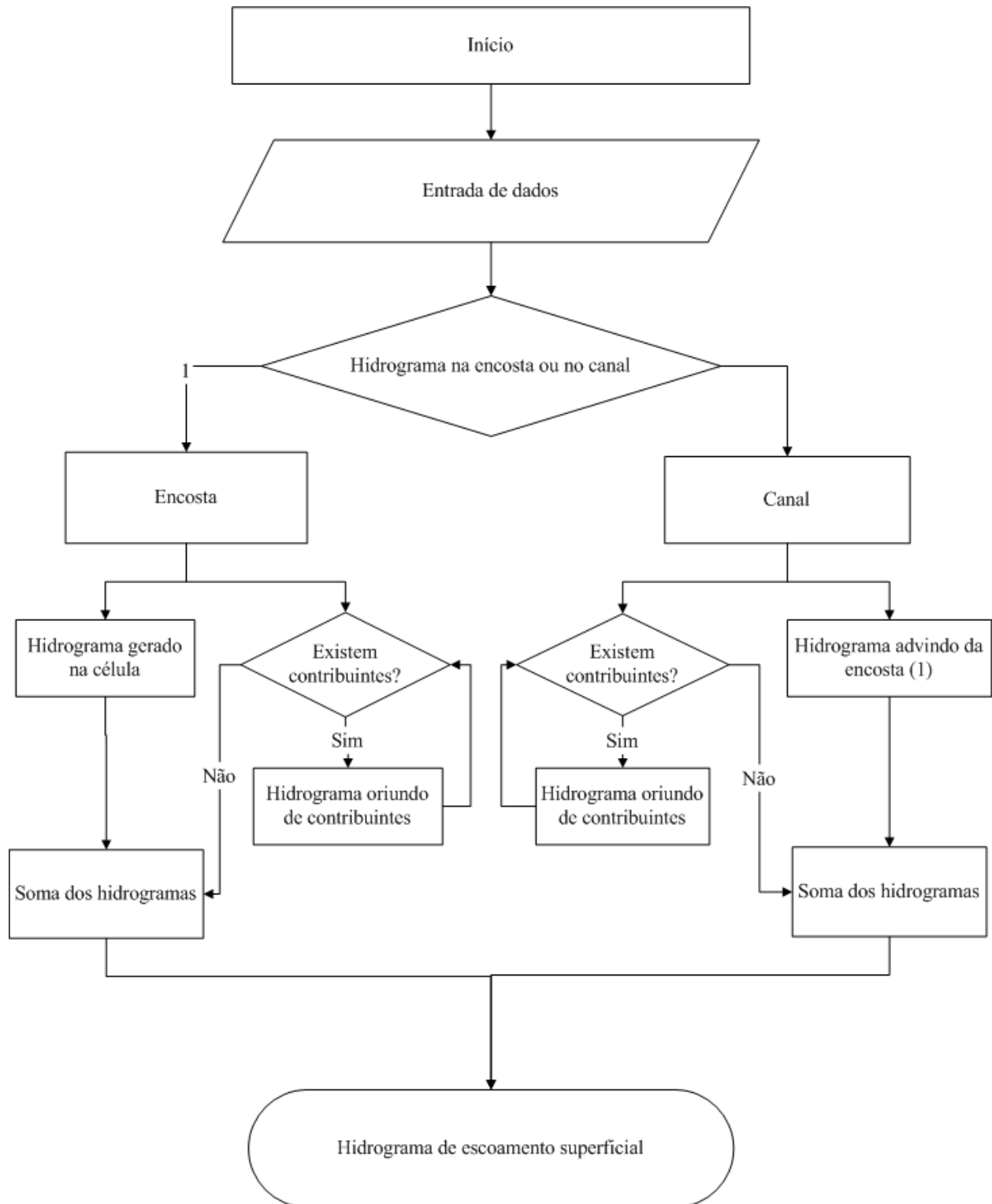


Figura 20 - Fluxograma esquemático de funcionamento do HidroBacia.

3.3. Avaliação do modelo

Procedeu-se à avaliação do modelo pela comparação dos valores obtidos pelo HidroBacia com os valores observados experimentalmente, bem como a comparação com os resultados obtidos por meio de outros modelos. Também foi realizada a análise de sensibilidade do modelo em relação aos parâmetros que interferem no escoamento superficial.

3.3.1. Propriedades físicas do solo da bacia hidrográfica

Determinou-se a condutividade hidráulica do solo saturado em condições de laboratório (K_o) por intermédio do método do permeâmetro de carga constante, conforme recomendações de EMBRAPA (1997), para seis pontos da bacia hidrográfica e para as profundidades de 0-10 cm e 10-20 cm. Esta determinação foi realizada no Laboratório de Água e Solos do Departamento de Engenharia Agrícola da UFV. A massa específica do solo (ρ em g cm^{-3}) foi determinada pelo método do anel volumétrico e a porosidade (ε) foi obtida pela equação:

$$\varepsilon = 1 - \frac{\rho}{\rho_r} \quad (78)$$

em que ρ_r é a massa específica das partículas, cujo valor adotado foi $2,65 \text{ g cm}^{-3}$.

Os valores das condutividades hidráulicas do solo saturado em condições de laboratório (K_o), da massa específica e da porosidade do solo são apresentados no Quadro 1B do Apêndice B.

Na Figura 21 encontram-se as curvas de retenção para a profundidade de 0 – 10 cm e na Figura 22 para a profundidade de 10 – 20 cm.

As curvas de retenção de água no solo foram obtidas a partir de amostras deformadas submetidas a tensões de 10, 30, 100, 300, 500 e 1500 kPa (Quadro 2B do Apêndice B).

A análise granulométrica do solo foi realizada no Laboratório de Física do Solo do Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa, seguindo as recomendações de EMBRAPA (1997). No Quadro 3B do Apêndice B apresenta-se a análise granulométrica e a classe textural das duas amostras obtidas na bacia em estudo.

A taxa de infiltração estável (Tie) foi determinada em três pontos da bacia utilizando infiltrômetros de anéis concêntricos, seguindo o procedimento proposto por BERNARDO (1995). Obteve-se os valores de $Tie = 60 \text{ mm h}^{-1}$ para um teste e $Tie = 72 \text{ mm h}^{-1}$ para os outros dois testes.

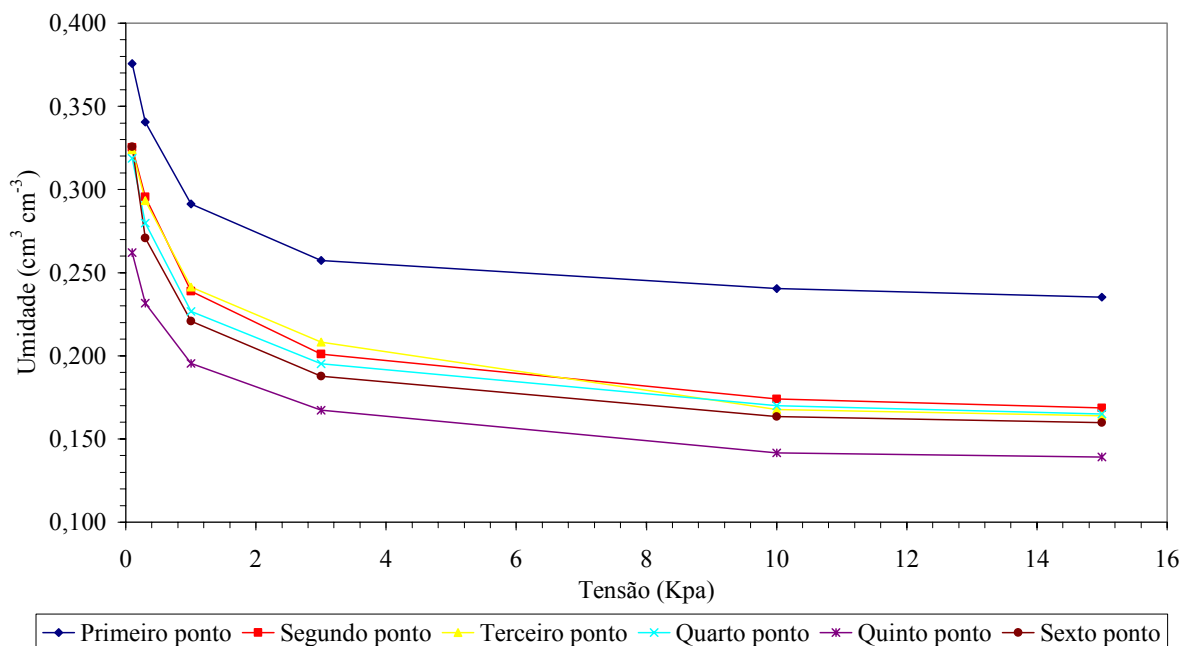


Figura 21 - Curvas de retenção para a profundidade de 0-10 cm para os seis pontos amostrados.

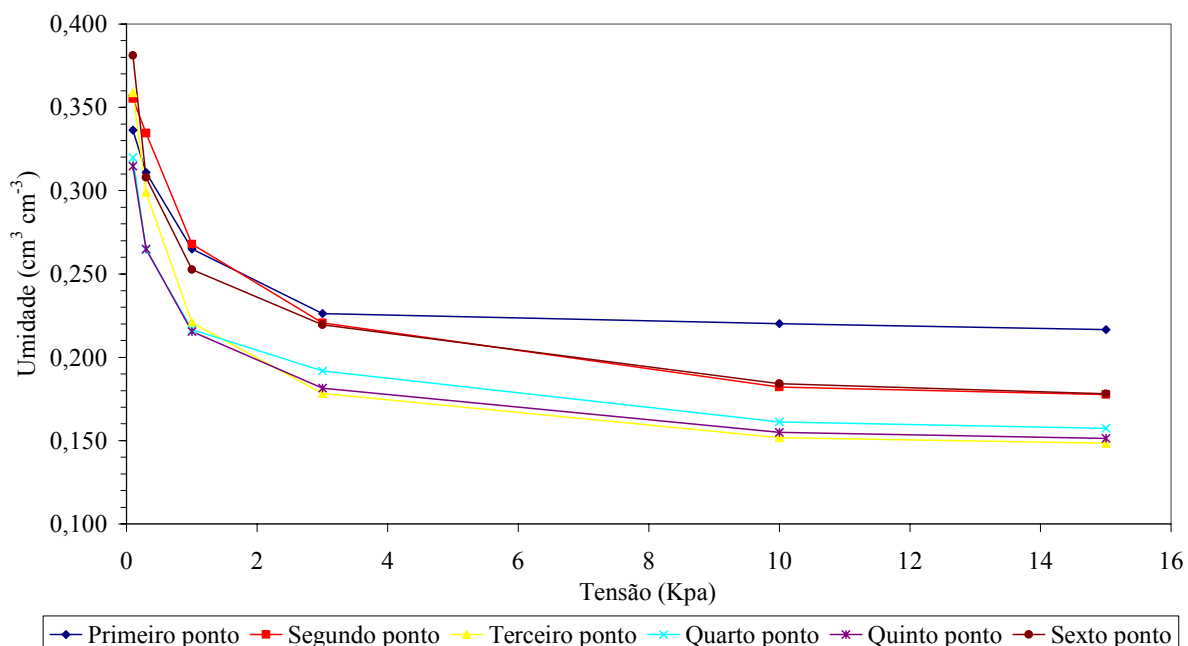


Figura 22 - Curvas de retenção para a profundidade de 10-20 cm para os seis pontos amostrados.

3.3.2. Obtenção das imagens relativas ao modelo digital de elevação do terreno, das direções de escoamento e da rede de drenagem numérica

A bacia hidrográfica em estudo situa-se no distrito de Palmital, município de Viçosa, MG, com uma área de 3,99 ha, não apresentando curso d'água permanente. Localiza-se entre as coordenadas UTM min. X: 720912 e max. X: 721179; e min. Y: 7695856 e max. Y: 7696143. Na Figura 23 apresenta-se uma vista parcial da bacia em estudo.



Figura 23 - Vista parcial da bacia em estudo representando a cobertura vegetal existente.

O levantamento topográfico foi realizado por meio de topografia digital, em que os ângulos e distâncias foram determinados eletronicamente por meio dos métodos da poligonação por caminhamento e irradiação. Foram utilizados um GPS de navegação, uma estação total (marca TOPCON, modelo GTS-212) e dois prismas.

O processamento dos dados levantados em campo foi realizado com o software Topograph, versão TG-98SE, e a confecção dos arquivos vetoriais no AutoCAD 2000.

Os arquivos vetoriais gerados foram importados pelo módulo File/Import/Desktop Publishing Formats do Idrisi e posteriormente importados pelo software CartaLinx para edição pelo módulo File/Import, opção Idrisi32 Vector Link File.

A edição dos vetores foi realizada com o software CartaLinx. Foram gerados dois arquivos: curvas.lnx e contorno.lnx. Durante esta fase, procedeu-se à suavização das curvas de nível e à união de pontos. Posteriormente estes arquivos foram exportados para o formato “shape” do ArcView pelo módulo File/Export, selecionando a opção ArcView Shape File.

Utilizando o procedimento descrito no item 3.1.1 obteve-se, após a remoção das depressões, o modelo digital de elevação do terreno contendo 264 colunas e 284 linhas, sendo o tamanho de cada célula igual a 1 m², representado na Figura 24. Na Figura 25 apresenta-se o mapa com a representação da direções de escoamento para a bacia em estudo e na Figura 26, a rede de drenagem numérica.

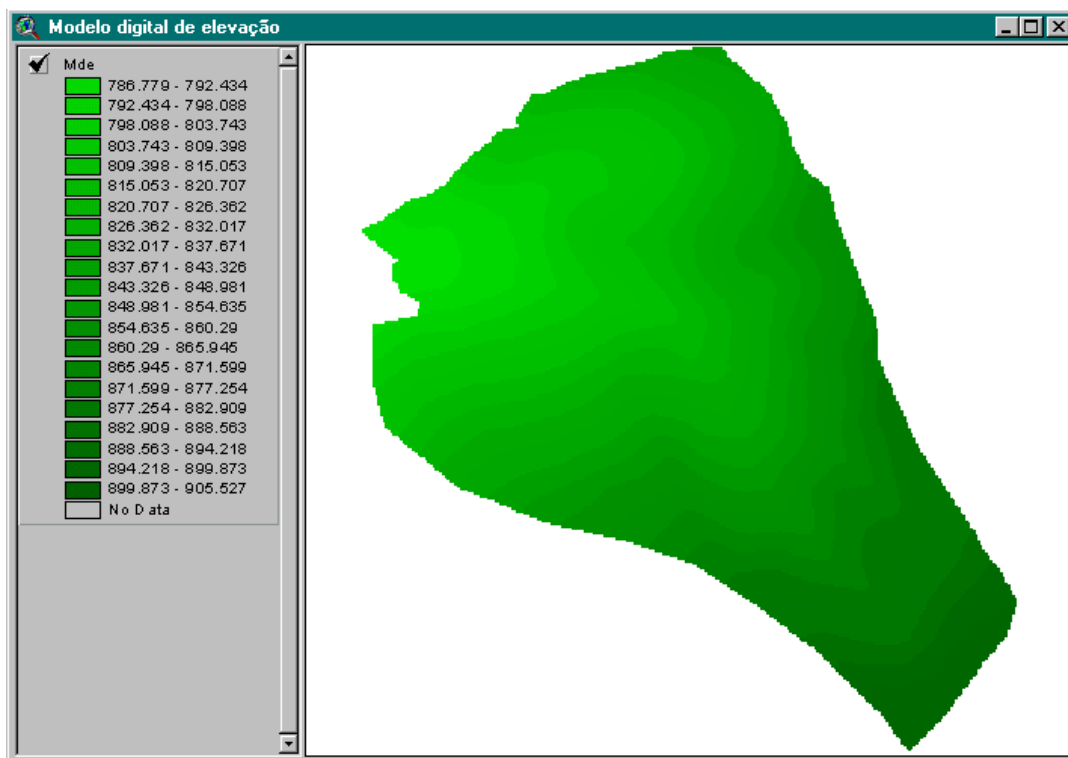


Figura 24 - Representação do modelo digital de elevação do terreno para a bacia em estudo.

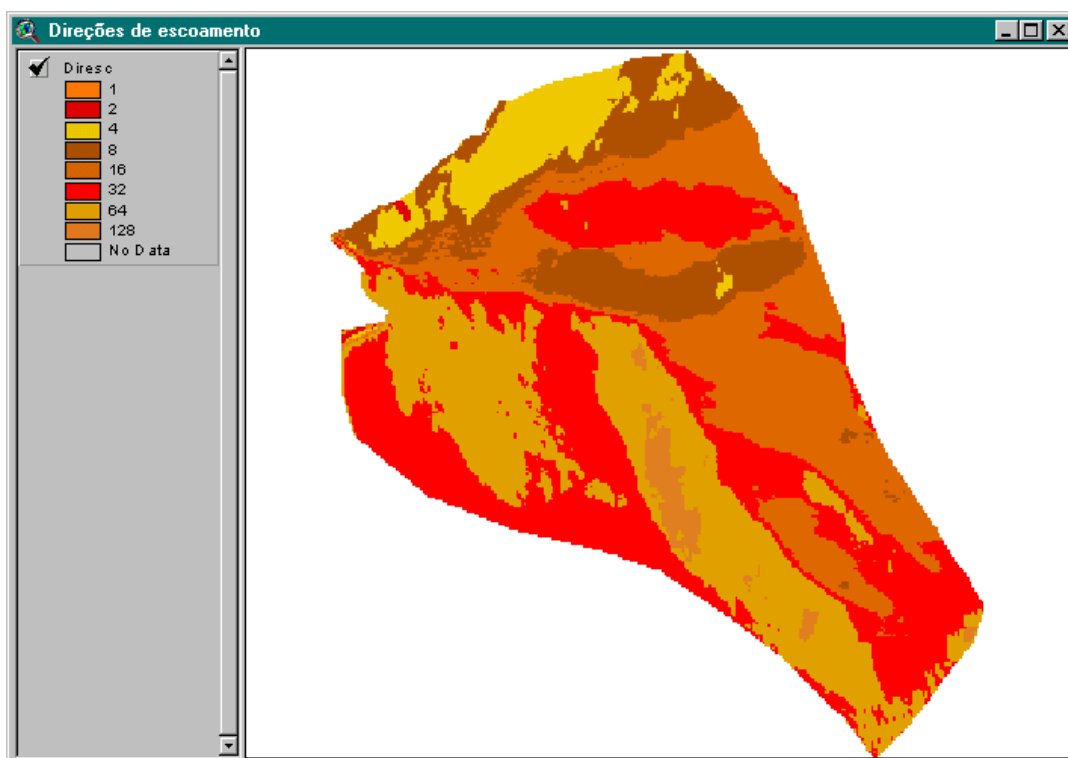


Figura 25 - Representação das direções de escoamento para a bacia em estudo.

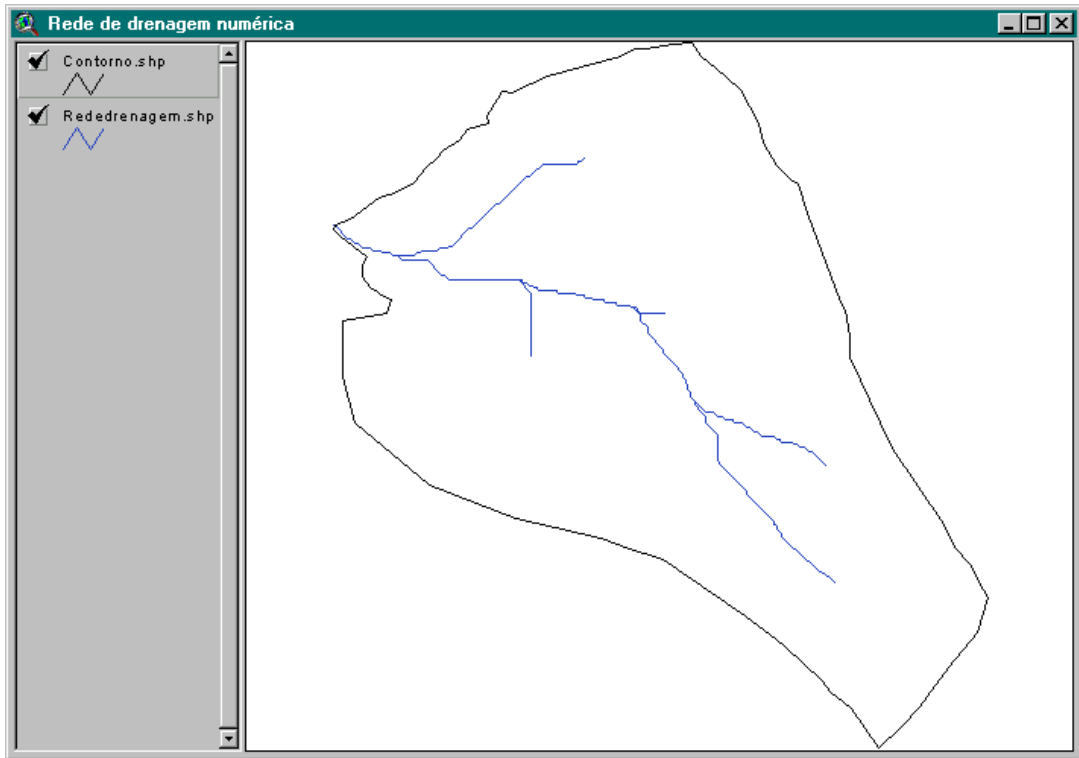


Figura 26 - Representação da rede de drenagem numérica para a bacia em estudo.

3.3.3. Medição da precipitação e da vazão

Para obtenção dos hidrogramas experimentais foi instalada uma estação para o monitoramento da vazão e da precipitação (Figura 27).

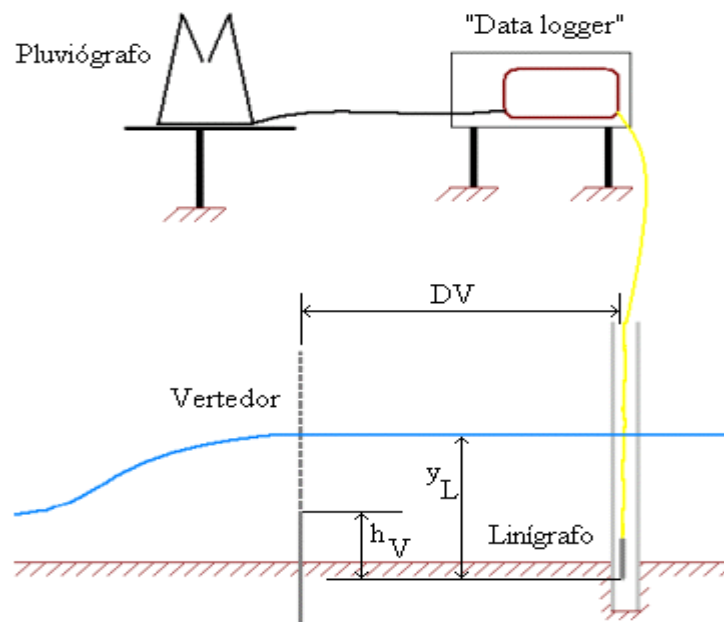


Figura 27 - Representação da estação de monitoramento destinada à coleta de informações relativas à precipitação e ao escoamento superficial.

Na Figura 27 tem-se que h_V corresponde à diferença de nível entre o sensor e a soleira do vertedor sendo igual a 38 cm; y_L é o valor da lâmina de água acima do sensor, m; e DV é a distância do linígrafo ao vertedor igual a 150 cm.

Os dados relativos à precipitação e à vazão foram armazenados no “data logger”, que foi configurado para realizar uma leitura a cada intervalo de 5 minutos. Utilizou-se o software comercial LS4 para realizar a leitura dos dados armazenados. Foram registrados os eventos durante o período de novembro de 2001 a fevereiro de 2002.

A precipitação foi obtida a partir das informações registradas pelo pluviógrafo. Na Figura 28 apresenta-se uma fotografia do pluviógrafo e do abrigo contendo o “data logger”.

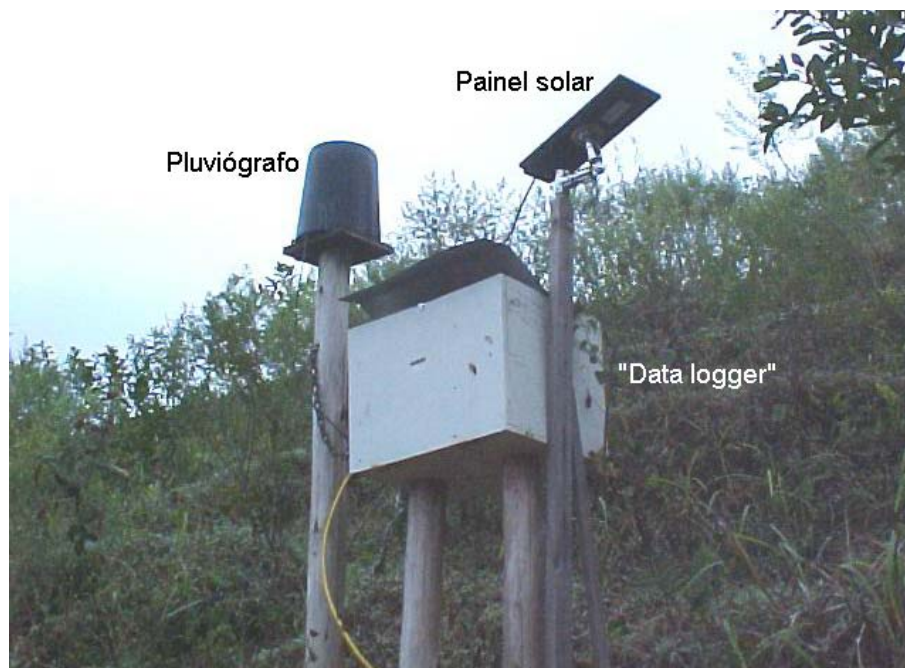


Figura 28 - Foto representativa do “data logger“ e do pluviógrafo instalados na estação de monitoramento.

Para a obtenção dos pluviogramas, utilizou-se a seguinte equação:

$$i_p(j) = \frac{LC(j) - LC(j-1)}{\Delta t} 60 \quad (79)$$

em que

- $i_p(j)$ = intensidade de precipitação no intervalo de tempo de j-1 a j, mm h^{-1} ;
- $LC(j)$ = leitura de lâmina precipitada acumulada no instante j, mm;
- $LC(j-1)$ = lâmina precipitada acumulada no instante j-1, mm; e
- Δt = intervalo de tempo considerado, min.

Os pluviogramas obtidos da estação de monitoramento encontram-se no Apêndice C.

A obtenção da vazão de escoamento superficial foi realizada a partir das informações obtidas no linígrafo, que é um sensor de pressão que registra a lâmina de água acima de sua extremidade. Na Figura 29 apresenta-se uma foto representativa do linígrafo e do “data logger”.



Figura 29 - Foto representativa do “data logger “ (a) e linígrafo (b).

Visando a concentração do escoamento superficial provindo de toda a bacia de contribuição, bem como facilitar o registro da lâmina de escoamento pelo linígrafo, construiu-se um canal na seção de deságüe da bacia hidrográfica, possuindo este uma largura de 1,40 m e comprimento de aproximadamente 5,10 m. Para a obtenção das cotas do fundo do canal procedeu-se a batimetria com uma mira de nível, sendo que o fundo do canal foi dividido em uma malha de 40 cm na direção transversal por 20 cm na direção longitudinal (Figura 30).

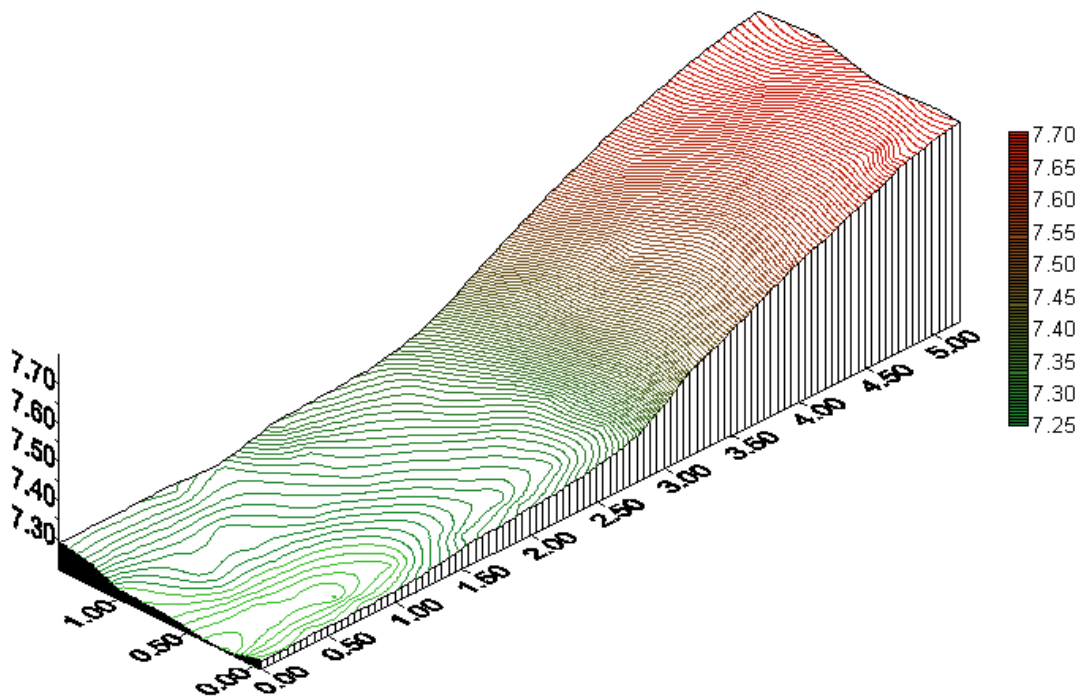


Figura 30 - Representação do fundo do canal construído na seção de deságüe para concentração e condução do escoamento superficial.

O cálculo da vazão foi realizado pela combinação de dois métodos: método direto e método do vertedor. O método direto foi usado até o momento em que o nível da lâmina acumulada no canal fosse inferior ao nível da soleira do vertedor. Após o momento em que o nível da água superou a cota da soleira do vertedor, a vazão foi obtida pelo método do vertedor.

O cálculo da vazão pelo método direto foi feito pela equação

$$Q_b = \frac{\Delta \text{Vol}}{60 \Delta t_b} \quad (80)$$

em que

Q_b = vazão de escoamento superficial, $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$;

ΔVol = variação do volume de água armazenado no canal entre duas leituras consecutivas, m^3 ; e

Δt_b = intervalo de tempo entre duas leituras consecutivas igual a 5 min, min.

O volume de água armazenado no canal foi considerado como sendo igual ao volume compreendido entre o nível correspondente à leitura do linígrafo e o fundo do canal. O cálculo deste volume foi realizado pelas equações 81 e 82, pertinentes ao algoritmo conhecido como Regra 3/8 de Simpson:

$$A_i = \frac{3\Delta x_c}{8} [G_{i,1} + 3G_{i,2} + 3G_{i,3} + 2G_{i,4} + \dots + 2G_{i,\text{Col}-1} + G_{i,\text{Col}}] \quad (81)$$

$$\text{Volume} = \frac{3\Delta y_c}{8} [A_1 + 3A_2 + 3A_3 + 2A_4 + \dots + 2A_{\text{Lin}-1} + A_{\text{Lin}}] \quad (82)$$

em que :

Δx_c = espaçamento entre duas colunas consecutivas na direção longitudinal; m;

Δy_c = espaçamento entre duas linhas consecutivas na direção transversal, m;

$G_{i,j}$ = valor da cota do fundo do canal, considerando como referência o plano da leitura do linígrafo, m.

Os valores de Δx_c e Δy_c utilizados foram 0,40 m e 0,20 m, respectivamente. Para cada leitura do linígrafo obtve-se um volume de água armazenado no canal durante o intervalo de tempo igual a 5 min.

O vertedor instalado no canal (Figura 31) é um vertedor retangular constituído de aço galvanizado tendo sido construído no Laboratório de Mecanização Agrícola do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal de Viçosa, possuindo as seguintes dimensões: largura de soleira = 1,0 m; largura do canal de aproximação = 1,8 m; e espessura da soleira (chapa) = 3 mm.



Figura 31 - Vertedor retangular instalado no canal situado na seção de deságüe da bacia hidrográfica estudada.

Para as leituras do linígrafo que superaram a cota relativa ao nível da soleira do vertedor a vazão foi obtida pela equação de Poncelet:

$$Q_v = 1,77 L H_v^{\frac{3}{2}} \quad (83)$$

em que

Q_v = vazão no vertedor, $m^3 s^{-1}$;

L = largura da soleira do vertedor, m; e

H_v = lâmina d'água acima da soleira do vertedor, obtida a uma distância de 1,5 m deste, m.

Nas Figuras 32 a 39, apresentam-se os pluviogramas e hidrogramas observados na bacia experimental, tendo sido observados quatro eventos de escoamento superficial na bacia experimental.

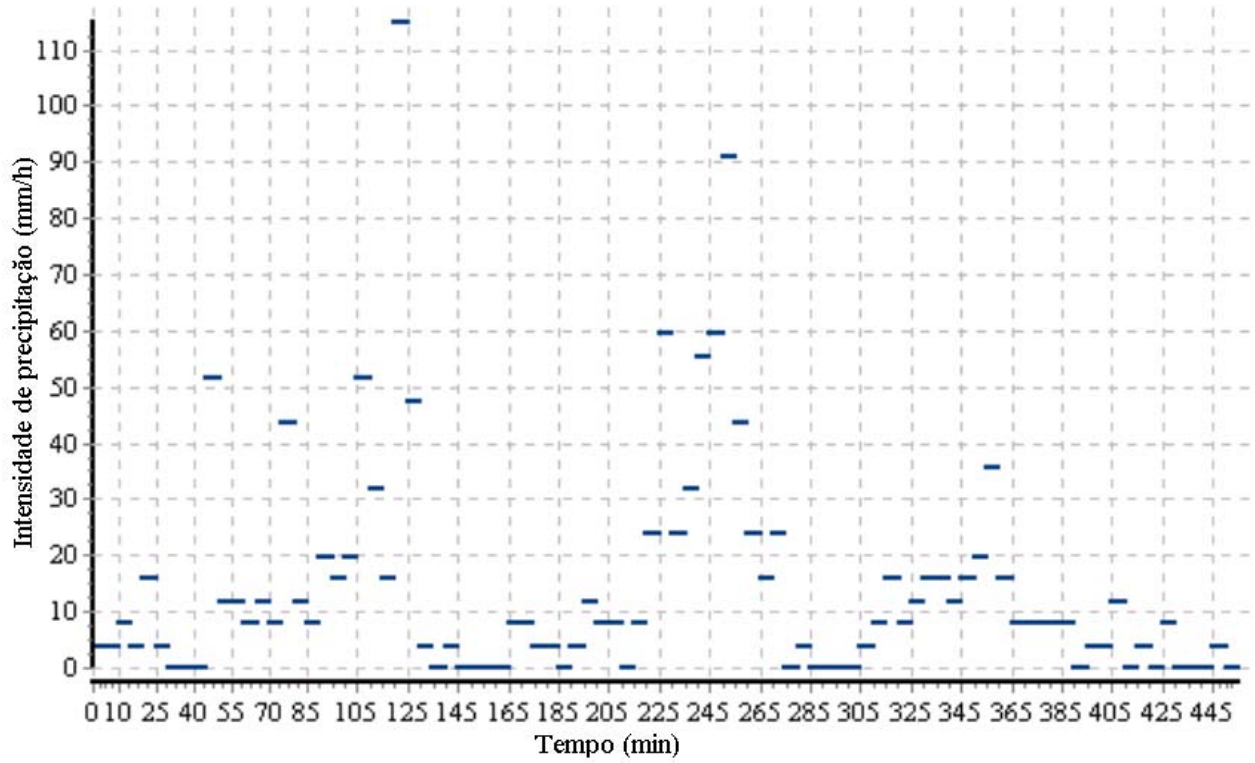


Figura 32 - Valores de intensidade de precipitação ocorridos no dia 01/12/2001.

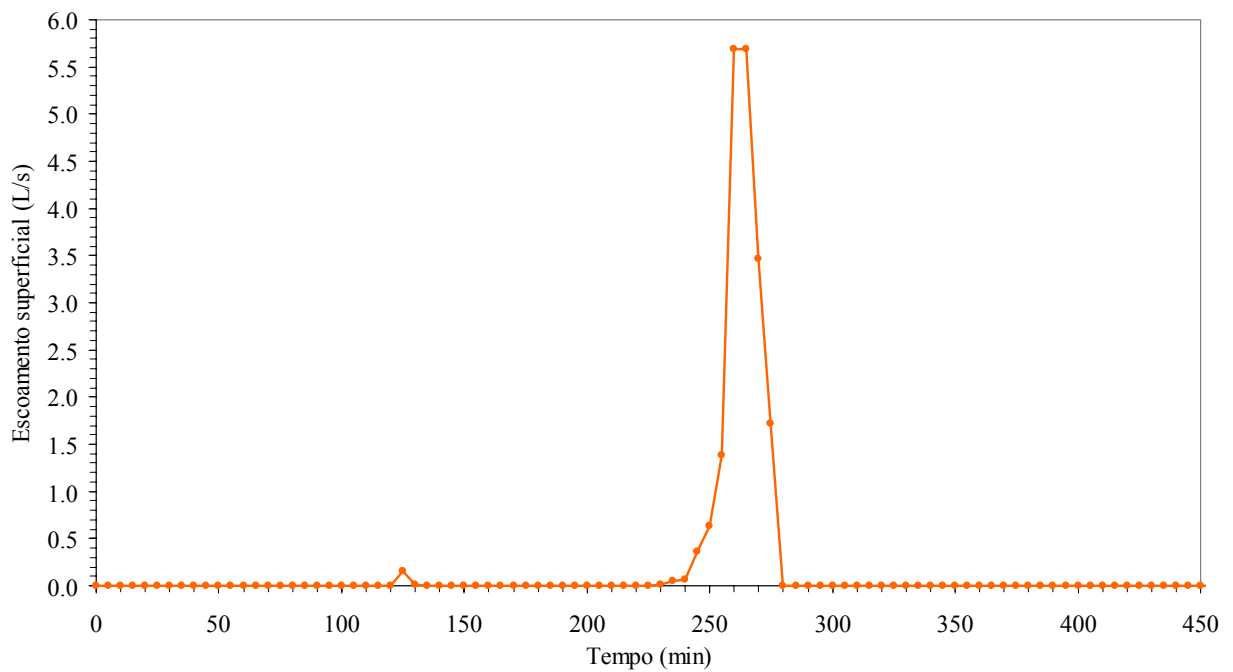


Figura 33 - Hidrograma de escoamento superficial ocorrido no dia 01/12/2001.

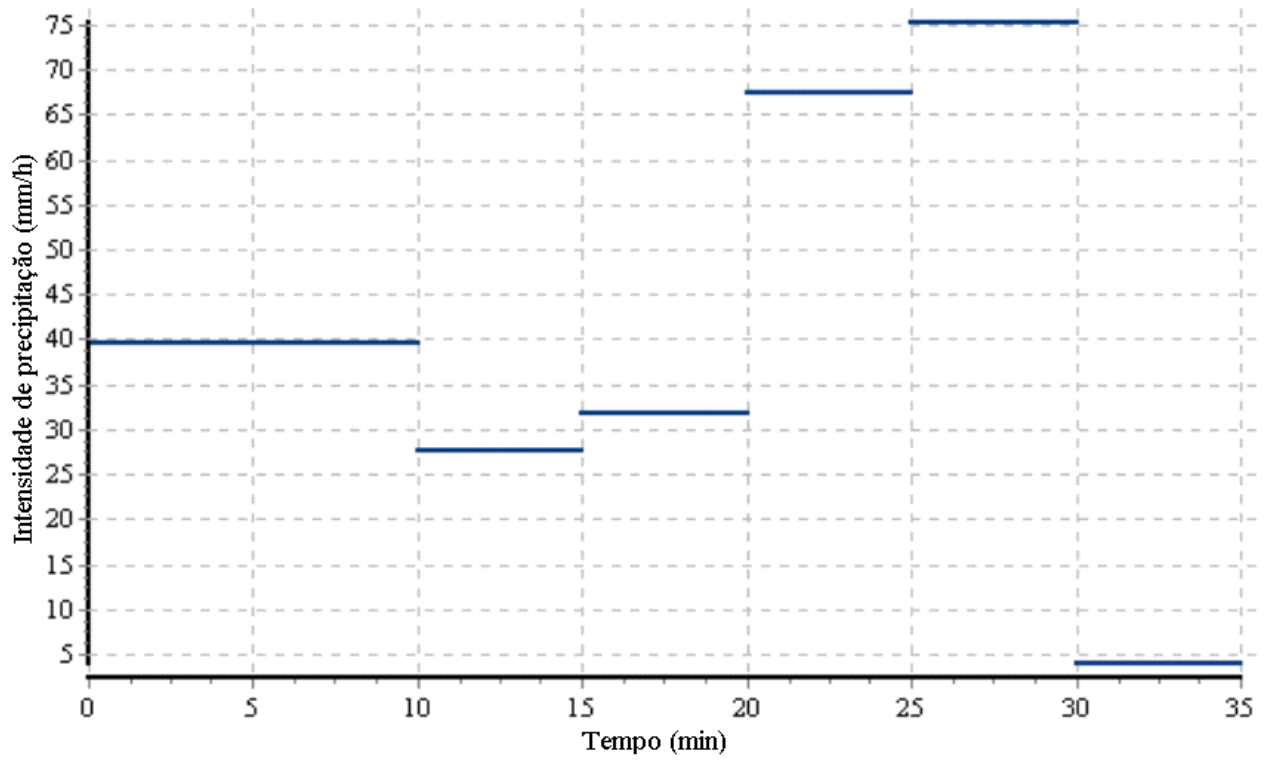


Figura 34 - Valores de intensidade de precipitação ocorridos no dia 02/01/2002.

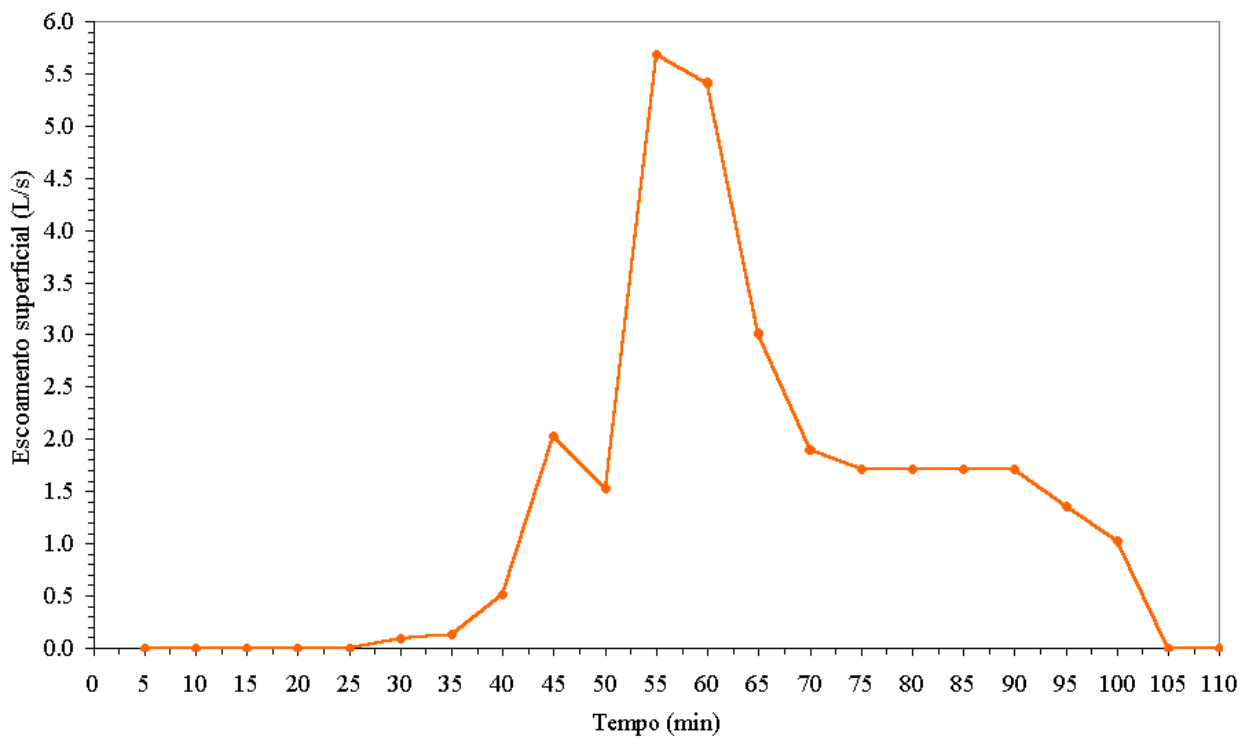


Figura 35 - Hidrograma de escoamento superficial ocorrido no dia 02/01/2002.

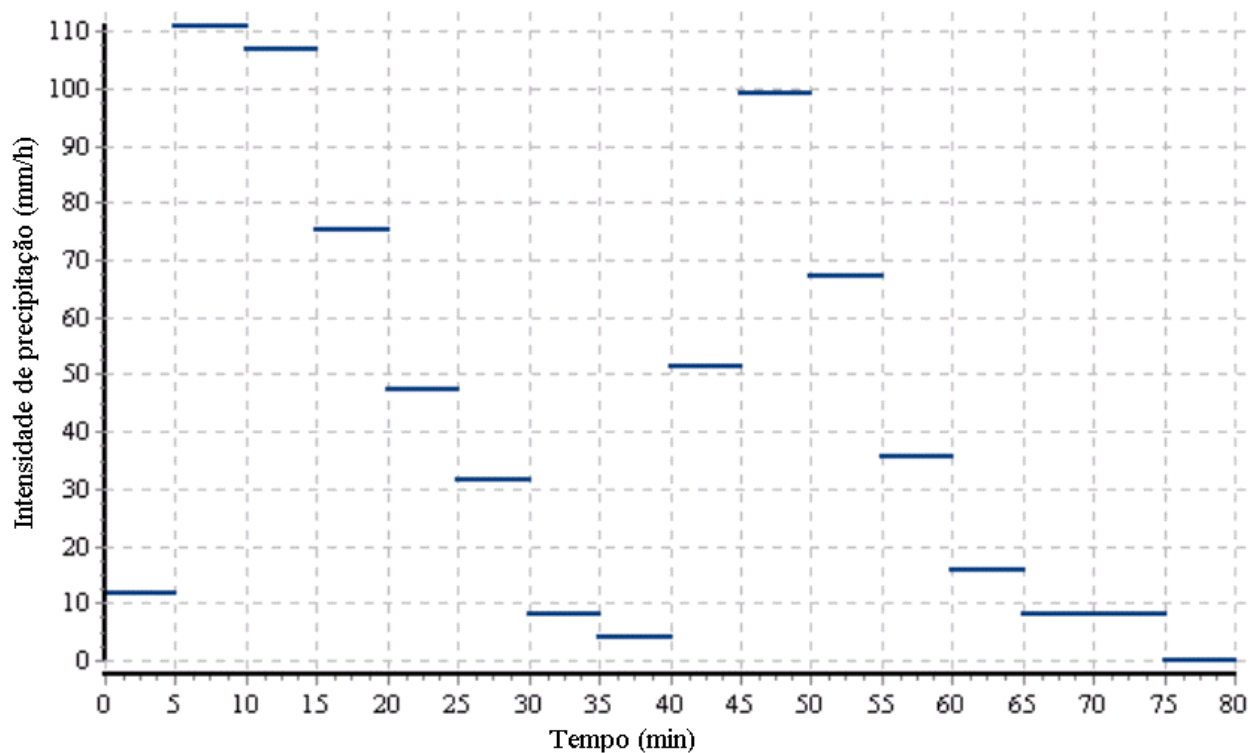


Figura 36 - Valores de intensidade de precipitação ocorridos no dia 02/02/2002.

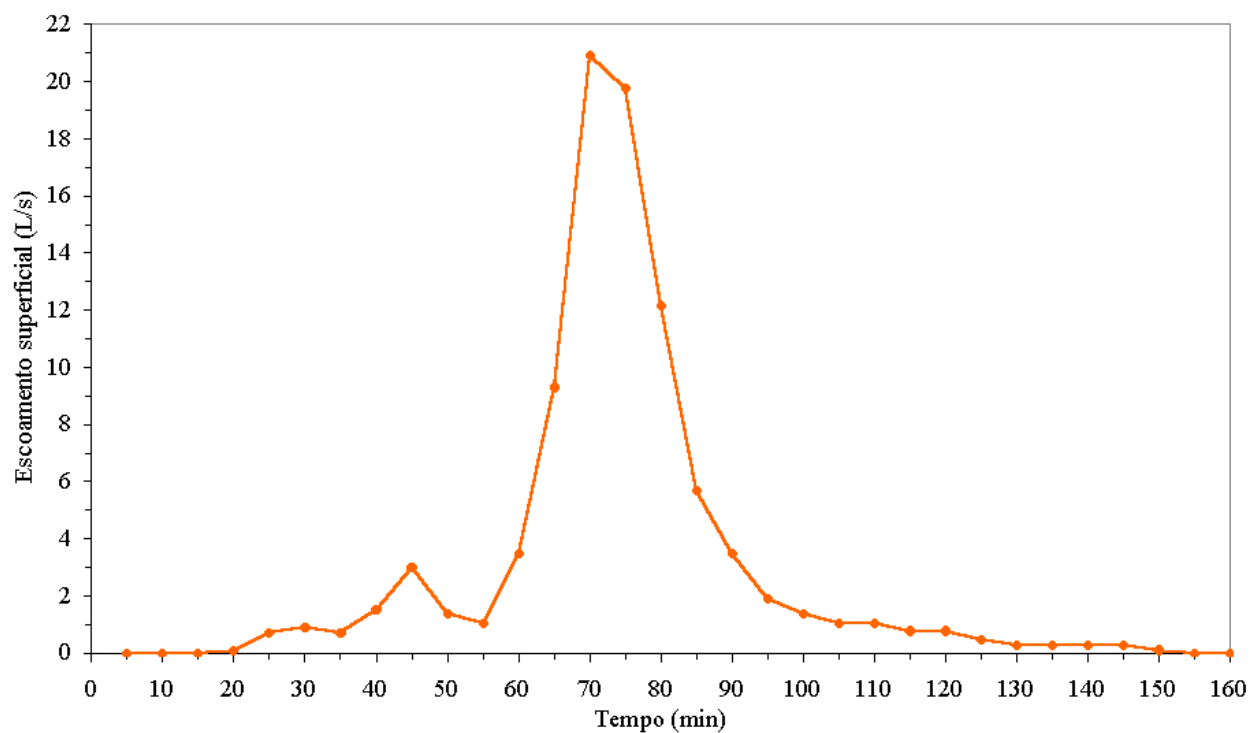


Figura 37 - Hidrograma de escoamento superficial ocorrido no dia 02/02/2002.

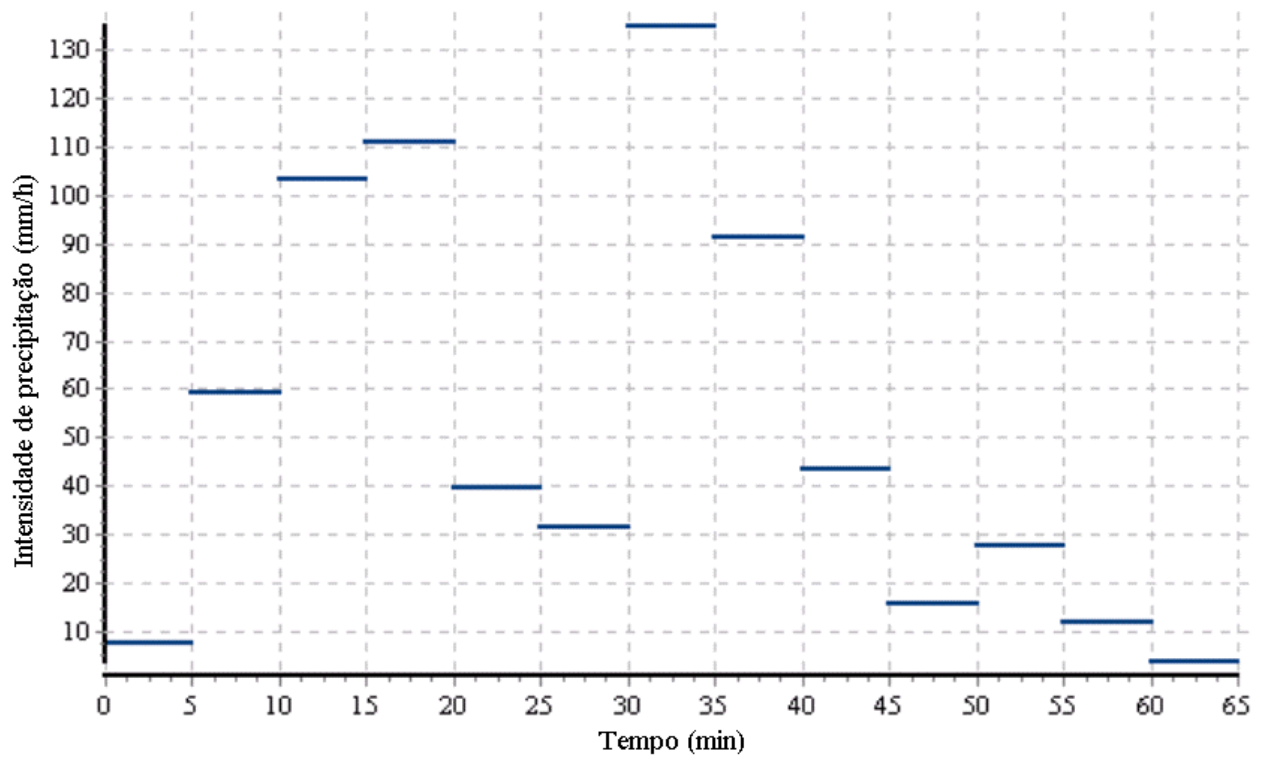


Figura 38 - Valores de intensidade de precipitação ocorridos no dia 16/02/2002.

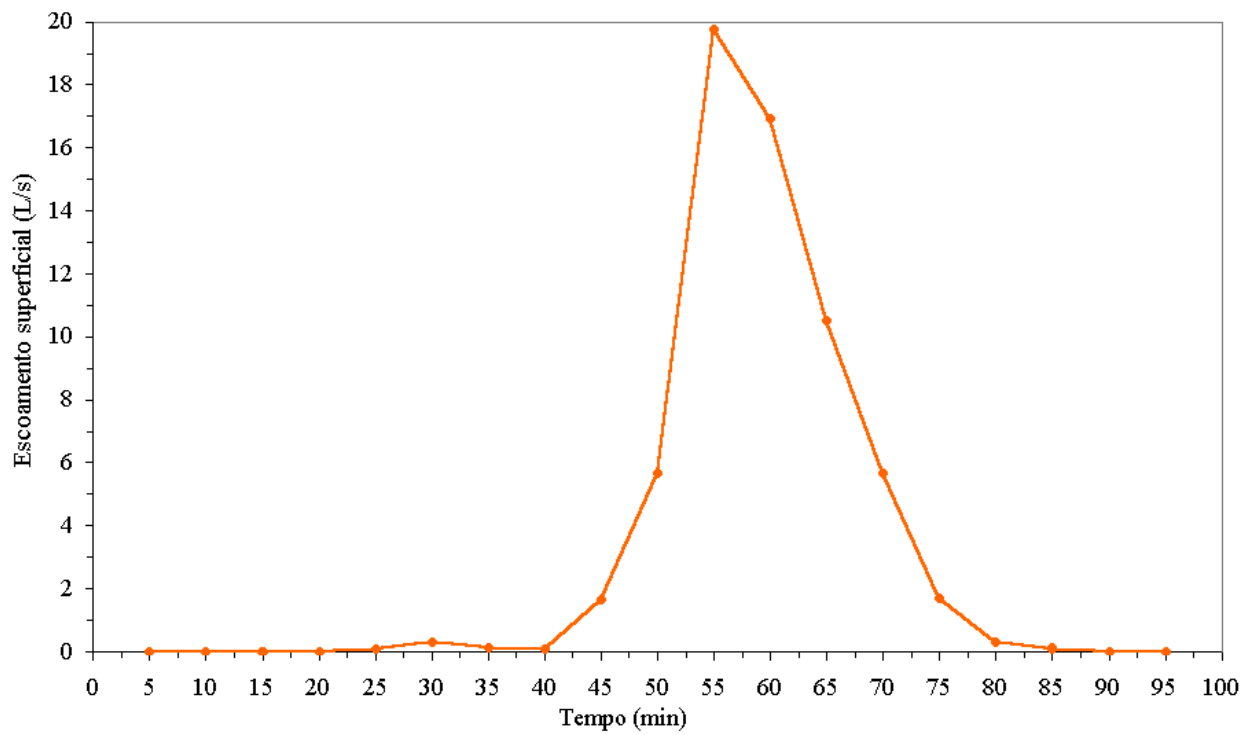


Figura 39 - Hidrograma de escoamento superficial ocorrido no dia 16/02/2002.

3.3.4. Comparação dos resultados simulados com os obtidos experimentalmente

Com a finalidade de realizar simulações com o modelo, optou-se por utilizar condições uniformes para os parâmetros que interferem no escoamento superficial: condutividade hidráulica do solo saturado, potencial matricial médio na frente de umedecimento, umidade de saturação, umidade inicial, interceptação pela cobertura vegetal, armazenamento superficial e coeficiente de rugosidade de Manning.

Entretanto em decorrência da dificuldade de se determinar com precisão os valores dos parâmetros que interferem no processo de produção de escoamento superficial procedeu-se à análise do comportamento do modelo realizando-se simulações considerando diferentes combinações de interceptação pela cobertura vegetal, do armazenamento superficial, do coeficiente de rugosidade de Manning e dos parâmetros de entrada da equação de GAML.

Para a interceptação optou-se por utilizar dois valores referentes à grama (0,76 e 1,0 mm), condição natural da bacia em estudo.

Em relação ao armazenamento foi realizada uma consulta ao banco de dados fotográfico constante em RENARD et al. (1997). As condições do banco de dados que se aproximaram daquelas encontradas na bacia foram aquelas referentes às rugosidades randômicas de 19,05 e 21,59 mm. A declividade média da bacia, obtida pelo ArcView, foi de 56,1%. Com os valores de rugosidade randômica e declividade média, calculou-se, por meio da equação 35, os valores referentes ao armazenamento superficial, que foram iguais a 1,98 e 2,41 mm, respectivamente.

Os valores referentes ao coeficiente de rugosidade de Manning foram selecionados de forma a contemplar condições de grama ou pastagem ($n = 0,12$) e pertinentes a superfície rugosa ($n = 0,25$), utilizando-se também um valor intermediário de $n = 0,20$.

O valor da porosidade (ϵ) para cálculo da umidade de saturação foi obtido a partir das informações do Quadro 1B do Apêndice B. Adotou-se para seu valor as médias aritméticas das porosidades, sendo igual a 0,52. A umidade de saturação de campo (θ_w) foi obtida como sendo igual a $0,79\epsilon$, $0,85\epsilon$ e $0,90\epsilon$, sendo respectivamente iguais a $\theta_w = 0,410 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $\theta_w = 0,441 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ e $\theta_w = 0,467 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$.

O valor da Tie foi selecionado como sendo igual a 68 mm h^{-1} , média entre os três valores determinados no item 3.3.1.

Em virtude da dificuldade da seleção de um valor representativo da condutividade hidráulica do solo saturado em condições de laboratório, optou-se por considerar seu valor como sendo igual ao da Tie. Desta forma, tem-se que $K_o = \text{Tie} = 68 \text{ mm h}^{-1}$.

A infiltração é reconhecidamente um dos parâmetros que mais interfere no escoamento, sendo que, desta forma, faz-se necessário a adequação dos parâmetros de entrada da equação de

GAML. CECÍLIO (2002) obteve combinações entre os parâmetros K_s e S_w que melhor representaram o processo de infiltração da água no solo. Devido à consideração $K_o = Tie$, as combinações apresentadas por CECÍLIO (2002) foram adaptadas para:

- K_s igual a 0,5 Tie associado a S_w igual a $S_w(\theta_i)$;
- K_s igual à Tie associado a S_w igual à média entre $S_w(\theta_w)$ e $S_w(\theta_i)$;
- K_s igual a Tie associado a S_w calculado com base na textura e porosidade do solo; e
- K_s igual à Tie associado a S_w calculado com base na textura e porosidade do solo.
- K_s igual a Tie associado a S_w igual a $S_w = 0,5$ da pressão de borbulhamento (P_b); e
- K_s igual a 0,5 Tie associado a S_w igual a $S_w = 0,5 P_b$.

O valor de P_b é obtido a partir da curva de retenção de água no solo sendo seu valor correspondente ao valor da tensão aplicada ao solo quando a umidade em volume é igual à porosidade do mesmo. A forma de obtenção de seu valor será visto mais adiante.

Os valores referentes à capacidade de campo e ponto de murcha foram obtidos a partir da curva de retenção. Do Quadro 2B do Apêndice B desprezou-se os extremos inferior e superior (primeira e quinta amostra), adotando-se como valor da capacidade de campo a média aritmética entre os valores de umidade da profundidade de 0-10 cm das amostras restantes referentes à tensão de 10 kPa, sendo igual a $0,323 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. Procedimento semelhante foi realizado para obter o valor do ponto de murcha permanente referente à tensão de 1500 kPa, sendo igual a $0,164 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$.

A determinação da umidade inicial anterior a cada evento de precipitação que provocou escoamento superficial foi realizada por meio da análise contínua do balanço hídrico. Simulações foram realizadas utilizando-se todos os pluviogramas, um após o outro, a partir do primeiro dia observado (19/11/2001). Considerou-se, para fins de simulação, como umidade inicial neste primeiro dia, o valor do ponto de murcha permanente. A umidade inicial entre dois dias consecutivos foi corrigida pela equação 55. A umidade após uma precipitação foi corrigida por meio da equação

$$\theta_i = \frac{LA_i + PT - LES - P_p - ICV}{z} \quad (84)$$

em que

- PT = lâmina precipitada, mm;
- LES = lâmina de escoamento superficial, mm; e
- ICV = interceptação pela cobertura vegetal, mm.

A lâmina de escoamento superficial foi obtida por meio da equação

$$LES = \frac{Vol}{Ab \cdot 1000} \quad (85)$$

em que

Vol = volume escoado superficialmente, m³; e
Ab = Área da bacia experimental, m².

O potencial matricial médio na frente de umedecimento calculado com base na textura e porosidade foi obtida por meio da equação recomendada por RISSE et al. (1995)

$$S_w = 0,01e^{(6,531-7,326p+15,8Ag^2+3,809p^2+3,44ArAg-4,989Arp+16,1Ar^2p^2+16Ag^2p^2-13,6Ar^2Ag-34,8Ag^2p-7,99Ar^2p)} \quad (86)$$

em que

Ar = teor de areia, decimal;
Ag = teor de argila, decimal; e
p = porosidade, decimal.

Utilizando os valores do Quadro 3B do Apêndice B e a equação 86, obteve-se $S_w = 61,6$ mm.c.a., correspondente à média entre os potenciais matriciais das duas amostras.

Para a obtenção de S_w correspondente às umidades de saturação e inicial e da pressão de borbulhamento, utilizou-se a sugestão de CECÍLIO¹ relativa ao ajuste de uma equação de regressão do tipo potencial aos dados da curva de retenção. Utilizando a planilha eletrônica Excel obteve-se as equações para a segunda, terceira, quarta e sexta amostras, respectivamente:

$$S_w = 0,24074409 \theta^{-0,1381988} \quad (R^2 = 0,99) \quad (87)$$

$$S_w = 0,23982989 \theta^{-0,1430411} \quad (R^2 = 0,99) \quad (88)$$

$$S_w = 0,2324436 \theta^{-0,13535817} \quad (R^2 = 0,99) \quad (89)$$

$$S_w = 0,2276279 \theta^{-0,14398806} \quad (R^2 = 0,99) \quad (90)$$

¹ CECÍLIO, R.A. Comunicação pessoal.

Para cada simulação calculou-se a diferença percentual para a vazão máxima ($\Delta Q\%$) e para o volume escoado ($\Delta V\%$), expressas, respectivamente, por

$$\Delta Q\% = \frac{Q_{\text{simulado}} - Q_{\text{observado}}}{Q_{\text{observado}}} \cdot 100 \quad (91)$$

e

$$\Delta V\% = \frac{V_{\text{simulado}} - V_{\text{observado}}}{V_{\text{observado}}} \cdot 100 \quad (92)$$

em que

- Q_{simulado} = vazão máxima obtida por meio do software HidroBacia, $L s^{-1}$;
- $Q_{\text{observado}}$ = vazão máxima observada na bacia experimental, $L s^{-1}$;
- V_{simulado} = volume escoado obtido por meio do software HidroBacia, m^3 ; e
- $V_{\text{observado}}$ = volume escoado observado na bacia experimental, m^3 .

Procedeu-se também à comparação dos valores observados experimentalmente com os valores obtidos pelo HidroBacia considerando simulações realizadas com a equação de intensidade, duração e frequência da precipitação.

Para tanto, calculou-se o período de retorno (T) equivalente para os eventos utilizando a equação 26 adaptada para

$$\frac{PT}{td \cdot 60} = \frac{K T^a}{(t + b)^c} \quad (93)$$

O período de retorno equivalente foi usado para simular a precipitação utilizando a equação de chuvas intensas.

3.4. Comparação dos resultados simulados com os obtidos em outros modelos

Procedeu-se à comparação da vazão máxima obtida com o HidroBacia com o Método Racional e do volume escoado com o Método do Número da Curva, além da comparação com o WEPP.

3.4.1. Método Racional

A equação para obtenção da vazão máxima pelo Método Racional é expressa por

$$Q_{\max} = \frac{C i_m A_d}{360} \quad (94)$$

em que

Q_{\max} = vazão máxima de escoamento superficial, $m^3 s^{-1}$;

C = coeficiente de escoamento superficial, adimensional;

i_m = intensidade máxima média de precipitação para uma duração igual ao tempo de concentração da bacia, $mm h^{-1}$; e

A_d = área da bacia de drenagem, ha.

Muitos são os procedimentos disponíveis para a obtenção do valor do coeficiente de escoamento superficial, C , no entanto, a principal forma utilizada é a consulta a tabelas que permitem obter este valor a partir das condições típicas da área analisada, que podem ser encontradas em WILKEN (1978), GOLDENFUM e TUCCI (1996), Soil Conservation Service – USDA, entre outros. Definiu-se o coeficiente de escoamento como sendo igual a 0,6.

A obtenção do tempo de concentração para o cálculo da vazão máxima foi realizada por meio das equações de Kirpich e da equação SCS – método cinemático. Os parâmetros da equação de chuvas intensas (equação 26) foram obtidos de PINTO et al. (1996) para a cidade de Viçosa-MG, sendo iguais a $K = 1082,798$; $a = 0,265$; $b = 23,781$; $c = 0,775$.

3.4.1.1. Equação de Kirpich

Conforme PORTO et al. (2000), a equação de Kirpich foi desenvolvida a partir de informações de sete pequenas bacias agrícolas do Tennessee, com declividades variando entre 3 e 10% e áreas de, no máximo, $0,5 km^2$, e é expressa por

$$t_c = 57 \left(\frac{L_t^3}{H_r} \right)^{0,385} \quad (95)$$

em que

t_c = tempo de concentração, min;

L_t = comprimento do talvegue, km; e

H_r = diferença de nível entre o ponto mais remoto da bacia e a seção de deságüe, m.

Os valores do comprimento do talvegue e diferença de nível foram obtidos do modelo digital de elevação do terreno, tendo sido obtidos os seguintes valores para estas variáveis: $L_t = 0,357$ km e $H_r = 119,14$ m.

Para cada evento, foi calculado o período de retorno considerando a lâmina precipitada e a duração da chuva para a cidade de Viçosa utilizando a equação proposta por PINTO et al. (1996). O tempo de concentração foi $t_c = 2,75$ min. Desta forma, tem-se $i_m = 134,7$ mm h⁻¹ para o Evento 1 para um período de retorno de 5,6 anos, $i_m = 74,5$ mm h⁻¹ para o Evento 2 para um período de retorno de 0,6 anos, $i_m = 122,4$ mm h⁻¹ para o Evento 3 para um período de retorno de 5,6 anos e $i_m = 133,4$ mm h⁻¹ para o Evento 4 para um período de retorno de 5,4 anos.

3.4.1.2. Equação SCS - método cinemático

SMEDEMA e RYCROFT (1983) salientam que o tempo de concentração pode ser obtido dividindo-se a distância percorrida pelo escoamento superficial pela velocidade do escoamento.

$$t_c = \frac{1000}{60} \sum_{i=1}^{num} \frac{L_{t_i}}{V_{t_i}} \quad (96)$$

em que

num = número de trechos que compõem o comprimento do talvegue

L_{t_i} = distância percorrida no trecho considerado, km; e

V_{t_i} = velocidade média no trecho considerado, m s⁻¹.

A equação 96 baseia-se no fato de que o tempo de concentração é o somatório dos tempos de deslocamento nos diversos trechos que compõem o comprimento do talvegue (PORTO et al., 2000). MATOS et al. (2000) apresentam equações de regressão desenvolvidas para diferentes tipos de cobertura vegetal, que permitem calcular velocidade de escoamento superficial a partir da declividade da superfície do solo (Quadro 1). Estas equações foram ajustadas a partir de ábacos apresentados por SMEDEMA e RYCROFT (1983).

Quadro 1 – Velocidade de escoamento (m s⁻¹) em função da declividade do terreno (%) e do tipo de cobertura

Tipo de cobertura	Equações
Pastagem de gramínea, gramados	$V_{t_i} = 0,2193 S^{0,4942}$
Canais com vegetação	$V_{t_i} = 0,4528 S^{0,5011}$

Fonte: MATOS et al. (2000).

Para utilização da equação 96, o perfil do talvegue da bacia hidrográfica foi dividido segundo os trechos descritos no Quadro 2. Neste quadro, apresentam-se, também, os valores referentes à declividade, à velocidade média e aos termos da equação 96 para cada trecho.

Quadro 2 – Subdivisões pertinentes ao caminho percorrido pelo escoamento superficial

Trecho	Cota (m)		Comprimento (m)	Declividade (%)	Tipo de cobertura	Velocidade média	$\frac{Lt_i}{60 Vt_i}$
	Superior	Inferior					
0 – 1	905,89	892,97	40	32,3	Pastagem de gramínea, gramados	1,22	0,55
1 – 2	892,97	879,52	28	48,0		1,49	0,31
2 – 3	879,52	866,36	40	32,9		1,23	0,54
3 – 4	866,36	852,89	30	44,9	Canais com vegetação	3,05	0,16
4 – 5	852,89	840,24	28	45,2		3,06	0,15
5 – 6	840,24	826,56	33	41,5		2,93	0,19
6 – 7	826,56	813,10	42	32,0		2,57	0,27
7 – 8	813,10	800,16	40	32,4		2,59	0,26
8 – 9	800,16	786,75	76	17,6		1,90	0,67
Tempo de concentração			357				3,10

Para o Evento 1 (período de retorno de 5,6 anos), tem-se que $i_m = 133,4 \text{ mm h}^{-1}$, sendo que para o Evento 2, cujo período de retorno foi de 0,6 anos, tem-se que $i_m = 73,8 \text{ mm h}^{-1}$. Para o Evento 3 (período de retorno de 3,9 anos), tem-se que $i_m = 121,2 \text{ mm h}^{-1}$ e para o Evento 4, período de retorno foi de 5,4 anos, $i_m = 132,1 \text{ mm h}^{-1}$.

3.4.2. Método do Número da Curva

O Método do Número da Curva foi desenvolvido pelo SOIL CONSERVATION SERVICE (1972), vinculado ao Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (SCS-USDA), a partir de dados de um grande número de bacias experimentais, tendo a análise dessas informações permitido evidenciar que a lâmina de escoamento superficial pode ser obtida pela equação

$$ES = \frac{(PT - 0,2 S_p)^2}{(PT + 0,8 S_p)} \quad (97)$$

em que

ES = escoamento superficial total, mm; e

S_p = infiltração potencial, mm.

O SCS-USDA obteve, a partir da análise de uma série de hidrogramas associados a diferentes bacias hidrográficas, a seguinte relação:

$$S_p = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (98)$$

em que CN é o número da curva, cujo valor pode variar entre 1 e 100, e depende do uso e manejo da terra, grupo de solo, condição hidrológica e umidade antecedente do solo.

Portanto, para a determinação do escoamento superficial pelo Método do Número da Curva, é suficiente que o projetista conheça a precipitação que incide sobre a área para a duração pretendida (6, 12 ou 24 h), e obtenha, a partir de tabelas, o valor do número da curva para diferentes condições de superfície e tipos de solo. Para o presente estudo, adotou-se a duração de 24 horas.

Os valores de CN podem ser obtidos em MOCKUS (1972). No Apêndice D, encontra-se tabela de valores de CN em função do tipo de solo.

Utilizando a proposição do SOIL CONSERVATION SERVICE (1972), que classifica o solo em função da taxa de infiltração da água, o solo foi caracterizado como pertencente ao tipo B, pois a taxa de infiltração adotada ($T_{ie} = 68 \text{ mm h}^{-1}$) encontra-se dentro do intervalo 20,3 a 127 mm h^{-1} proposto.

Os valores de CN apresentados no Quadro 1D do Apêndice D referem-se às condições médias de umidade antecedente. Pelas informações disponíveis no Quadro 2D (Apêndice D), pode-se enquadrar o solo na classe de umidade antecedente a partir da precipitação ocorrida nos cinco dias que antecedem à chuva crítica. Para condições iniciais de umidade diferentes da média, a correção do valor do número da curva pode ser feita utilizando o Quadro 3D.

O uso do solo considerado foi pastagem para pastoreio, sem tratamento e condição hidrológica regular (cobertura entre 50 e 75 % da área). A obtenção da lâmina precipitada nos cinco dias anteriores ao evento foi feita diretamente do pluviograma.

3.4.3. WEPP – Water Erosion Prediction Project

Para a obtenção do escoamento superficial pelo WEPP inicialmente dividiu-se a bacia hidrográfica em seis sub-bacias, em função das declividades da área, utilizando-se para isto o

software ArcView. A partir desta divisão fez-se a determinação das áreas e dos comprimentos das rampas dessas sub-bacias, cujos resultados estão apresentados no Quadro 3.

Quadro 3 – Divisão da bacia em estudo para simulação por meio do WEPP

Sub-bacia	Área (ha)	Declividade ($m\ m^{-1}$)	Comprimento de rampa (m)
1	1,0634	0,55	153
2	0,9764	0,56	97
3	0,6285	0,63	78
4	0,2562	0,65	53
5	0,3929	0,50	126
6	0,6550	0,51	147

Procedeu-se também à geração de um banco de dados de clima de 20 anos para Viçosa, o qual foi inserida no CLIGEN – Climate Generator.

Para a utilização da Wepp, utilizou-se os seguintes dados:

- Banco de dados de clima do Cligen;
- Comprimento das rampas;
- Segmentação das rampas em seções com declividade de cada seção;
- Utilização de uma cultura de cobertura, a qual foi utilizada grama, por ser a mais próxima da condição da bacia em estudo;
- Condutividade hidráulica do solo saturado igual a $68\ mm\ h^{-1}$;
- Sem mecanização;
- Produtividade da pastagem de $13\ t\ ha^{-1}$;
- Percentual de cobertura do solo variando de 40 a 90 %.

3.5. Análise de sensibilidade

A análise de sensibilidade é um processo essencial para entender como um modelo responde a mudanças nos parâmetro de entrada e, em particular, identificar o impacto que estes parâmetros causam nos resultados do modelo. A análise de sensibilidade é executada mudando o valor de um parâmetro, mantendo o restante inalterado e comparando o resultado em relação a uma condição padrão. Permite avaliar mudanças nos resultados decorrentes de possíveis alterações nos parâmetros de entrada (MARSHALL, 1999; FETT, 2000).

A sensibilidade do modelo à interceptação pela cobertura vegetal, ao armazenamento superficial, ao coeficiente de rugosidade de Manning, à umidade de saturação, à umidade inicial,

à condutividade hidráulica do solo saturado e ao potencial matricial na frente de umedecimento foi realizada por meio da equação proposta NEARING et al. (1990)

$$IS = \frac{\frac{R_1 - R_2}{R_{12}}}{\frac{E_1 - E_2}{E_{12}}} \quad (99)$$

em que

- IS = índice de sensibilidade do modelo aos parâmetros de entrada;
- R₁ = resultado obtido com o modelo para o menor valor de entrada;
- R₂ = resultado obtido com o modelo para o maior valor de entrada;
- R₁₂ = média dos resultados obtidos com o menor e o maior valores de entrada;
- E₁ = menor valor de entrada;
- E₂ = maior valor de entrada; e
- E₁₂ = média dos valores de entrada.

Conforme NEARING et al. (1990), o valor de IS representa a mudança normalizada gerada na saída do modelo para uma mudança normalizada na entrada dos dados, a qual permite comparar a sensibilidade a diferentes magnitudes dos parâmetros de entrada, representando uma função dos parâmetros de entrada para uma resposta não-linear. Quanto maior forem os índices obtidos, mais sensível é o modelo ao parâmetro, enquanto os valores próximos a zero indicam que o modelo não apresenta sensibilidade ao parâmetro.

O sinal do índice de sensibilidade indica a relação entre o valor de entrada e o resultado. Caso o valor seja negativo, o valor de entrada e o resultado são inversamente proporcionais, ou seja, um aumento no valor de entrada provoca uma diminuição no resultado. Valores positivos indicam que o valor de entrada e o resultado são diretamente proporcionais.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Software desenvolvido

Visando possibilitar a aplicação da metodologia desenvolvida, elaborou-se um software, utilizando o ambiente de programação Delphi, que emprega o modelo desenvolvido e permite realizar o balanço hídrico com base em dados diários, possibilitando, também, a obtenção do hidrograma de escoamento superficial, da vazão máxima, e seu tempo de ocorrência e do volume escoado superficialmente, associados a um evento de precipitação. Na Figura 40 visualiza-se a tela de apresentação do HidroBacia. Outras informações podem ser obtidas no seguinte endereço: <http://www.ufv.br/dea/gprh/hidrobacia>.

Para o funcionamento do software, o usuário deve fornecer imagens temáticas relativas ao modelo digital de elevação do terreno, às direções de escoamento e à rede de drenagem numérica. O HidroBacia permite importar imagens temáticas geradas pelos softwares ArcView, Surfer e Idrisi para o formato raster (“RAS”) utilizando para tanto o módulo de importação de imagens (Figura 41).

São necessários, ainda, como dados de entrada, informações relativas à precipitação, aos dados climáticos para cálculo da evapotranspiração pelo método de Penman-Monteith, à interceptação pela cobertura vegetal, ao armazenamento superficial, ao coeficiente de rugosidade de Manning e às características do solo relacionadas com a infiltração. Caso o usuário queira analisar a influência da variação espacial destes parâmetros, imagens temáticas relativas aos mesmos devem ser preparadas nos softwares citados e importadas pelo HidroBacia.

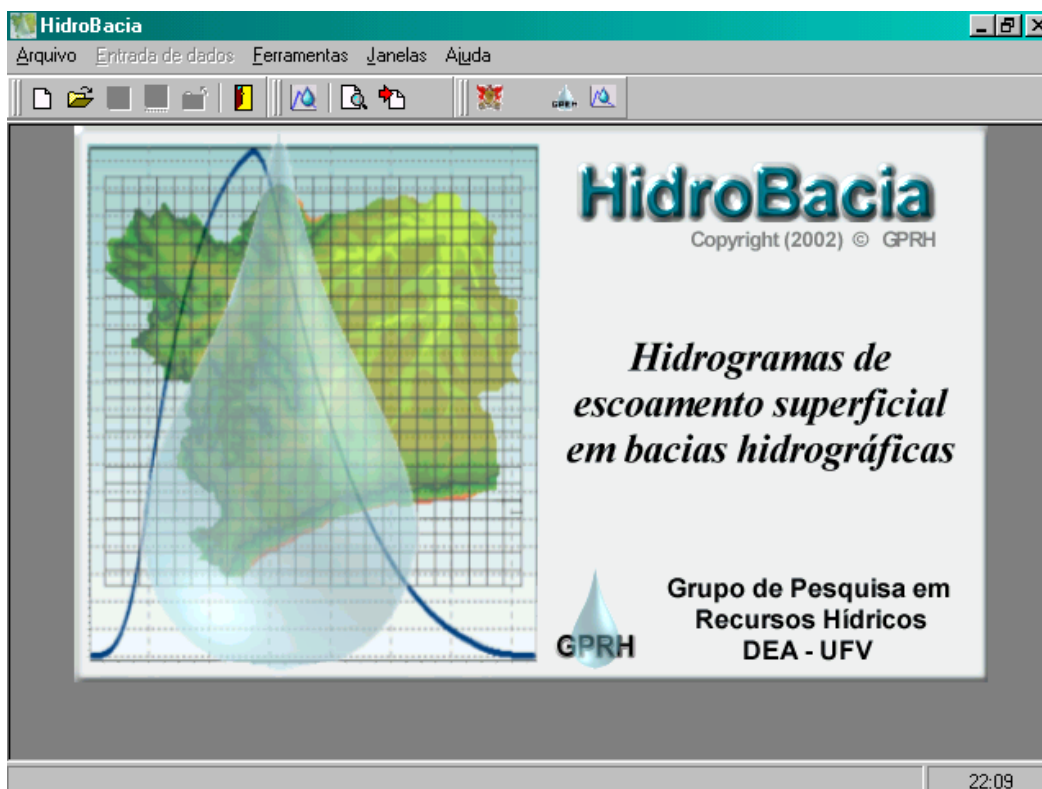


Figura 40 - Tela de apresentação do HidroBacia.

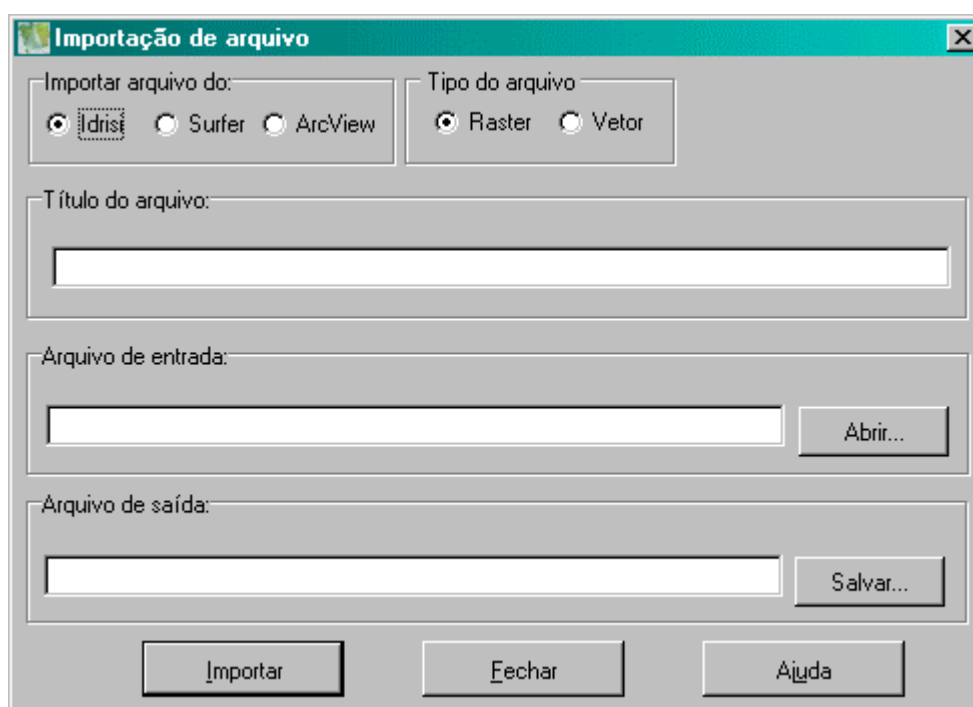


Figura 41 - Módulo de importação de imagens temáticas do HidroBacia.

A importação das imagens é realizada selecionando-se o software com o qual estas imagens foram geradas (Idrisi, Surfer ou ArcView) e pressionando-se o botão **Abrir** no campo

Arquivo de entrada para selecionar o arquivo que contenha a imagem, mantendo a opção **Raster** (campo **Tipo do arquivo**) selecionada. O nome do arquivo raster para o qual a imagem será convertida é fornecido pressionando-se o botão **Salvar** no campo **Arquivo de saída**. Uma vez selecionados os arquivos, deve-se pressionar o botão **Importar** para realizar a conversão do arquivo. Uma mensagem será exibida informando o sucesso na conversão.

Em relação à precipitação, existem duas possibilidades de se fornecer as informações necessárias: utilizando a equação de intensidade, duração e frequência da precipitação ou um arquivo texto contendo os valores de tempo e intensidade de precipitação de um pluviograma.


Na Figura 42 apresenta-se o módulo referente ao fornecimento dos parâmetros relativos à equação de intensidade, duração e frequência da precipitação, disponível quando o usuário seleciona a opção **Simulação**. Os valores destes parâmetros (K, a, b, c) podem ser digitados nos respectivos campos ou obtidos a partir do software PLÚVIO 1.3, pressionando o botão **Consulta**. A duração da precipitação deve ser fornecida no campo correspondente.

The screenshot shows a software window titled "Entrada de dados - Precipitação". At the top, there is a menu bar with tabs for "Precipitação", "Evapotranspiração", "Terreno", "Solo", "Canais", and "Bacia hidrográfica". Below the menu bar, there are two radio buttons: "Simulação" (which is selected) and "Evento". Underneath, there is a section titled "Parâmetros da equação" enclosed in a box. This section contains several input fields: "Duração da precipitação" (a text box) followed by "min"; "Lâmina precipitada" (a dropdown menu) with "Fornecer valor" selected; a text box followed by "mm"; "K" (a text box); "a" (a text box); "b" (a text box); and "c" (a text box). To the right of these fields are "Latitude" and "Longitude" fields, each with a degree, minute, and second sub-field. A "Consulta" button is located between the "a" and "b" fields.

Figura 42 - Tela apresentando o módulo referente ao fornecimento dos parâmetros da equação de chuvas intensas.

Em relação à lâmina precipitada, o usuário pode fornecer diretamente o valor desta no campo **Lâmina precipitada**, mantendo a opção **Fornecer valor** selecionada. Caso o usuário não

conheça o valor da lâmina precipitada, deve informar o período de retorno equivalente, selecionando **Estimar** no referido campo. Se o usuário fornecer o total precipitado, o HidroBacia estimará o período de retorno equivalente por meio da equação 93, o qual será utilizado nas simulações.

O fornecimento do pluviograma (Figura 43), que está disponível quando o usuário seleciona a opção **Evento**, deve ser feito digitando-se o nome de um arquivo texto contendo o pluviograma no campo **Arquivo**. Pode-se realizar uma procura do arquivo, pressionando-se o botão , localizado à frente do referido campo. Os valores informados nos campos **Data** e **Lâmina** são apenas informativos, não sendo possível ao usuário alterá-los diretamente.

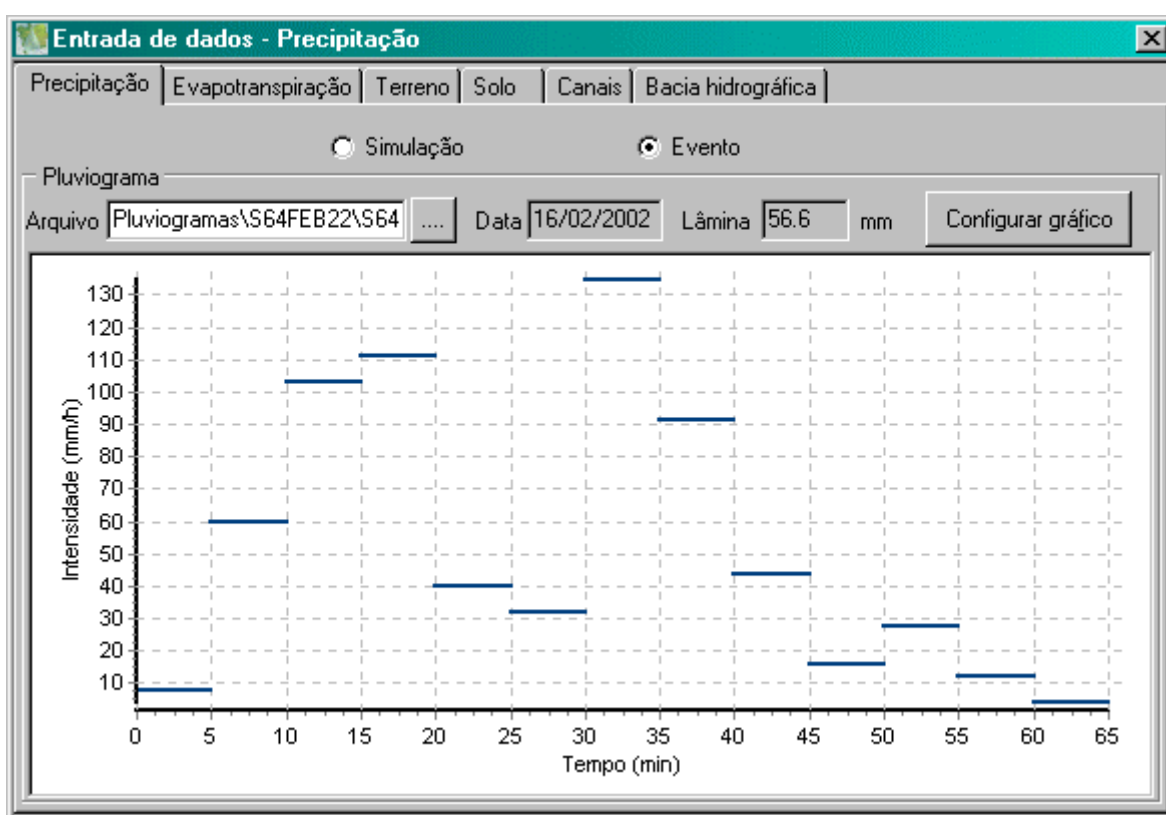


Figura 43 - Tela apresentando o módulo referente ao fornecimento do pluviograma.

O botão **Configurar gráfico** permite ao usuário realizar alterações na configuração do gráfico, tais como cores, fontes, formato dos números, máximo e mínimo dos eixos, entre outros.

Em relação à evapotranspiração, os valores necessários ao cálculo devem ser fornecidos no respectivo módulo (Figura 44). Os valores referentes à latitude, altitude, altura da planta, albedo do solo e se o solo é descoberto ou não devem ser fornecidos nos respectivos campos.

Figura 44 - Tela apresentando o módulo referente ao fornecimento dos parâmetros relativos ao cálculo da evapotranspiração.

O usuário deve importar os valores relativos à temperatura, umidade do ar, velocidade do vento e insolação, pressionando o botão **Importar**. Uma caixa de diálogo (Figura 45) será exibida permitindo, assim, que o usuário possa realizar a importação destas informações a partir de um arquivo texto no formato CSV, que separa as informações por ponto e vírgula.

A primeira linha deste arquivo deve conter um cabeçalho especificando o significado de cada coluna e as linhas seguintes devem conter os dados climáticos necessários à estimativa da evapotranspiração pelo método de Penman-Monteith. A segunda linha deve conter as informações relativas ao primeiro dia do ano (01/01), sendo necessário fornecer as informações para todos os dias do ano, sendo que cada linha representa um dia do ano. Desta forma, o arquivo terá 366 linhas, ou 367 linhas para anos bissextos. Isto se justifica pelo fato de se ter um referencial fixo para a associação entre a data do pluviograma e a obtenção dos dados necessários para a estimativa da evapotranspiração. Desta forma, o usuário pode realizar simulações para vários pluviogramas sem ter que atualizar os dados climáticos.

Nesta caixa de diálogo o usuário deve realizar a associação entre as colunas do arquivo (**Lista das Colunas do Arquivo CSV**) e as colunas da tabela (**Campos da Tabela**). Deve-se selecionar os campos afins entre estas duas colunas e pressionar o botão **Associar**.

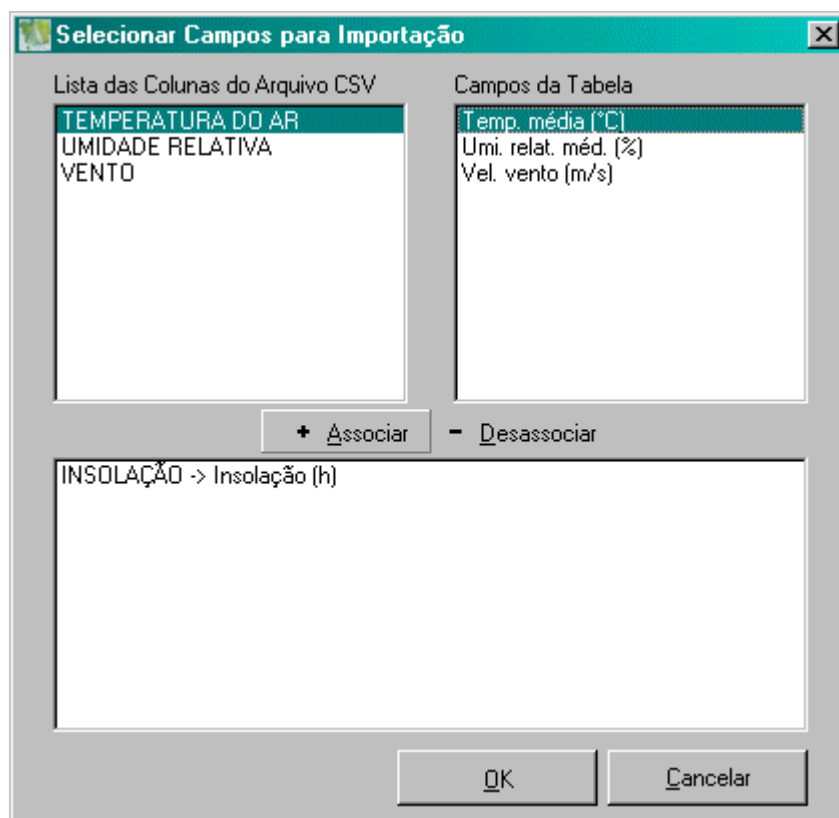



Figura 45 - Tela referente à importação dos dados climáticos para estimativa da evapotranspiração pelo método de Penman-Monteith.

Na Figura 45, pode-se visualizar uma operação de associação realizada entre as duas colunas referente à informação relativa à Insolação. Após a associação de todas as colunas, deve-se pressionar o botão **Ok**. As informações climáticas serão, então, visualizadas na tabela presente no campo **Informações climáticas** (Figura 44). Após a importação, o usuário deve pressionar o botão **Calcular evapotranspiração**. Um gráfico desta pode ser visualizado pressionando-se o botão **Gráfico da evapotranspiração**.

Os parâmetros relativos à interceptação pela cobertura vegetal, ao armazenamento superficial e ao coeficiente de rugosidade de Manning são fornecidos no módulo Terreno (Figura 46). Caso o usuário possua uma imagem temática destes parâmetros, deverá informar o nome da imagem no campo **Fornecer imagem** ou realizar uma pesquisa pressionando o botão  localizado à frente do campo. Caso contrário, deverá fornecer um valor constante no campo **Fornecer valor**, podendo-se realizar uma consulta a bancos de dados, pressionando o botão **Banco de dados** localizado à frente do referido campo.

Em relação à interceptação pela cobertura vegetal, ao se pressionar o botão **Banco de dados**, será possível consultar um banco de dados de lâmina interceptada por algumas culturas (Figura 47) ou estimar esta a partir da equação de Gompertz (Figura 48).

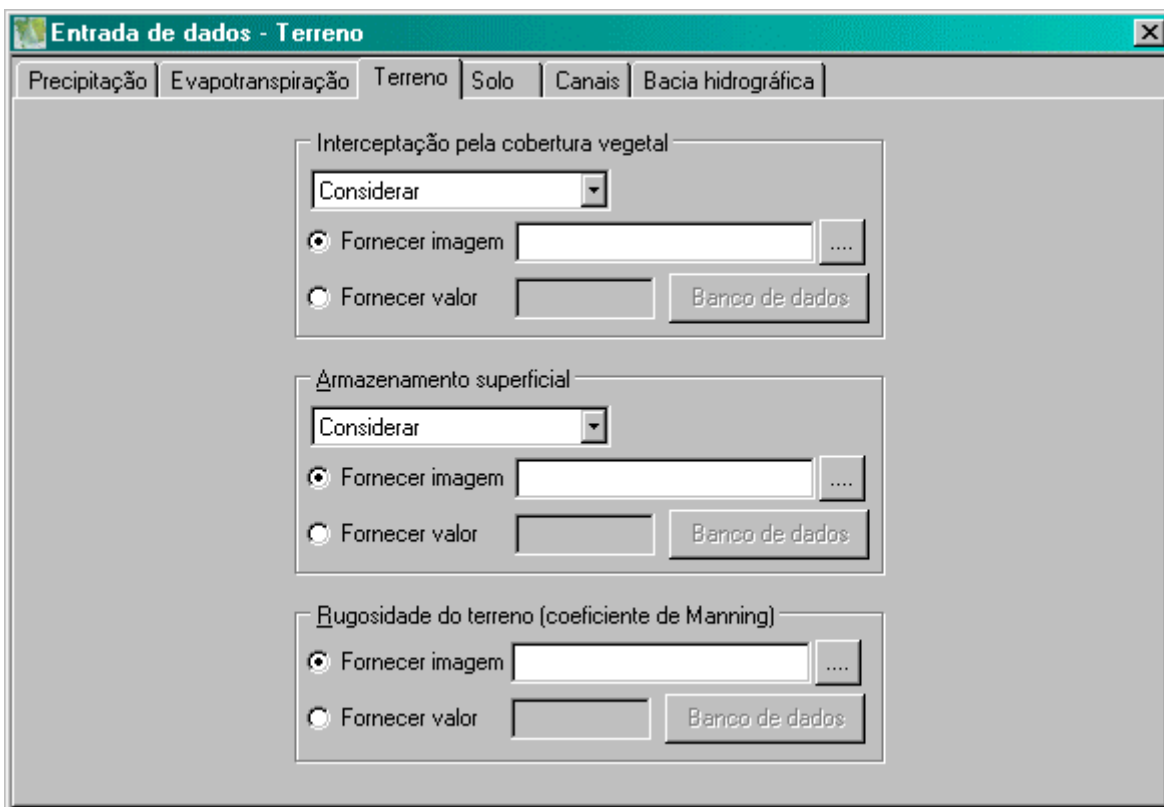


Figura 46 - Tela apresentando o módulo referente ao fornecimento dos parâmetros relativos à interceptação, ao armazenamento superficial e ao coeficiente de rugosidade.

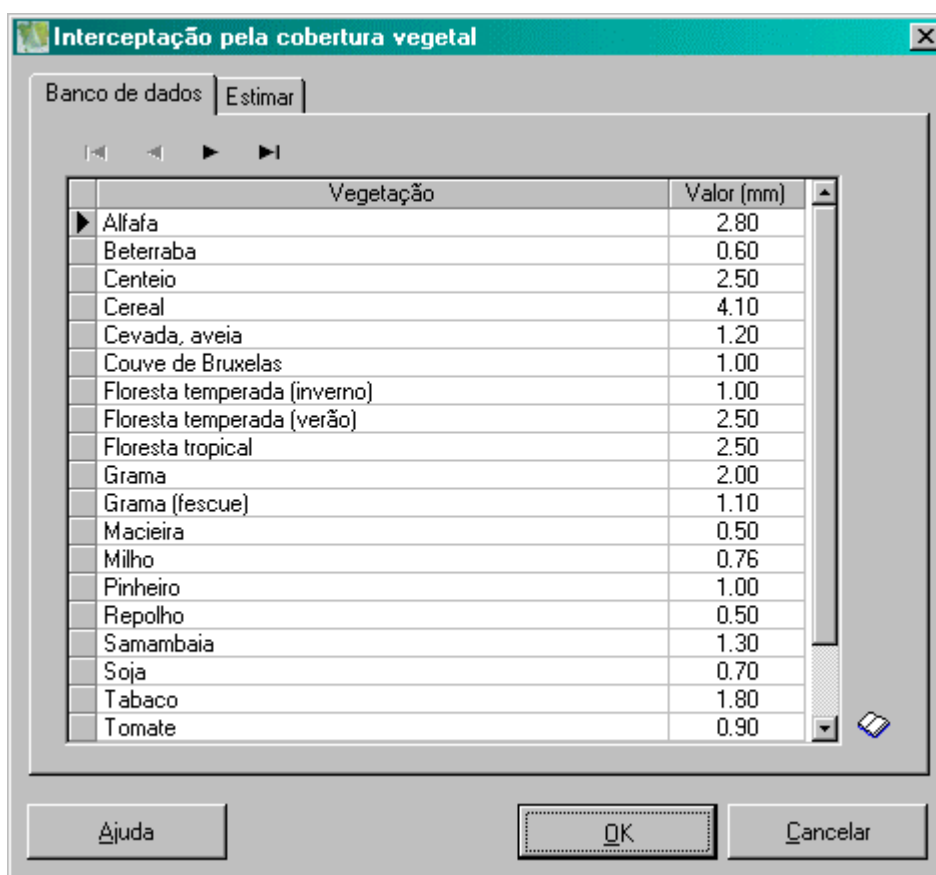


Figura 47 - Banco de dados referente à lâmina interceptada potencial para algumas culturas.

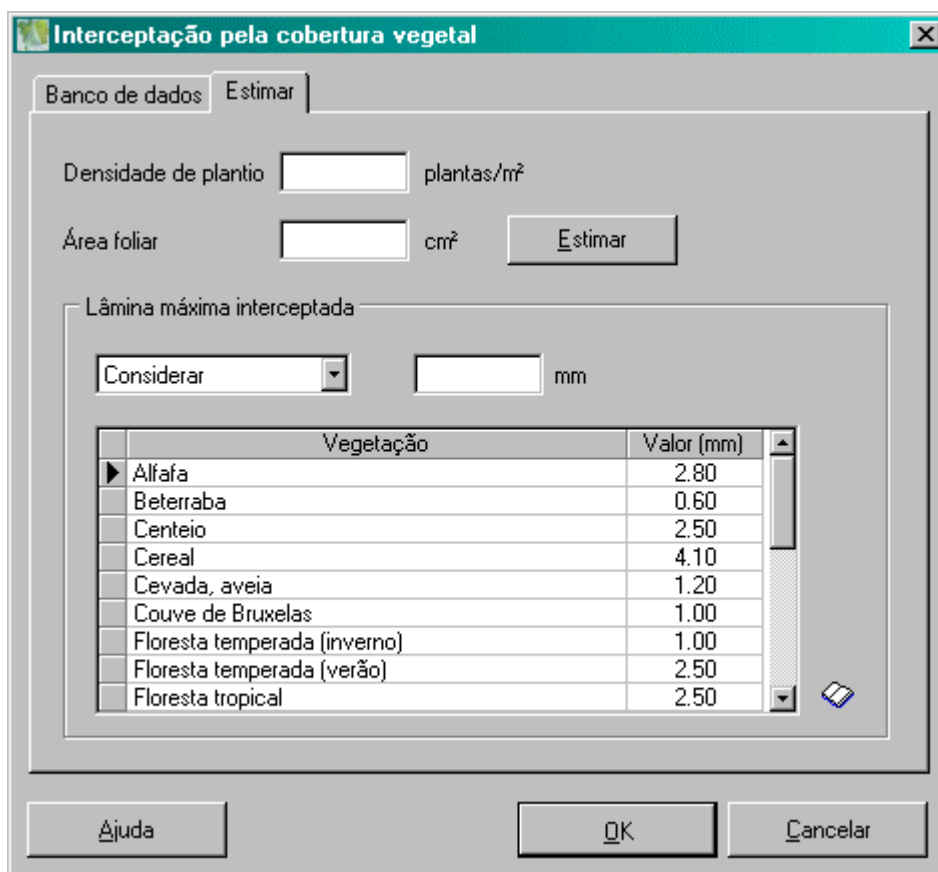


Figura 48 - Estimativa da lâmina interceptada potencial por meio da equação de Gompertz.

Na Figura 49 pode-se visualizar o banco de dados fotográfico para escolha de uma situação que mais se aproxime da condição da bacia hidrográfica para estimativa do armazenamento superficial. Ao selecionar uma condição, o campo **Rugosidade randômica** será preenchido com o valor correspondente à situação. Nesta opção o usuário deve informar também a declividade e a rugosidade randômica, para calcular o armazenamento superficial.

Na Figura 50 visualiza-se a opção em que é possível fornecer informações devido ao preparo do solo devido a implementos. Selecionando-se o implemento, as informações **Rugosidade após preparo** e **Fração do solo alterada pelo implemento** serão atualizadas.

O banco de dados relativo ao coeficiente de rugosidade de Manning pode ser visualizado na Figura 51, bastando selecionar a opção que mais se aproxima da condição da bacia hidrográfica.

No módulo referente ao Solo, o usuário fornece os parâmetros relativos às informações necessárias para o cálculo da infiltração da água no solo (Figura 52). Caso o usuário possua imagens temáticas para os parâmetros, deverá informar os nomes destas imagens nos campos **Fornecer imagem**. Caso contrário, deverá fornecer valores constantes para os parâmetros nos campos **Fornecer valor**.

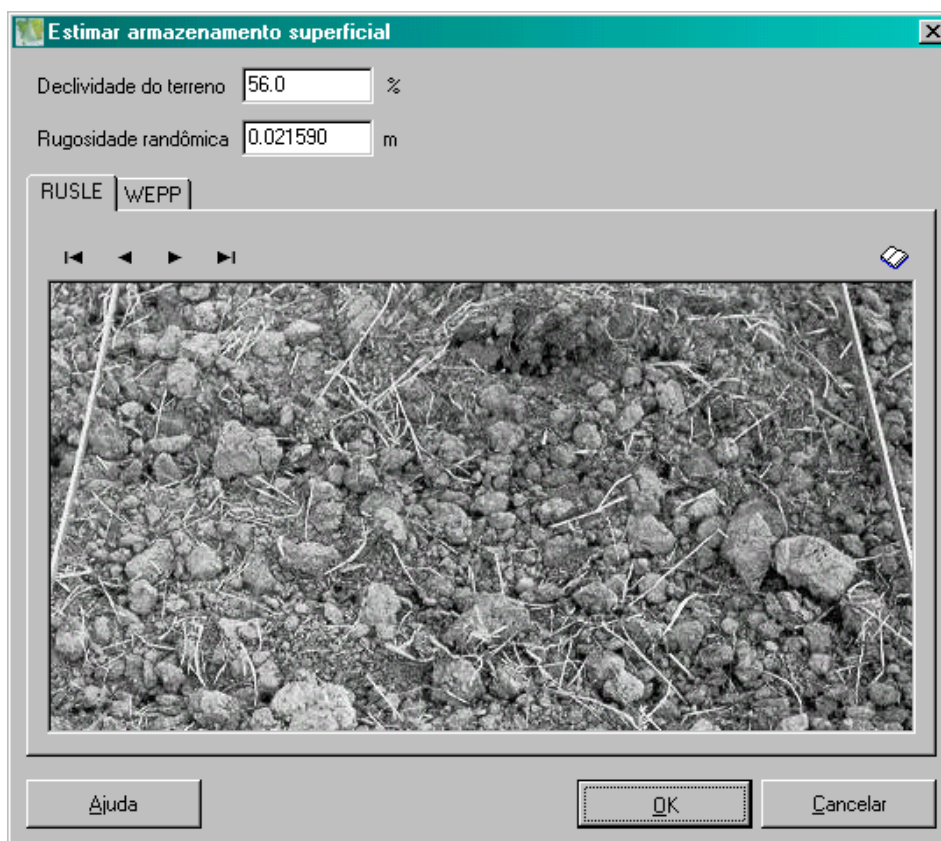


Figura 49 - Banco de dados fotográfico para estimativa do armazenamento superficial.

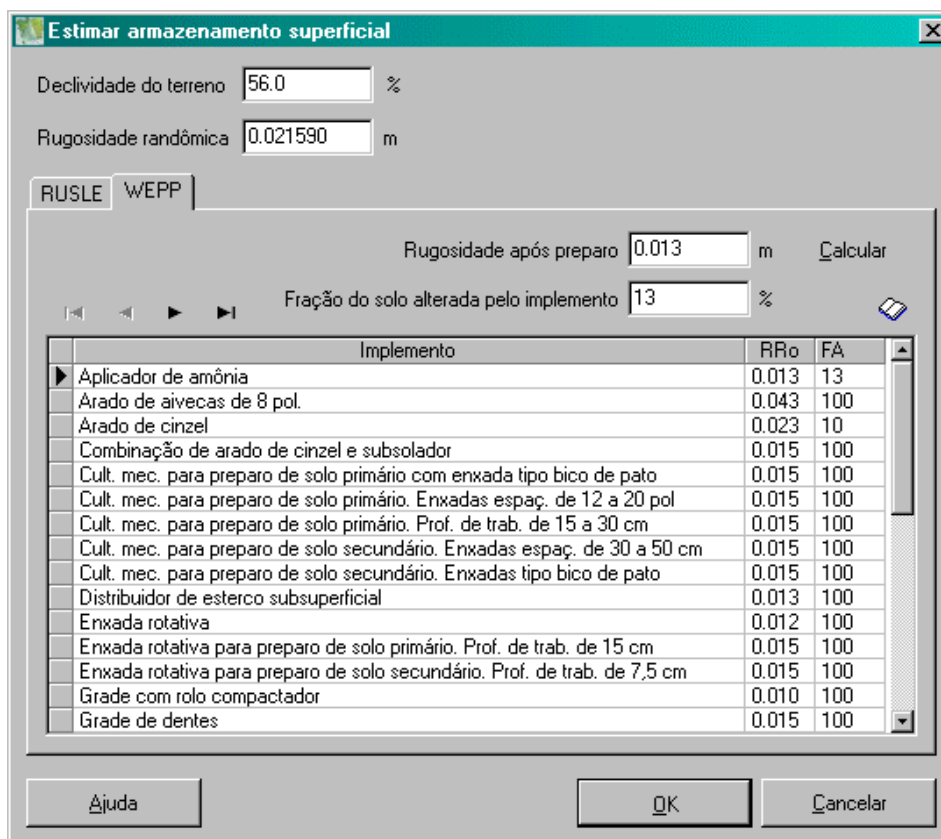


Figura 50 - Estimativa do armazenamento superficial em função do preparo do solo.

Consulta a valores de rugosidade do terreno

		Intervalo	Valor	
Cultura em linha	Preparo primário com aiveca	<input type="radio"/> Superfície plana	0,070-0,100	0,085
		<input type="radio"/> Superfície cultivada	0,090-0,120	0,110
Escarificador		<input type="radio"/> Superfície plana	0,080-0,120	0,100
		<input type="radio"/> Superfície cultivada	0,100-0,140	0,120
Sem preparo		<input type="radio"/> Resíduo normal	0,100-0,150	0,120
		<input type="radio"/> Muito resíduo	0,130-0,170	0,150
Gramma ou pastagem		<input type="radio"/> Pouca cobertura	0,065-0,100	0,080
		<input type="radio"/> Cobertura média	0,090-0,120	0,100
		<input type="radio"/> Boa cobertura	0,100-0,140	0,120
Pequenos grãos		<input type="radio"/> Resíduos removidos	0,090-0,120	0,100
		<input type="radio"/> Resíduos incorporados	0,110-0,140	0,120
Florestas ou áreas de reflorestamento		<input type="radio"/> Árvores pequenas	0,120-0,180	0,150
		<input type="radio"/> Árvores grandes	0,150-0,250	0,200
Terra arada	Arado de aiveca	<input type="radio"/> Superfície plana	0,010-0,050	0,035
		<input type="radio"/> Superfície rugosa	0,250-0,500	0,350
	Escarificador	<input type="radio"/> Superfície plana	0,030-0,080	0,050
		<input type="radio"/> Superfície rugosa	0,150-0,500	0,250
	Arado de disco	<input type="radio"/> Superfície plana	0,030-0,070	0,040
		<input type="radio"/> Superfície rugosa	0,100-0,400	0,200

Valor da rugosidade:

Fonte : BEASLEY, D. B.; HUGGINS, L. F. **Answers: user's manual**. Chicago, United States Environmental Protection Agency, Region V, 1981. 51p.

Figura 51 - Banco de dados relativo ao coeficiente de rugosidade de Manning.

Entrada de dados - Solo

Precipitação | Evapotranspiração | Terreno | **Solo** | Canais | Bacia hidrográfica

<p>Condutividade hidráulica do solo saturado</p> <p><input checked="" type="radio"/> Imagem <input type="text"/> ...</p> <p><input type="radio"/> Valor <input type="text"/> mm/h</p>	<p>Potencial matricial na frente de molhamento</p> <p><input checked="" type="radio"/> Imagem <input type="text"/> ...</p> <p><input type="radio"/> Valor <input type="text"/> mm</p>
<p>Umidade de saturação</p> <p><input checked="" type="radio"/> Imagem <input type="text"/> ...</p> <p><input type="radio"/> Valor <input type="text"/> cm³/cm³</p>	<p>Capacidade de campo</p> <p><input checked="" type="radio"/> Imagem <input type="text"/> ...</p> <p><input type="radio"/> Valor <input type="text"/> cm³/cm³</p>
<p>Umidade inicial</p> <p><input checked="" type="radio"/> Imagem <input type="text"/> ...</p> <p><input type="radio"/> Valor <input type="text"/> cm³/cm³</p> <p>Data <input type="text" value="01/01/2002"/> <input type="button" value="Corrigir umidade inicial"/></p>	<p>Ponto de murcha permanente</p> <p><input checked="" type="radio"/> Imagem <input type="text"/> ...</p> <p><input type="radio"/> Valor <input type="text"/> mm</p> <p>Profundidade do solo <input type="text"/> cm</p>

Figura 52 - Tela apresentando o módulo referente ao fornecimento dos parâmetros relativos à infiltração da água no solo.

Os valores digitados nos campos referentes à condutividade hidráulica do solo saturado, ao potencial matricial na frente de umedecimento e à umidade de saturação devem contemplar uma adequação de seus valores para as condições de campo, visto que os valores fornecidos nestes campos serão utilizados diretamente na equação de GAML. O mesmo se aplica para os valores armazenados em imagens temáticas, caso o usuário forneça alguma.

Em relação à umidade inicial do solo, é requerida a data para a qual esta umidade foi obtida. Esta data é utilizada para se verificar a necessidade da correção desta umidade quando da obtenção do hidrograma de escoamento superficial. Caso a data referente à umidade inicial seja anterior à data do pluviograma ou à data da simulação, quando se utiliza a equação de intensidade, duração e frequência da precipitação, o software realiza, automaticamente a correção da umidade inicial por meio do cálculo da evapotranspiração.

A imagem referente à rede de drenagem deve ser fornecida no módulo Canal (Figura 53). O nome da imagem deve ser informado no campo **Imagem**, sendo possível realizar uma procura à imagem, pressionando-se o botão , localizado à frente deste campo. Neste módulo o usuário deve fornecer, também, os parâmetros relativos à seção transversal do canal.

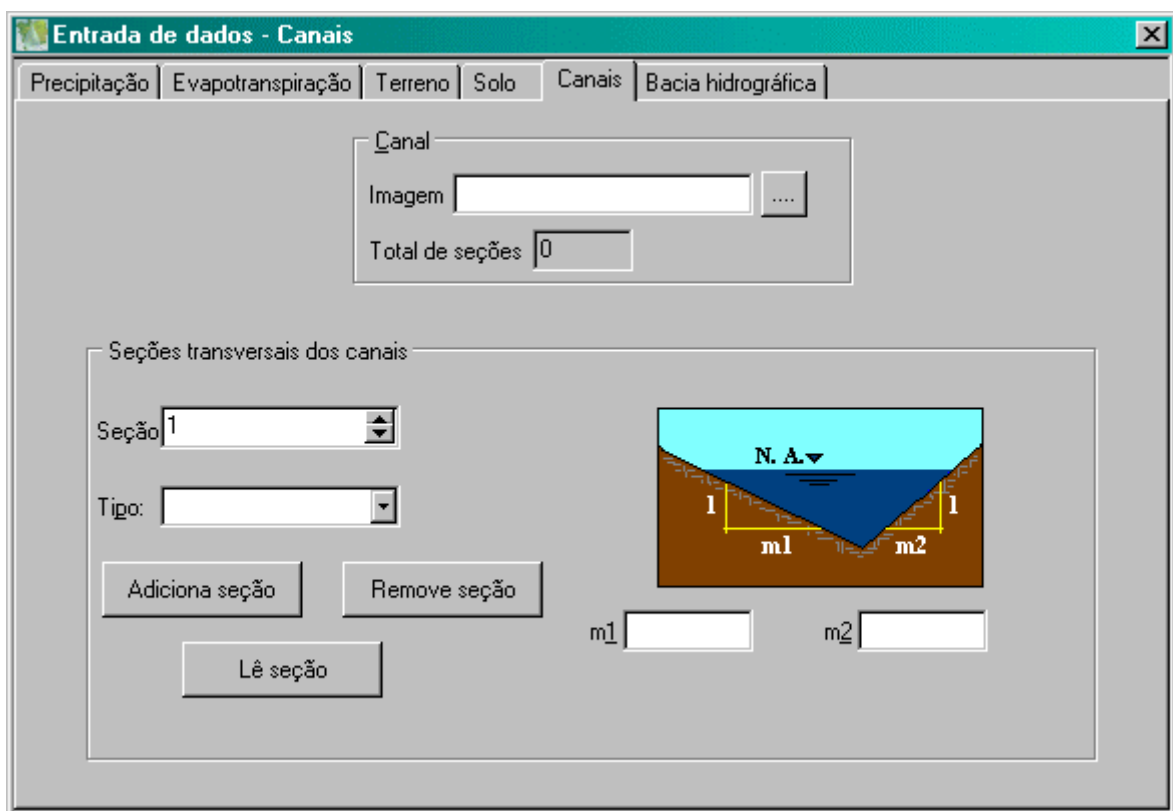



Figura 53 - Tela apresentando o módulo referente ao fornecimento da imagem relativa à rede de drenagem.

Ao preparar a imagem relativa à rede de drenagem o usuário deve associar a cada trecho da rede de drenagem numérica um índice numérico, iniciando em um e incrementando na unidade. Desta forma é possível associar, a cada trecho, informações relativas à seção transversal, para o caso de haver mais de um tipo de seção transversal. Se houver apenas uma seção transversal, basta associar o índice um a todos os trechos. O número de seções adicionadas será exibido no campo **Total de seções**.

As informações relativas à seção transversal devem ser fornecidas no campo **Seções transversais dos canais**. O usuário deve selecionar o tipo de seção transversal (trapezoidal ou triangular), fornecer os parâmetros necessários a cada seção (largura da base e inverso da declividade da parede para a seção trapezoidal e inverso das declividades das paredes para a seção triangular). Após isto deve pressionar o botão **Adiciona seção** para adicionar as informações relativas a esta seção. As informações relativas a uma dada seção podem ser apagadas pressionando o botão **Remove seção**. Caso o usuário queira realizar alterações nas informações referentes a uma dada seção deve-se selecionar o seu índice (campo **Seção**), corrigindo os valores e pressionando o botão **Lê seção**.

No módulo Bacia (Figura 54) o usuário fornece as imagens relativas ao modelo digital de elevação do terreno (campo **MDE**) e da direção de escoamento (campo **Direção de escoamento**). Os nomes das imagens devem ser informados nos respectivos campos Imagem, podendo-se realizar uma procura do arquivo pressionando o botão  localizado à frente destes campos.

Após o fornecimento de todas as informações necessárias o usuário deve pressionar o botão **Calcular hidrograma** (Figura 54). Será visualizada uma representação do modelo digital de elevação do terreno (Figura 55). O usuário pode movimentar o mouse sobre esta representação e pressionar o botão esquerdo do mouse no local de interesse ou então fornecer a coluna e a linha para as quais deseja obter o hidrograma nos campos **Coluna** e **Linha**, respectivamente, na Figura 54. O software identificará automaticamente se a posição para a qual se deseja obter o hidrograma pertence à rede de drenagem ou se é uma encosta. Para cada uma destas duas opções, é chamado o módulo para a obtenção do hidrograma de escoamento superficial.

Como resultado o HidroBacia fornece uma representação do hidrograma de escoamento superficial (Figura 56), sendo apresentados os valores de vazão máxima e seu tempo de ocorrência, o volume escoado e a lâmina de escoamento superficial.

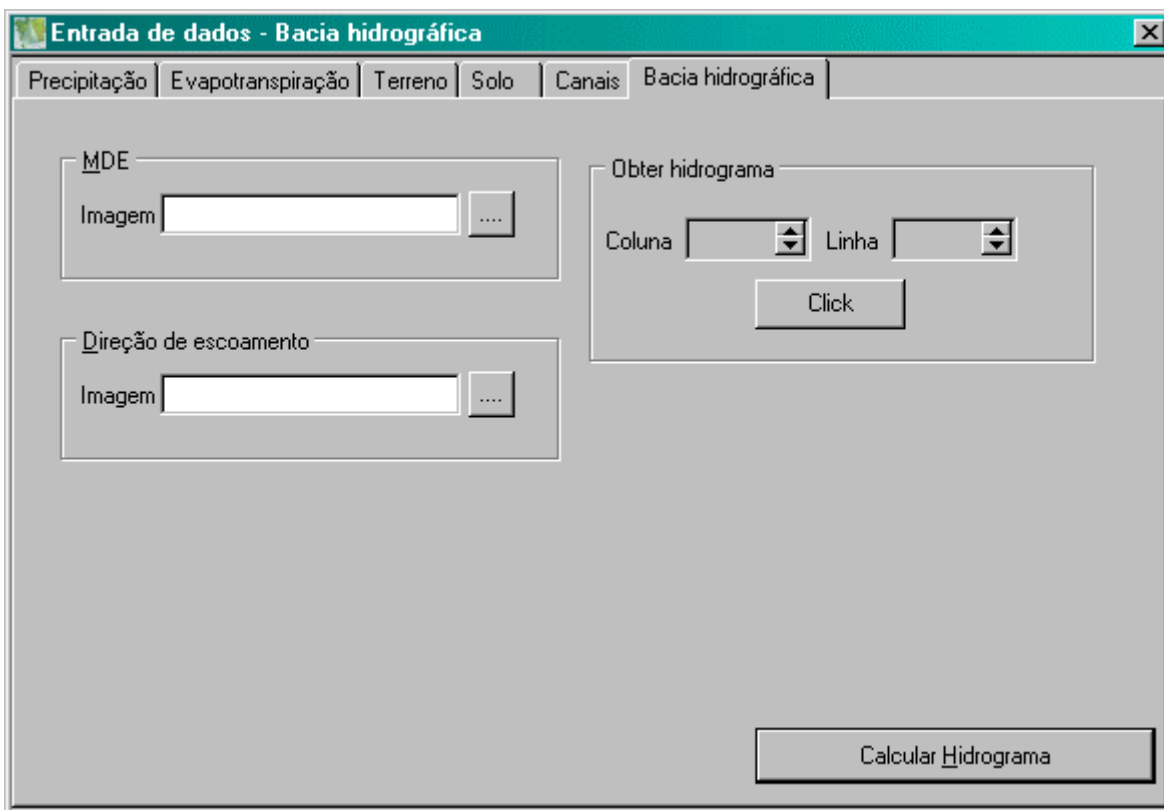


Figura 54 - Tela apresentando o módulo referente ao fornecimento das imagens relativas ao modelo digital de elevação do terreno e das direções de escoamento.

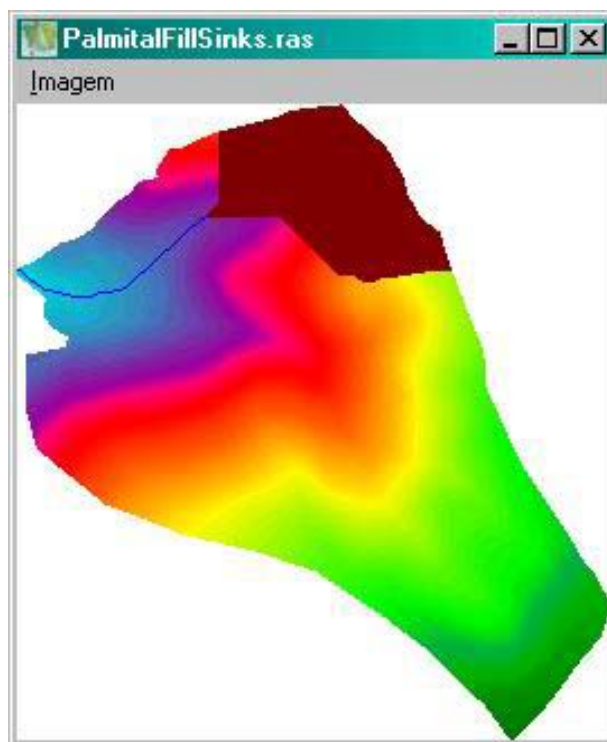


Figura 55 - Tela apresentando o módulo referente à obtenção do hidrograma. A linha em azul representa um trecho da rede drenagem e a área em marrom representa a área para a qual já foi obtido o hidrograma.

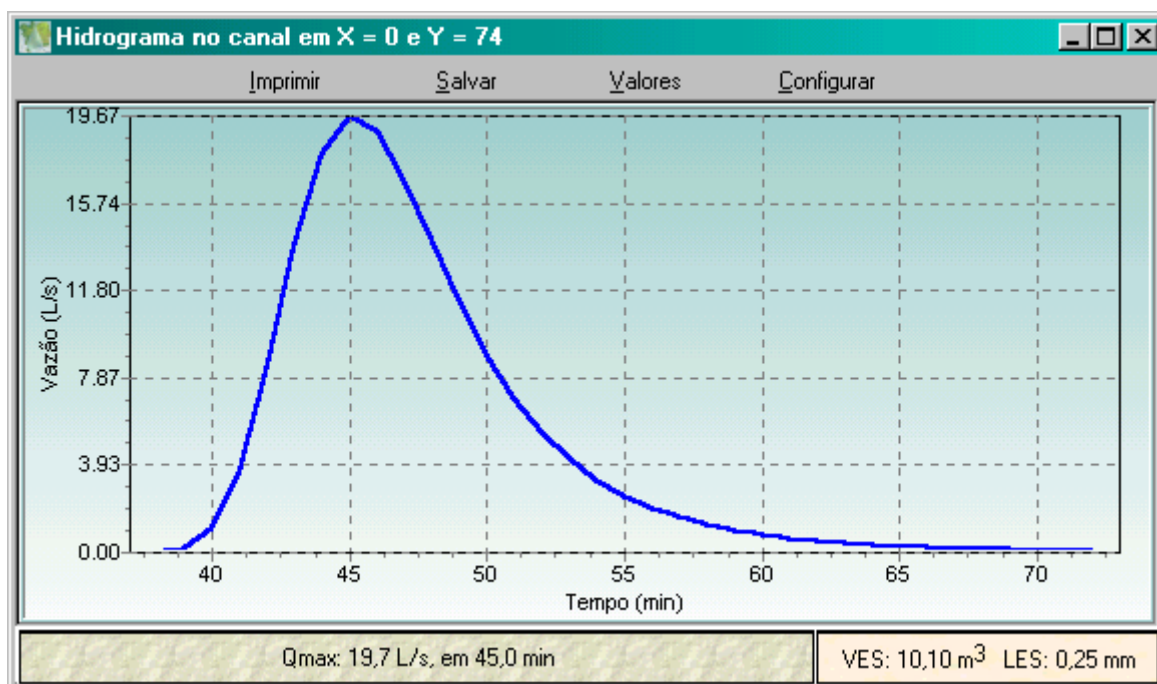


Figura 56 - Tela apresentando o módulo referente ao hidrograma de escoamento superficial considerando condições de escoamento no canal.

Neste módulo o usuário pode: imprimir o hidrograma de escoamento superficial (comando **Imprimir**); salvar o hidrograma como um arquivo texto, como um arquivo binário, como um bitmap padrão do Windows ou copiar a figura e/ou valores para a área de transferência do Windows (comando **Salvar**); visualizar os valores de tempo e vazão do hidrograma (comando **Valores**) e configurar o gráfico sendo possível alterar as cores, a fonte e o gradiente de cores do fundo do gráfico (comando **Configurar**).

Após a obtenção do hidrograma de escoamento superficial, a umidade inicial será automaticamente corrigida.

4.2. Comparação dos resultados simulados com os obtidos experimentalmente

4.2.1. Comparação dos resultados obtidos experimentalmente com os simulados considerando os pluviogramas

No Quadro 4 apresentam-se, para os quatro eventos em que houve ocorrência de escoamento superficial, os valores referentes à vazão máxima, ao volume escoado, ao total precipitado, à duração da precipitação e ao período de retorno equivalente, calculado pela equação 93, considerando os parâmetros obtidos por PINTO et al. (1996) para a cidade de Viçosa-MG.

Devido ao elevado número de simulações realizadas neste estudo, apresentar-se-á apenas os resultados referentes à vazão máxima e ao volume escoado, além das respectivas diferenças percentuais entre os valores obtidos experimentalmente e os simulados. Os hidrogramas de escoamento superficial obtidos para cada combinação dos parâmetros não serão apresentados. Sendo assim, as comparações com os valores observados na bacia experimental serão realizadas em função dos resultados pertinentes à vazão e ao volume de escoamento superficial.

Quadro 4 – Vazão máxima, volume escoado, total precipitado, duração da precipitação e período de retorno equivalente para os quatro eventos de precipitação relacionados aos escoamentos observados na bacia experimental

	Evento 1 (*)	Evento 2 (**)	Evento 3 (***)	Evento 4 (****)
Intensidade máxima (mm h ⁻¹)	114,8	75,2	110,9	134,6
Vazão máxima (L s ⁻¹)	5,7	5,8	21,0	19,9
Volume escoado (m ³)	5,9	9,1	28,0	19,0
Total precipitado (mm)	108,6	23,6	56,8	56,6
Duração da precipitação (min)	455	35	80	65
Período de retorno equivalente (anos)	5,6	0,6	3,9	5,4

(*) Evento de precipitação ocorrido no dia 30/11/2001.

(**) Evento de precipitação ocorrido no dia 01/01/2002.

(***) Evento de precipitação ocorrido no dia 02/02/2002.

(****) Evento de precipitação ocorrido no dia 16/02/2002.

A umidade inicial, necessária para o cálculo da taxa de infiltração pela equação de GAML para cada evento, foi obtida pelo cálculo, dia a dia, da evapotranspiração, iniciando no dia 19/11/2001 e da subtração da lâmina evapotranspirada do valor da umidade do dia anterior. Após a precipitação a umidade foi corrigida considerando as lâminas precipitada, escoada e percolada. Os valores de umidade inicial, antes e após as precipitações, para cada dia do período observado encontram-se no Apêndice E.

Os valores referentes às umidades iniciais estimadas para os eventos considerados, obtidas por meio da simulação contínua, foram $\theta_i = 0,249 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ para o Evento 1, $\theta_i = 0,313 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ para o Evento 2, $\theta_i = 0,294 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ para o Evento 3 e $\theta_i = 0,245 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ para o Evento 4. Estes valores foram mantidos constantes para cada evento e para cada simulação realizada.

As combinações considerando $K_s = 0,5 \text{ Tie}$ associado a um $S_w = S_w(\theta_i)$ e $K_s = \text{Tie}$ associado a um S_w calculado pela média aritmética entre $S_w(\theta_i)$ e $S_w(\theta_w)$ apresentaram escoamento superficial nulo para todos os eventos de precipitação observados na bacia

experimental. Desta forma, os resultados relativos a estas duas combinações não são apresentados.

Resultados semelhantes também foram obtidos nos testes realizados com o WEPP, considerando as condições da bacia experimental. Nestes testes, o escoamento superficial também foi nulo.

O fato de tanto o WEPP quanto as combinações $K_s = 0,5$ Tie associado a um $S_w = S_w(\theta_i)$ e $K_s =$ Tie associado a um S_w calculado pela média aritmética entre $S_w(\theta_i)$ e $S_w(\theta_w)$ apresentarem escoamento superficial nulo deve-se, em parte, ao alto valor da condutividade hidráulica do solo saturado da bacia hidrográfica. Isto também justifica o pequeno número de eventos de escoamento superficial observados na bacia experimental.

Os valores de S_w serão apresentados em módulo, pois esta variável é negativa. Assim, as análises posteriores serão realizadas considerando o S_w em valor absoluto.

Outro fator para a ocorrência de escoamento nulo é a combinação destes valores de condutividade hidráulica do solo saturado aos valores do potencial matricial na frente de umedecimento obtido em função da umidade inicial do solo ($S_w = 6.726,2$ mm.c.a. para o Evento 1, $S_w = 1.314,1$ mm.c.a. para o Evento 2, $S_w = 2.054,4$ mm.c.a. para o Evento 3 e, $S_w = 7.551,0$ mm.c.a. para o Evento 4) e pela média entre $S_w(\theta_i)$ e $S_w(\theta_w)$, cujos valores foram:

- Evento 1: 3.459,2 mm.c.a., 3.420,1 mm.c.a. e 3.401,1 mm.c.a considerando θ_w igual a 0,79 θ_s , 0,85 θ_s e 0,90 θ_s , respectivamente;
- Evento 2: 753,1 mm.c.a., 714,1 mm.c.a. e 695,0 mm.c.a considerando θ_w igual a 0,79 θ_s , 0,85 θ_s e 0,90 θ_s , respectivamente;
- Evento 3: 1.123,3 mm.c.a., 1.084,3 mm.c.a. e 1.065,2 mm.c.a considerando θ_w igual a 0,79 θ_s , 0,85 θ_s e 0,90 θ_s , respectivamente; e
- Evento 4: 3.871,5 mm.c.a., 3.832,5 mm.c.a. e 3.813,5 mm.c.a considerando θ_w igual a 0,79 θ_s , 0,85 θ_s e 0,90 θ_s , respectivamente.

Estes valores de S_w são elevados quando comparados aos valores obtidos em função da textura e porosidade do solo ($S_w = 61,6$ mm.c.a.) e como metade da pressão de borbulhamento, cujos valores foram 96 mm.c.a., 57 mm.c.a., 37,9 mm.c.a. para θ_w igual a 0,79 θ_s , 0,85 θ_s e 0,90 θ_s , respectivamente.

Desta forma, as combinações $K_s = 0,5$ Tie associado a um $S_w = S_w(\theta_i)$ e $K_s =$ Tie associado a um S_w calculado pela média aritmética entre $S_w(\theta_i)$ e $S_w(\theta_w)$, devido aos altos valores de K_s e S_w , superestimaram a infiltração, acarretando escoamento nulo nas simulações realizadas com estas combinações.

No Quadro 5 apresentam-se os valores de vazão máxima e volume escoado obtidos pelo modelo desenvolvido para as combinações dos valores de θ_w , ARM, ICV e n para o Evento 4, considerando $K_s = 68 \text{ mm h}^{-1}$ ($K_s = \text{Tie}$) e $S_w = 61,6 \text{ mm.c.a.}$ (função da textura e da porosidade do solo). Neste quadro também são apresentadas as diferenças percentuais entre os valores calculados de vazão máxima e volume escoado e os observados na bacia. Para esta combinação de parâmetros, o modelo apresentou escoamento nulo para os Eventos 1, 2 e 3, motivo pelo qual estes não estão apresentados no Quadro 5.

No Quadro 6 apresentam-se os valores de vazão máxima, volume escoado e diferença percentual obtidos pelo modelo desenvolvido para as combinações relativas à θ_w , ao ARM, à ICV e ao n para os quatro eventos, considerando a condutividade hidráulica do solo saturado como sendo 34 mm h^{-1} ($K_s = 0,5 \text{ Tie}$) e o potencial matricial médio na frente de umedecimento como $61,6 \text{ mm.c.a.}$ (função da textura e da porosidade do solo). Os valores de vazão máxima, volume escoado e diferença percentual referentes à condutividade hidráulica do solo saturado igual a 34 mm h^{-1} ($K_s = 0,5 \text{ Tie}$) e o potencial matricial na frente de umedecimento igual a 96 mm.c.a. , 57 mm.c.a. e $37,9 \text{ mm.c.a.}$ ($0,5 P_b$), para θ_w igual a $0,79 \theta_s$, $0,85 \theta_s$ e $0,90 \theta_s$, respectivamente, encontram-se no Quadro 7.

No Quadro 8 encontram-se os resultados obtidos pelo modelo para o Evento 4, considerando a condutividade hidráulica do solo saturado como sendo 68 mm h^{-1} ($K_s = \text{Tie}$) e o potencial matricial na frente de umedecimento igual a 96 mm.c.a. , 57 mm.c.a. e $37,9 \text{ mm.c.a.}$ ($0,5 P_b$) para θ_w igual a $0,79 \theta_s$, $0,85 \theta_s$ e $0,90 \theta_s$, respectivamente. Para esta combinação o modelo também apresentou escoamento superficial nulo para os eventos 1, 2 e 3.

Analisando os Quadros 5 a 8 percebe-se que foram poucas as combinações que resultaram em valores próximos aos observados na bacia experimental. Em geral as combinações dos parâmetros utilizadas conduziram a valores de vazão máxima e volume escoado acima dos observados. Os valores variaram de vazão e volume nulos a vazão máxima e volume escoado de $610,1 \text{ L s}^{-1}$ e $453,1 \text{ m}^3$, respectivamente, referentes à combinação $K_s = 34 \text{ mm h}^{-1}$ ($K_s = 0,5 \text{ Tie}$), $S_w = 37,9 \text{ mm.c.a.}$ ($0,5 P_b$), $\theta_w = 0,467 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, ARM = 1,98 mm, ICV = 0,76 mm e $n = 0,120 \text{ s m}^{-1/3}$ quando simulada para o Evento 4 (Quadro 7).

Quadro 5 - Vazão máxima ($L s^{-1}$) e volume escoado (m^3) estimados pelo modelo para combinações dos parâmetros de entrada, considerando $K_s = 68 \text{ mm h}^{-1}$ ($K_s = Tie$) e $S_w = 61,6 \text{ mm.c.a.}$ (função da textura e porosidade), bem como a diferença percentual entre os valores calculados e os observados

θ_w	ARM	ICV	n	Evento 4			
				HidroBacia		$\Delta Q\%$	$\Delta V\%$
				Qmax	Vol.		
0,410 (0,79 θ_s)	1,98	0,76	0,12	33,3	16,2	67,2	-14,6
			0,20	14,0	10,2	-29,5	-46,5
			0,25	8,8	7,9	-56,0	-58,7
		1,00	0,12	31,9	15,6	60,1	-17,9
			0,20	13,2	9,7	-33,9	-49,2
			0,25	8,2	7,5	-58,6	-60,6
	2,41	0,76	0,12	9,6	5,5	-51,8	-70,9
			0,20	2,9	2,8	-85,6	-85,2
			0,25	1,7	2,1	-91,4	-88,9
		1,00	0,12	8,6	5,0	-56,8	-73,5
			0,20	2,5	2,5	-87,3	-86,6
			0,25	1,5	1,9	-92,5	-90,0
0,441 (0,85 θ_s)	1,98	0,76	0,12	7,7	4,6	-61,3	-75,9
			0,20	2,2	2,3	-88,8	-87,9
			0,25	1,3	1,7	-93,5	-91,1
		1,00	0,12	7,1	4,3	-64,5	-77,6
			0,20	2,0	2,1	-89,8	-88,8
			0,25	1,2	1,5	-94,1	-91,9
	2,41	0,76	0,12	0,1	0,2	-99,3	-99,1
			0,20	-	-	-	-
			0,25	-	-	-	-
		1,00	0,12	0,1	0,1	-99,5	-99,3
			0,20	-	-	-	-
			0,25	-	-	-	-
0,467 (0,90 θ_s)	1,98	0,76	0,12	0,5	0,5	-97,7	-97,6
			0,20	0,2	0,3	-99,2	-98,6
			0,25	0,1	0,2	-99,6	-99,0
		1,00	0,12	0,4	0,4	-98,2	-98,0
			0,20	0,1	0,2	-99,4	-98,9
			0,25	0,1	0,2	-99,7	-99,2
	2,41	0,76	0,12	-	-	-	-
			0,20	-	-	-	-
			0,25	-	-	-	-
		1,00	0,12	-	-	-	-
			0,20	-	-	-	-
			0,25	-	-	-	-

Quadro 6 - Vazão máxima (L s⁻¹) e volume escoado (m³) estimados pelo modelo para combinações dos parâmetros de entrada, considerando K_s = 34 mm h⁻¹ (K_s = 0,5 Tie) e S_w = 61,6 mm.c.a. (função da textura e porosidade), bem como a diferença percentual entre os valores calculados e os observados

θ _w	ARM	ICV	n	Evento 1				Evento 2				Evento 3				Evento 4			
				HidroBacia		ΔQ%	ΔV%	HidroBacia		ΔQ%	ΔV%	HidroBacia		ΔQ%	ΔV%	HidroBacia		ΔQ%	ΔV%
				Qmax	Vol.			Qmax	Vol.			Qmax	Vol.			Qmax	Vol.		
0,410 (0,79 θ _s)	1,98	0,76	0,12	337,5	234,2	5820,5	3869,8	17,7	9,9	205,6	8,9	334,1	358,8	1490,9	1181,5	574,6	393,8	2787,4	1972,4
			0,20	270,2	205,6	4641,0	3384,4	5,4	5,2	-6,2	-43,2	283,6	324,0	1250,4	1057,0	495,5	362,2	239-	1806,2
			0,25	236,7	191,2	4052,8	3139,9	2,8	3,5	-52,5	-61,9	252,2	297,6	1101,1	962,8	452,7	343,6	2174,9	1708,7
		1,00	0,12	336,8	233,5	5809,2	3858,4	15,8	9,0	171,6	-1,6	327,5	354,5	1459,3	1166,0	574,5	391,9	2787,1	1962,6
			0,20	269,7	205,0	4631,7	3375,0	4,7	4,6	-18,2	-49,6	277,3	320,1	1220,6	1043,1	495,5	360,8	2389,9	1799,0
			0,25	236,3	190,7	4045,5	3131,7	2,3	3,0	-60,7	-66,8	246,1	293,9	1071,9	949,8	453,0	342,5	2176,5	1702,5
	2,41	0,76	0,12	315,1	210,6	5428,9	3469,6	1,6	1,5	-71,7	-84,0	311,1	320,7	1381,6	1045,4	569,1	371,4	2759,8	1855,0
			0,20	246,4	183,4	4222,9	3008,8	0,4	0,5	-93,0	-94,4	262,6	287,0	1150,7	925,0	490,0	344,4	2362,2	1712,9
			0,25	216,2	171,8	3692,3	2812,6	0,2	0,4	-95,9	-96,0	219,2	262,9	943,8	838,9	446,1	329,2	2141,6	1632,5
		1,00	0,12	314,8	210,3	5423,4	3463,6	1,3	1,2	-78,1	-87,0	304,2	317,4	1348,7	1033,4	569,1	369,6	2759,8	1845,3
			0,20	246,1	183,1	4218,0	3003,5	0,3	0,4	-94,4	-95,5	256,1	283,8	1119,6	913,5	490,1	343,2	2362,6	1706,1
			0,25	215,9	171,5	3687,7	2807,6	0,2	0,3	-96,6	-96,6	215,0	259,8	923,9	827,9	446,5	328,1	2143,6	1626,8
0,441 (0,85 θ _s)	1,98	0,76	0,12	317,0	215,8	5462,1	3556,9	0,4	0,3	-93,7	-96,6	299,4	290,3	1325,8	936,7	533,4	338,5	2580,3	1681,8
			0,20	250,2	188,2	4289,8	3090,4	0,1	0,2	-98,0	-98,1	245,2	255,4	1067,8	812,2	457,3	314,0	2198,2	1552,8
			0,25	218,2	175,2	3727,7	2869,3	0,1	0,1	-98,8	-98,5	212,3	231,1	911,1	725,4	418,3	300,4	2002,2	1481,0
		1,00	0,12	316,6	215,2	5454,2	3547,2	0,2	0,2	-95,9	-97,5	296,6	285,7	1312,2	920,3	534,4	338,3	2585,3	1680,8
			0,20	249,8	187,7	4283,1	3082,0	0,1	0,1	-98,5	-98,5	243,5	251,5	1059,5	798,3	456,7	313,7	2195,2	1551,3
			0,25	217,9	174,7	3722,0	2861,7	0,1	0,1	-99,1	-98,8	211,5	227,6	906,9	712,9	416,7	300,2	1994,0	148-
	2,41	0,76	0,12	294,2	181,2	5061,9	2970,3	-	-	-	-	272,1	262,9	1195,6	838,8	541,3	338,2	2620,2	1680,2
			0,20	226,5	158,1	3874,1	2579,5	-	-	-	-	222,5	231,6	959,6	727,1	464,3	315,6	2233,3	1561,1
			0,25	197,1	148,8	3358,2	2421,8	-	-	-	-	193,9	209,8	823,3	649,3	423,4	302,5	2027,6	1491,9
		1,00	0,12	293,7	180,7	5052,8	2962,0	-	-	-	-	271,6	258,6	1193,5	823,4	533,9	331,8	2582,7	1646,2
			0,20	226,1	157,7	3866,4	2572,3	-	-	-	-	221,2	227,9	953,3	713,8	457,5	309,9	2198,9	1531,1
			0,25	196,7	148,4	3351,3	2415,0	-	-	-	-	193,3	206,5	820,3	637,4	417,3	297,3	1996,8	1464,6
0,467 (0,90 θ _s)	1,98	0,76	0,12	304,3	190,9	5238,0	3135,0	-	-	-	-	277,7	241,5	1222,3	762,5	506,0	310,9	2442,6	1536,5
			0,20	237,0	167,0	4058,7	273-	-	-	-	-	223,3	209,8	963,4	649,3	430,5	289,4	2063,3	1423,0
			0,25	205,6	156,3	3507,2	2549,4	-	-	-	-	194,2	188,8	824,9	574,4	390,3	277,5	1861,6	1360,6
		1,00	0,12	303,9	190,5	5231,7	3128,2	-	-	-	-	281,6	241,0	1241,2	760,6	504,8	299,2	2436,9	1474,5
			0,20	236,7	166,6	4053,2	2724,1	-	-	-	-	225,6	209,4	974,4	648,0	429,6	281,2	2059,0	1380,1
			0,25	205,3	156,0	3502,2	2543,9	-	-	-	-	196,5	188,6	835,9	573,5	389,9	271,4	1859,3	1328,5
	2,41	0,76	0,12	277,2	168,0	4763,3	2748,0	-	-	-	-	256,8	218,5	1122,7	680,5	503,1	295,0	2428,2	1452,7
			0,20	210,2	145,8	3588,2	2370,9	-	-	-	-	204,5	190,1	873,9	578,8	429,2	279,0	2056,7	1368,4
			0,25	182,4	136,8	3100,3	2219,1	-	-	-	-	178,5	171,4	749,8	512,1	391,5	269,8	1867,6	1319,8
		1,00	0,12	276,8	167,6	4756,2	2741,2	-	-	-	-	253,5	213,9	1107,2	663,8	502,9	293,3	2427,0	1443,9
			0,20	209,9	145,4	3582,1	2365,1	-	-	-	-	202,4	186,1	864,0	564,6	428,5	277,9	2053,4	1362,6
			0,25	182,1	136,5	3094,4	2213,7	-	-	-	-	176,1	167,9	738,4	499,7	391,3	268,9	1866,2	1315,1

Quadro 7 - Vazão máxima ($L s^{-1}$) e volume escoado (m^3) estimados pelo modelo para combinações dos parâmetros de entrada, considerando $K_s = 34 mm h^{-1}$ ($K_s = 0,5 Tie$) e $S_w = 0,5 P_b$, bem como a diferença percentual entre os valores calculados e os observados

S _w	θ _w	ARM	ICV	n	Evento 1				Evento 3				Evento 4			
					HidroBacia		ΔQ%	ΔV%	HidroBacia		ΔQ%	ΔV%	HidroBacia		ΔQ%	ΔV%
					Qmax	Vol.			Qmax	Vol.			Qmax	Vol.		
96,0	0,410 (0,79 θ _s)	1,98	0,76	0,12	286,6	174,3	4928,6	2854,6	275,5	234,0	1212,1	735,8	481,2	276,8	2317,8	1356,7
				0,20	218,4	151,2	3732,3	2463,3	220,1	203,0	947,9	625,1	408,4	261,7	1952,2	1277,5
				0,25	188,7	141,3	3210,9	2295,7	191,4	182,7	811,5	552,5	371,3	253,0	1765,6	1231,7
			1,00	0,12	286,0	173,8	4918,1	2845,7	272,3	229,3	1196,6	718,9	479,8	274,7	2311,2	1345,8
				0,20	217,9	150,8	3723,2	2455,4	218,0	199,1	938,2	611,0	407,2	260,2	1946,0	1269,7
				0,25	188,2	140,9	3202,3	2288,2	189,1	179,3	800,4	540,2	370,5	251,7	1761,6	1224,9
		2,41	0,76	0,12	259,6	154,0	4454,9	2509,7	247,6	207,2	1079,0	639,8	466,4	258,1	2243,5	1258,3
				0,20	194,2	132,9	3306,1	2152,3	197,1	179,9	838,4	542,4	393,5	247,6	1877,3	1203,4
				0,25	167,7	124,3	2841,5	2007,5	171,2	162,2	715,1	479,2	355,7	240,9	1687,5	1167,9
			1,00	0,12	258,6	153,2	4437,4	2496,0	248,6	196,8	1083,7	602,9	465,1	256,8	2237,3	1251,4
				0,20	193,3	132,2	3291,9	2140,6	199,4	170,1	849,4	507,4	392,6	246,7	1872,8	1198,2
				0,25	166,9	123,7	2828,2	1996,3	172,0	153,4	719,3	447,9	355,3	240,0	1685,2	1163,2
57,0	0,441 (0,85 θ _s)	1,98	0,76	0,12	324,8	223,4	5598,8	3685,9	309,4	317,4	1373,3	1033,4	553,4	371,4	2681,0	1854,8
				0,20	257,9	195,4	4424,9	3211,5	252,9	282,5	1104,4	909,0	476,0	342,2	2292,1	1701,3
				0,25	225,5	181,9	3855,4	2982,9	220,6	257,2	950,4	818,7	435,3	325,2	2087,3	1611,7
			1,00	0,12	324,4	222,9	5591,1	3677,9	307,0	312,8	1362,0	1017,2	553,1	369,7	2679,3	1845,9
				0,20	257,5	195,0	4418,2	3204,4	251,6	278,5	1098,1	894,6	475,8	341,0	2291,0	1694,7
				0,25	225,1	181,5	3849,3	2976,3	218,8	253,6	941,9	805,7	435,4	324,2	2087,9	1606,1
		2,41	0,76	0,12	304,9	189,6	5249,1	3113,4	282,8	279,6	1246,6	898,6	554,1	353,0	2684,2	1757,8
				0,20	236,4	165,8	4047,7	2709,7	230,8	246,7	999,0	781,2	476,0	328,3	2291,9	1628,1
				0,25	206,5	156,2	3523,0	2546,9	200,8	223,8	856,3	699,4	433,6	314,3	2079,1	1554,0
			1,00	0,12	304,5	189,2	5242,3	3107,2	280,3	275,2	1234,8	882,9	553,8	351,3	2683,1	1749,0
				0,20	236,1	165,4	4041,9	2704,1	229,3	242,9	992,1	767,5	475,9	327,2	2291,5	1622,0
				0,25	206,2	155,9	3517,7	2541,9	199,9	220,4	851,9	687,1	433,9	313,3	2080,5	1548,9
37,9	0,467 (0,90 θ _s)	1,98	0,76	0,12	354,8	251,1	6124,1	4155,8	355,1	377,1	1591,1	1246,7	610,1	453,1	2965,8	2284,9
				0,20	286,8	220,9	4932,1	3644,7	303,7	341,0	1346,4	1117,9	528,4	415,5	2555,4	2087,0
				0,25	252,8	205,8	4335,9	3387,4	272,3	314,0	1196,7	1021,3	481,7	391,9	2320,6	1962,7
			1,00	0,12	354,4	250,6	6117,8	4147,5	348,4	372,8	1559,2	1231,5	605,0	447,6	2940,3	2255,8
				0,20	286,5	220,5	4926,6	3637,8	297,4	337,2	1316,3	1104,4	523,8	410,6	2532,3	2061,3
				0,25	252,6	205,4	4330,8	3381,0	266,1	310,4	1167,2	1008,5	478,1	387,8	2302,3	1940,9
		2,41	0,76	0,12	331,9	228,6	5723,5	3774,3	333,0	347,3	1485,7	1140,2	607,4	427,5	2952,4	2149,8
				0,20	263,2	200,1	4517,3	3292,3	283,6	314,3	1250,4	1022,6	526,4	393,5	2545,2	1971,1
				0,25	232,4	187,7	3976,8	3082,2	253,4	290,0	1106,8	935,9	482,5	373,1	2324,6	1863,6
			1,00	0,12	331,5	228,1	5716,5	3765,5	326,0	342,6	1452,2	1123,5	604,6	425,9	2938,2	2141,6
				0,20	262,9	199,7	4511,5	3284,7	276,9	310,1	1218,7	1007,6	524,4	392,4	2534,9	1965,3
				0,25	232,1	187,3	3971,7	3075,1	246,9	286,1	1075,7	921,8	481,0	372,0	2316,9	1858,0

Quadro 8 - Vazão máxima ($L s^{-1}$) e volume escoado (m^3) estimados pelo modelo para combinações dos parâmetros de entrada, considerando $K_s = 68 mm h^{-1}$ ($K_s = Tie$) e $S_w = 0,5 P_b$, bem como a diferença percentual entre os valores calculados e os observados

S_w	θ_w	ARM	ICV	n	Evento 4			
					HidroBacia		$\Delta Q\%$	$\Delta V\%$
					Qmax	Vol.		
96,0	0,410 (0,79 θ_s)	1,98	0,76	0,12	-	-	-	-
				0,20	-	-	-	-
				0,25	-	-	-	-
			1,00	0,12	-	-	-	-
				0,20	-	-	-	-
				0,25	-	-	-	-
		2,41	0,76	0,12	-	-	-	-
				0,20	-	-	-	-
				0,25	-	-	-	-
			1,00	0,12	-	-	-	-
				0,20	-	-	-	-
				0,25	-	-	-	-
57,0	0,441 (0,85 θ_s)	1,98	0,76	0,12	16,9	8,9	-15,2	-53,4
				0,20	5,6	4,8	-71,6	-74,6
				0,25	3,4	3,7	-82,7	-80,4
			1,00	0,12	15,9	8,4	-2-	-55,7
				0,20	5,2	4,6	-73,6	-76,0
				0,25	3,2	3,5	-83,9	-81,6
		2,41	0,76	0,12	1,7	1,3	-91,7	-93,2
				0,20	0,5	0,7	-97,6	-96,6
				0,25	0,3	0,4	-98,7	-97,6
			1,00	0,12	1,4	1,1	-93,1	-94,1
				0,20	0,4	0,6	-97,9	-97,0
				0,25	0,2	0,4	-98,9	-98,0
37,9	0,467 (0,90 θ_s)	1,98	0,76	0,12	80,6	37,3	304,9	96,2
				0,20	47,0	28,9	136,4	52,0
				0,25	32,1	23,2	61,5	22,1
			1,00	0,12	77,9	36,1	291,3	89,8
				0,20	45,0	27,8	126,3	46,2
				0,25	30,5	22,1	53,5	16,2
		2,41	0,76	0,12	48,0	22,8	141,4	2-
				0,20	23,8	15,7	19,7	-17,6
				0,25	15,2	12,3	-23,8	-35,3
			1,00	0,12	45,5	21,7	128,6	14,1
				0,20	22,0	14,7	10,8	-22,7
				0,25	14,0	11,5	-29,7	-39,4

Ainda em relação aos Quadros 5 a 8 percebe-se a complexidade da inter-relação dos componentes envolvidos na geração do escoamento superficial, sendo que a combinação dos valores referentes aos componentes hidrológicos possui grande influência nos valores de vazão máxima e volume escoado.

As combinações $K_s = 34 \text{ mm h}^{-1}$ ($K_s = 0,5 \text{ Tie}$) e $S_w = 61,6 \text{ mm.c.a.}$ (função da textura e porosidade) (Quadro 6) e $K_s = 34 \text{ mm h}^{-1}$ e $S_w = 0,5 P_b$ (Quadro 7) resultaram em valores de vazão máxima e volume escoado maiores do que os observados na bacia experimental, ressaltando-se que a combinação presente no Quadro 6 apresentou valores próximos aos observados no Evento 2. Estes resultados devem-se ao baixo valor da condutividade hidráulica do solo saturado utilizado, pois a combinação $K_s = 68 \text{ mm h}^{-1}$ ($K_s = \text{Tie}$) e $S_w = 61,6 \text{ mm.c.a.}$ (função da textura e porosidade) (Quadro 5) resultou em escoamento nulo para os Evento 1, 2 e 3.

Os valores que mais se aproximaram dos observados na bacia experimental referem-se ao Evento 4, que provocou vazão máxima de $19,9 \text{ L s}^{-1}$ e volume escoado de $19,0 \text{ m}^3$, como se pode observar no Quadro 5, no qual tem-se que $K_s = 68 \text{ mm h}^{-1}$ ($K_s = \text{Tie}$) e $S_w = 61,6 \text{ mm.c.a.}$ (função da textura e porosidade) e no Quadro 8, sendo $K_s = 68 \text{ mm h}^{-1}$ ($K_s = \text{Tie}$) e $S_w = 0,5 P_b$. O Evento 2, cuja vazão máxima foi de $5,8 \text{ L s}^{-1}$ e volume escoado de $9,1 \text{ m}^3$, também apresentou aproximação aos resultados simulados para a combinação $K_s = 34 \text{ mm h}^{-1}$ ($0,5 \text{ Tie}$) e $S_w = 61,6$ (função da textura e porosidade) (Quadro 6). Os resultados obtidos para os Eventos 1 e 3 superaram os valores observados para todas as combinações realizadas que resultaram em escoamento não nulo.

O Evento 2, cuja lâmina precipitada foi de 24 mm durante 35 minutos, apresentou valores de vazão máxima e de volume escoado próximos aos observados no Evento 1 (vazão máxima igual a $5,7 \text{ L s}^{-1}$ e volume escoado de $5,9 \text{ m}^3$), cuja lâmina precipitada foi de 108,6 mm durante 455 minutos. No entanto, os resultados obtidos pelo HidroBacia para ambos os eventos considerando $K_s = 34 \text{ mm h}^{-1}$ ($0,5 \text{ Tie}$) e $S_w = 61,6$ (função da textura e porosidade) (Quadro 6) foram expressivamente diferentes. Isto se deve ao perfil da precipitação associado à combinação dos parâmetros de entrada do modelo, sendo que baixos valores destes parâmetros, à exceção da umidade inicial, fazem com que as fases de empoçamento e armazenamento superficial sejam satisfeitas rapidamente, sendo que, somente após estas fases é que a precipitação é convertida em escoamento superficial.

Observando os pluviogramas dos Eventos 1 (Figura 32) e 2 (Figura 34), percebe-se que o Evento 1 possui valores de intensidade de precipitação maiores do que o Evento 2 em alguns instantes. Estes pontos de alta intensidade presentes no pluviograma do Evento 1, tais como 114 mm h^{-1} , acarretam alta taxa de produção de escoamento superficial, provocando elevados valores de vazão máxima. Isto não se observa no Evento 2, cuja máxima intensidade de precipitação foi de 75 mm h^{-1} , conduzindo a menores valores de escoamento superficial.

As simulações realizadas considerando $K_s = 68 \text{ mm h}^{-1}$ ($K_s = \text{Tie}$) e $S_w = 61,6 \text{ mm.c.a.}$ (função da textura e da porosidade do solo) (Quadro 5) e $K_s = 34 \text{ mm h}^{-1}$ ($K_s = 0,5 \text{ Tie}$) e

$S_w = 0,5 P_b$ (Quadro 8) foram as que melhor se aproximaram dos valores observados na bacia. Em relação à combinação $K_s = 68 \text{ mm h}^{-1}$ ($K_s = \text{Tie}$) e $S_w = 61,6 \text{ mm.c.a.}$ (função da textura e da porosidade do solo), os valores de $ARM = 1,98 \text{ mm}$, $ICV = 1,0 \text{ mm}$ e $n = 0,120 \text{ s m}^{-1/3}$ apresentaram uma vazão máxima de $31,9 \text{ L s}^{-1}$, o que corresponde a uma diferença percentual de 60,1%, e um volume escoado de $15,6 \text{ m}^3$ (diferença percentual de -17,9%).

Com a finalidade de realizar a análise de sensibilidade do modelo em relação aos parâmetros de entrada selecionou-se a seguinte combinação: $K_s = 68 \text{ mm h}^{-1}$ ($K_s = \text{Tie}$); $S_w = 61,6 \text{ mm.c.a.}$ (função da textura e da porosidade); $\theta_w = 0,410 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $ARM = 1,98 \text{ mm}$; $ICV = 1,0 \text{ mm}$; e $n = 0,120 \text{ s m}^{-1/3}$. Para esta combinação, a vazão obtida por meio do HidroBacia foi de $31,9 \text{ L s}^{-1}$ e volume escoado de $15,6 \text{ m}^3$. Na Figura 57 apresenta-se a superposição tanto do hidrograma selecionado para análise do índice de sensibilidade como do observado na bacia experimental.

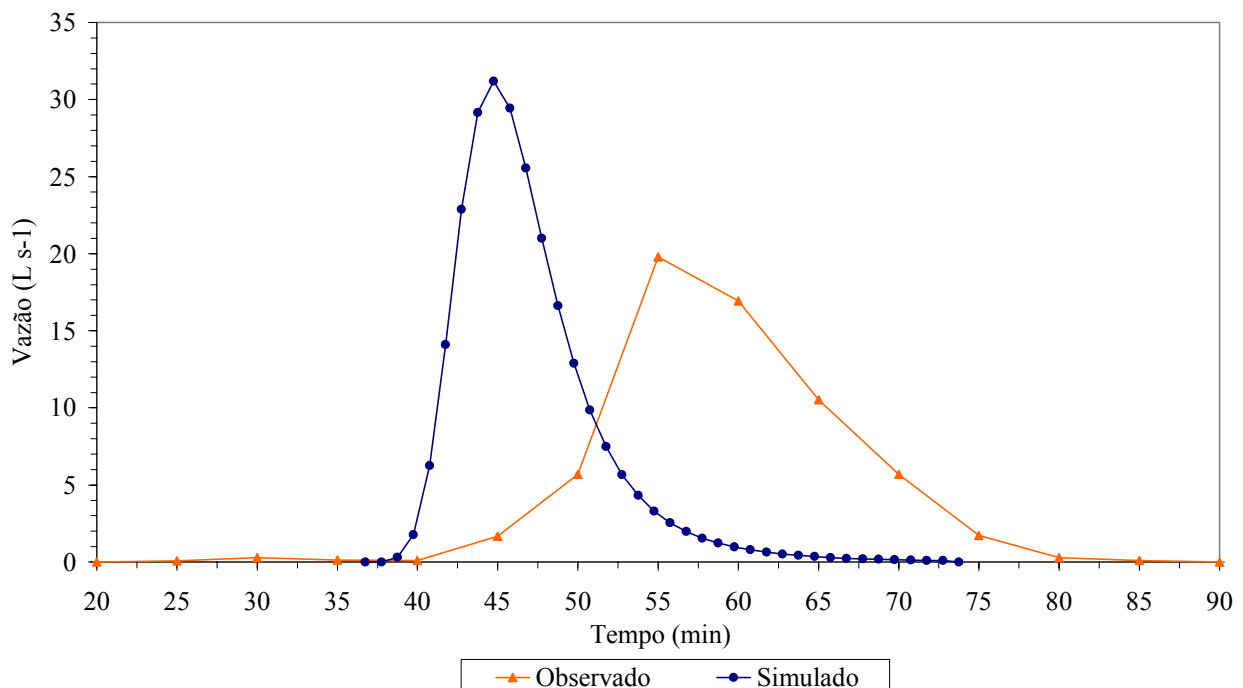


Figura 57 - Superposição dos hidrogramas selecionado para análise do índice de sensibilidade e observado na bacia experimental.

Embora as diferenças percentuais obtidas na simulação selecionada tenham sido altas, não apresentam uma grande relevância prática, visto que os valores obtidos para vazão máxima e volume escoado observados na bacia foram pequenos. Conseqüentemente, mesmo pequenas variações absolutas causam expressivas variações relativas. A diferença absoluta para esta combinação entre os valores simulado e observado não é expressiva. Outro fato importante é a

dificuldade em se representar efetivamente as variações espaciais dos parâmetros que interferem no processo de escoamento superficial, o que motivou a realização das simulações considerando estas variáveis como tendo seus valores constantes.

Em algumas simulações realizadas considerando-se os pluviogramas registrados na bacia, ocorreu aumento da vazão máxima quando do aumento de um dos parâmetros de entrada do modelo. Esta incoerência nos resultados deve-se ao processo numérico de solução das equações presentes no modelo. Isto se observa nas seguintes combinações:

- Quadro 6, para o qual tem-se $K_s = 34 \text{ mm h}^{-1}$ ($K_s = 0,5 \text{ Tie}$) e $S_w = 61,6 \text{ mm.c.a.}$ (função da textura e porosidade): $\theta_w = 0,467 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ e $\text{ARM} = 1,98 \text{ mm}$ para o Evento 3 quando do aumento da ICV de 0,76 para 1,0 mm e para o Evento 4 quando o armazenamento superficial aumentou de 1,98 para 2,41 mm, sendo $n = 0,25 \text{ s m}^{-1/3}$ e $\text{ICV} = 0,76 \text{ mm}$ para $\theta_w = 0,441$ e $0,467 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; e
- Quadro 7, para o qual tem-se $K_s = 34 \text{ mm h}^{-1}$ ($0,5 \text{ Tie}$) e $S_w = 0,5 P_b$: $S_w = 96 \text{ mm.c.a.}$, $\theta_w = 0,410 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $\text{ARM} = 2,41 \text{ mm}$ quando a ICV aumentou de 0,76 para 1,0 mm em relação ao Evento 3 e para o Evento 4 quando ARM passou de 1,98 para 2,41 mm considerando $S_w = 57 \text{ mm.c.a.}$ e $\theta_w = 0,441 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, e $S_w = 37,9 \text{ mm.c.a.}$ e $\theta_w = 0,467 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, para $\text{ICV} = 1,0 \text{ mm}$.

4.2.2. Comparação dos resultados obtidos experimentalmente com os simulados considerando a equação de chuvas intensas

Nos Quadros 9 e 10 encontram-se os valores referentes à vazão máxima e ao volume escoado obtidos pelo modelo considerando a equação de chuvas intensas para a cidade de Viçosa-MG, equivalente aos quatro pluviogramas que originaram escoamento superficial na bacia.

As combinações considerando $K_s = 0,5 \text{ Tie}$ associado a um $S_w = S_w(\theta_i)$, $K_s = \text{Tie}$ associado a um S_w calculado como média aritmética entre $S_w(\theta_i)$ e $S_w(\theta_w)$, $K_s = \text{Tie}$ associado a um S_w calculado como função da textura e porosidade do solo e $K_s = \text{Tie}$ associado a um $S_w = 0,5 P_b \text{ mm.c.a.}$ apresentaram escoamento superficial nulo para todos os eventos de precipitação observados na bacia experimental quando simulados utilizando a equação de chuvas intensas. Sendo assim, os resultados relativos a estas duas combinações não são apresentados.

Analisando os Quadros 9 e 10 percebe-se que em todas as simulações realizadas considerando a equação de chuvas intensas, os resultados obtidos por meio do HidroBacia superaram os valores observados na bacia experimental.

Semelhantemente às simulações realizadas utilizando os pluviogramas, todas as combinações produziram escoamento superficial nulo para o Evento 2.

Quadro 9 - Vazão máxima ($L s^{-1}$) e volume escoado (m^3) estimados pelo modelo utilizando a equação de chuvas intensas para combinações dos parâmetros de entrada, sendo $K_s = 34 mm h^{-1}$ ($K_s = 0,5 Tie$) e $S_w = 61,6 mm.c.a.$ (função da textura e da porosidade) e a diferença percentual entres os valores calculados e os observados

θ_w	ARM	ICV	n	Evento 1				Evento 3				Evento 4			
				HidroBacia		$\Delta Q\%$	$\Delta V\%$	HidroBacia		$\Delta Q\%$	$\Delta V\%$	HidroBacia		$\Delta Q\%$	$\Delta V\%$
				Qmax	Vol.			Qmax	Vol.			Qmax	Vol.		
0,410 (0,79 θ_s)	1,98	0,76	0,12	242,3	228,9	4150,6	3780,3	209,7	190,5	898,3	580,5	225,0	209,2	1030,4	1001,3
			0,20	213,1	224,3	3638,4	3702,4	182,0	185,2	766,6	561,3	196,6	204,1	888,1	974,4
			0,25	199,9	221,4	3406,9	3652,3	169,4	182,6	706,6	552,3	184,1	201,6	825,0	961,0
		1,00	0,12	236,4	222,8	4047,9	3675,9	203,6	184,5	869,7	559,0	219,0	203,1	1000,7	969,1
			0,20	207,4	218,0	3538,7	3594,7	176,6	179,0	740,9	539,3	191,3	197,9	861,4	941,5
			0,25	194,7	215,2	3315,1	3547,1	164,2	176,6	681,8	530,6	178,6	195,3	797,5	928,0
	2,41	0,76	0,12	227,3	212,0	3887,2	3493,1	193,7	173,6	822,2	520,0	209,6	192,3	953,1	912,0
			0,20	198,7	207,2	3385,1	3411,5	167,3	168,1	696,5	500,2	182,4	187,0	816,6	884,2
			0,25	186,1	204,4	3165,3	3364,9	155,3	165,7	639,3	491,6	169,8	184,5	753,1	871,0
		1,00	0,12	221,3	205,8	3783,0	3388,5	187,9	167,6	794,9	498,5	203,6	186,2	923,1	879,9
			0,20	193,3	200,8	3291,3	3303,9	161,8	161,9	670,4	478,3	177,0	180,8	789,4	851,4
			0,25	180,8	198,2	3071,9	3259,8	150,1	159,6	614,7	470,0	164,7	178,4	727,7	838,7
0,441 (0,85 θ_s)	1,98	0,76	0,12	192,0	172,6	3268,2	2825,5	151,3	128,5	620,3	358,8	175,3	154,3	780,9	712,1
			0,20	165,7	166,8	2807,3	2727,4	126,8	122,6	503,9	338,0	149,8	148,5	652,8	681,5
			0,25	154,0	164,5	2601,9	2687,7	116,3	119,9	453,8	328,3	138,8	146,1	597,3	669,0
		1,00	0,12	186,3	166,6	3167,7	2723,3	145,3	122,7	591,8	338,1	169,5	148,4	751,9	681,2
			0,20	160,3	160,8	2713,0	2626,3	121,2	116,9	477,1	317,4	144,3	142,6	625,3	650,6
			0,25	148,9	158,5	2511,9	2586,2	110,9	114,1	427,9	307,5	133,5	140,2	570,9	637,8
	2,41	0,76	0,12	176,3	155,6	2992,2	2536,5	134,0	111,4	538,0	297,9	159,1	137,3	699,5	622,7
			0,20	150,8	149,8	2544,9	2439,0	110,8	105,6	427,6	277,1	134,4	131,5	575,4	592,3
			0,25	139,7	147,5	2350,8	2399,6	100,7	102,7	379,6	266,9	123,8	129,0	521,9	578,8
		1,00	0,12	170,4	149,6	2890,3	2435,9	127,8	105,6	508,4	277,3	153,2	131,4	669,6	591,7
			0,20	145,3	143,9	2448,5	2338,3	105,3	99,8	401,4	256,5	128,8	125,7	547,2	561,4
			0,25	134,4	141,5	2258,5	2298,0	95,4	96,8	354,1	245,9	118,3	123,0	494,7	547,6
0,467 (0,90 θ_s)	1,98	0,76	0,12	152,3	130,3	2572,8	2108,2	103,9	83,2	395,0	197,3	135,3	113,1	579,7	495,5
			0,20	128,0	124,5	2145,2	2009,8	83,9	77,5	299,3	176,6	112,3	107,3	464,4	464,6
			0,25	117,5	121,7	1961,6	1963,4	73,8	73,5	251,4	162,5	102,1	104,3	413,1	448,9
		1,00	0,12	146,4	124,5	2469,0	2010,5	97,5	77,7	364,3	177,3	129,2	107,4	549,1	465,5
			0,20	122,6	118,7	2050,3	1912,3	78,0	71,9	271,3	156,8	106,9	101,6	437,3	434,7
			0,25	112,1	115,9	1866,3	1864,4	68,2	67,7	224,7	141,8	96,9	98,5	386,7	418,3
	2,41	0,76	0,12	135,3	113,3	2274,0	1819,9	84,6	66,0	302,8	135,6	117,4	96,1	490,1	405,5
			0,20	112,3	107,4	1869,7	1720,8	66,1	60,3	214,7	115,5	96,2	90,3	383,3	375,1
			0,25	102,2	104,5	1692,3	1672,0	56,6	55,7	169,7	99,1	86,3	86,9	333,9	357,5
		1,00	0,12	129,1	107,5	2165,5	1721,5	78,1	60,3	271,7	115,2	111,1	90,3	458,2	375,4
			0,20	106,8	101,7	1773,7	1623,0	60,4	54,8	187,6	95,7	90,5	84,6	354,9	345,2
			0,25	96,8	98,6	1598,8	1572,0	50,9	50,1	142,2	78,9	80,7	81,0	305,7	326,4

Quadro 10 - Vazão máxima ($L s^{-1}$) e volume escoado (m^3) estimados pelo modelo utilizando a equação de chuvas intensas para combinações dos parâmetros de entrada, considerando $K_s = 34 mm h^{-1}$ e $S_w = 0,5 P_b$ e a diferença percentual entre os valores calculados e os observados

S_w	θ_w	ARM	ICV	n	Evento 1				Evento 3				Evento 4			
					HidroBacia		$\Delta Q\%$	$\Delta V\%$	HidroBacia		$\Delta Q\%$	$\Delta V\%$	HidroBacia		$\Delta Q\%$	$\Delta V\%$
					Qmax	Vol.			Qmax	Vol.			Qmax	Vol.		
96,0	0,410 (0,79 θ_s)	1,98	0,76	0,12	102,4	82,3	1697,1	1294,1	89,9	70,7	328,2	152,4	81,5	63,2	309,3	232,5
				0,20	82,7	76,5	1350,9	1196,4	70,9	65,0	237,6	132,1	63,4	57,6	218,8	203,4
				0,25	72,6	72,4	1173,2	1126,6	61,4	60,5	192,5	116,0	53,8	52,9	170,2	178,2
			1,00	0,12	96,2	76,7	1586,9	1199,5	83,6	65,1	298,2	132,5	75,1	57,7	277,2	203,6
				0,20	76,8	71,0	1248,2	1102,6	65,3	59,5	211,1	112,6	57,8	52,3	190,5	175,0
				0,25	67,1	66,6	1077,8	1028,6	55,7	54,8	165,3	95,8	48,2	47,5	142,0	150,0
		2,41	0,76	0,12	83,3	64,9	1361,0	1000,2	69,9	53,2	233,0	89,9	60,9	45,7	205,8	140,8
				0,20	65,1	59,4	1041,6	906,2	53,1	47,8	153,0	70,7	44,9	40,3	125,8	112,2
				0,25	55,5	54,7	873,7	826,5	43,7	43,1	108,1	54,1	36,5	36,0	83,2	89,6
			1,00	0,12	76,8	59,3	1247,4	904,5	63,2	47,6	200,8	70,1	53,9	40,3	170,9	112,1
				0,20	59,4	53,8	941,5	812,6	47,0	42,3	123,9	50,9	38,7	34,8	94,7	83,2
				0,25	49,8	49,1	773,6	732,3	38,3	37,8	82,3	35,1	31,2	30,9	56,8	62,8
57,0	0,441 (0,85 θ_s)	1,98	0,76	0,12	214,4	197,8	3661,8	3252,0	171,4	149,3	716,3	433,2	198,2	179,4	895,8	844,3
				0,20	187,1	192,4	3181,6	3160,5	146,0	143,5	595,1	412,4	171,6	173,7	762,5	814,3
				0,25	174,3	189,9	2958,6	3117,9	135,0	141,1	542,6	403,9	159,6	171,4	702,2	802,0
			1,00	0,12	208,6	191,7	3559,7	3149,3	165,6	143,4	688,4	412,2	192,5	173,4	867,4	812,8
				0,20	181,7	186,2	3087,8	3055,9	140,4	137,6	568,8	391,5	166,2	167,7	735,4	782,5
				0,25	169,3	183,8	2869,8	3014,5	129,6	135,1	517,3	382,7	154,5	165,4	676,5	770,3
		2,41	0,76	0,12	199,1	180,8	3393,0	2964,8	154,9	132,3	637,7	372,5	182,6	162,4	817,6	754,6
				0,20	172,6	175,3	2928,5	2870,9	130,3	126,5	520,5	351,9	156,8	156,7	688,1	724,8
				0,25	160,6	172,9	2716,8	2830,3	119,7	123,9	470,0	342,6	145,5	154,4	631,0	712,6
			1,00	0,12	193,4	174,8	3293,2	2862,0	148,9	126,4	609,0	351,4	176,8	156,4	788,5	723,1
				0,20	167,2	169,1	2833,2	2766,5	124,6	120,7	493,5	331,0	151,3	150,7	660,4	692,9
				0,25	155,4	166,8	2626,8	2727,0	114,3	118,0	444,1	321,5	140,2	148,4	604,8	680,9
37,9	0,467 (0,90 θ_s)	1,98	0,76	0,12	289,3	284,1	4975,7	4714,4	229,3	211,9	992,0	656,8	274,6	266,2	1279,9	1301,2
				0,20	258,7	281,2	4437,9	4666,0	200,2	207,1	853,4	639,6	244,5	262,9	1128,5	1283,8
				0,25	242,3	277,0	4151,1	4594,8	187,4	204,3	792,4	629,6	229,0	259,0	1050,7	1263,2
			1,00	0,12	283,6	277,7	4874,8	4607,2	223,4	205,8	963,6	634,9	268,8	260,0	1250,9	1268,2
				0,20	253,2	274,7	4341,8	4555,8	194,6	200,8	826,5	617,1	238,9	256,4	1100,7	1249,7
				0,25	237,2	270,6	4062,2	4486,5	182,1	198,1	767,1	607,6	223,9	252,7	1025,1	1230,0
		2,41	0,76	0,12	275,0	267,1	4724,7	4427,7	213,7	194,9	917,6	596,2	260,1	249,3	1206,9	1212,1
				0,20	245,0	264,1	4198,4	4376,5	185,6	189,9	783,7	578,2	230,5	245,7	1058,3	1193,1
				0,25	229,3	260,0	3922,7	4306,9	173,0	187,2	723,9	568,5	215,8	242,1	984,2	1174,1
			1,00	0,12	269,2	260,8	4622,8	4320,0	207,6	188,8	888,8	574,4	254,2	243,0	1177,5	1178,9
				0,20	239,5	257,6	4101,2	4265,7	180,1	183,6	757,8	555,8	224,9	239,2	1030,0	1158,9
				0,25	224,2	253,6	3832,7	4198,5	167,6	181,0	698,0	546,6	210,6	235,7	958,2	1140,8

A combinação que melhor simulou o escoamento superficial refere-se à combinação $K_s = 34 \text{ mm h}^{-1}$ e $S_w = 96 \text{ mm.c.a.}$, $\theta_w = 0,410 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $ARM = 2,41 \text{ mm}$, $ICV = 1,0 \text{ mm}$ e $n = 0,250 \text{ s m}^{-1/3}$ para o Evento 4. Para esta combinação, a vazão máxima foi de $31,2 \text{ L s}^{-1}$ (diferença percentual de 56,8%) e o volume escoado foi de $30,9 \text{ m}^3$ (diferença percentual de 62,8%). A combinação selecionada considerando o pluviograma ($K_s = 68 \text{ mm h}^{-1}$, $K_s = \text{Tie}$, e $S_w = 61,6 \text{ mm.c.a.}$, função da textura e da porosidade do solo) produziu escoamento superficial nulo para todas as simulações realizadas utilizando a equação de chuvas intensas.

4.2.3. Diferenças entre as simulações realizadas utilizando os pluviogramas e a equação de chuvas intensas

Os valores de vazão máxima obtidos nas simulações realizadas considerando os pluviogramas foram maiores do que os obtidos considerando a equação de chuvas intensas. Em relação ao volume escoado, as simulações realizadas considerando a equação de chuvas intensas para o Evento 1 apresentou, no geral, maiores valores do que as simulações considerando o pluviograma do referido evento. Para os outros eventos, o volume escoado considerando a equação de chuvas intensas foi menor.

As simulações realizadas considerando a equação de chuvas intensas apresentaram quatro combinações que resultaram em escoamento nulo, contrastando com as duas combinações que resultaram em escoamento nulo nas simulações realizadas considerando os pluviogramas. Isto se deve ao perfil decrescente (Figura 14) utilizado pela equação de chuvas intensas para representar a precipitação.

Neste perfil, a intensidade máxima de precipitação ocorre no início da precipitação, o que não foi observado nos pluviogramas (Figura 13). Ocorrendo no início, a intensidade máxima é utilizada para preencher a interceptação pela cobertura vegetal e o armazenamento superficial. Nesta situação, quando a precipitação atinge o solo, este se encontra com alta capacidade de infiltração, o que acarreta uma infiltração elevada. Esta associação (perfil de intensidade de precipitação decrescente com alta capacidade de infiltração no início) proporciona uma alta infiltração da água no solo, contribuindo para a ocorrência de escoamentos nulos nas simulações.

Em relação aos pluviogramas, observa-se que a intensidade máxima não se encontra no início da precipitação. Quando a intensidade máxima ocorre na parte final do pluviograma, o solo já se encontra com uma capacidade de infiltração menor, devido à maior lâmina infiltrada. Nesta situação, ocorre o inverso do observado na equação de chuvas intensas: associação de maiores intensidades de precipitação com baixa capacidade de infiltração, o que acarreta uma maior taxa de produção de escoamento superficial.

4.3. Comparação dos resultados simulados com os obtidos por outros modelos

4.3.1. Comparação com o Método Racional

O Quadro 11 apresenta os valores de vazão máxima obtidos pelo Método Racional, tanto utilizando a equação de Kirpich como a equação SCS – método cinemático para o cálculo do tempo de concentração. Neste quadro também são apresentados os resultados observados e obtidos pelo software HidroBacia considerando os quatro eventos, bem como as respectivas diferenças percentuais entre os valores calculados pelos diferentes métodos e os valores observados.

Quadro 11- Valores de vazão máxima ($L s^{-1}$) observadas, obtidas pelo Método Racional (considerando a equação de Kirpich e a equação SCS – método cinemático para cálculo do tempo de concentração) e pelo HidroBacia, bem com as respectivas diferenças percentuais

	Evento 1		Evento 2		Evento 3		Evento 4	
	Vazão	$\Delta Q\%$	Vazão	$\Delta Q\%$	Vazão	$\Delta Q\%$	Vazão	$\Delta Q\%$
Observada	5,7	-	5,8	-	21,0	-	19,9	-
Método Racional (SCS cinemático)	889,3	15502,3	492,0	8382,8	808,0	3747,6	880,7	4325,5
Método Racional (Kirpich)	898,0	15654,4	496,7	8463,2	816,0	3785,7	889,3	4369,0
HidroBacia ^(*)	-	-	-	-	-	-	31,9	60,1

^(*) Combinação selecionada para comparação com o Método Racional

Os valores de vazão máxima obtidos pelo Método Racional superaram os valores de vazão máxima observados na bacia experimental, tanto utilizando a equação de Kirpich como a equação do SCS – método cinemático para cálculo do tempo de concentração.

Em relação aos resultados obtidos pelo modelo simulados para os pluviogramas (Quadros 5 a 8), percebe-se que foram menores do que os obtidos pelo Método Racional. O maior valor de vazão máxima obtido para estas simulações foi $610,1 L s^{-1}$ (Quadro 7) referente à combinação $K_s = 34 mm h^{-1}$ ($K_s = 0,5 Tie$), $S_w = 37,9 mm.c.a. (0,5 P_b)$, $\theta_w = 0,467 cm^3 cm^{-3}$, $ARM = 1,98 mm$, $ICV = 0,76 mm$ e $n = 0,120 s m^{-1/3}$ quando simulada para o Evento 4.

Os resultados obtidos para as simulações realizadas considerando a equação de chuvas intensas (Quadros 9 e 10) foram menores do que os obtidos pelo Método Racional. O maior valor de vazão máxima obtido para estas simulações foi $289,3 L s^{-1}$ (Quadro 10) referente à combinação $K_s = 34 mm h^{-1}$ ($K_s = 0,5 Tie$), $S_w = 37,9 mm.c.a. (0,5 P_b)$, $\theta_w = 0,467 cm^3 cm^{-3}$, $ARM = 1,98 mm$, $ICV = 0,76 mm$ e $n = 0,120 s m^{-1/3}$ quando simulada para o Evento 1.

O Método Racional é reconhecidamente um método que superestima a vazão máxima de escoamento superficial, pois admite que a vazão máxima é gerada por uma precipitação de intensidade uniforme e constante, ocorrendo quando todas as partes da bacia contribuem simultaneamente com escoamento na seção de deságüe, o que nem sempre é um fato observado em condições reais. Desconsidera ainda, em muitas situações, a real influência dos componentes referentes ao processo de escoamento superficial: interceptação pela cobertura vegetal, armazenamento superficial, infiltração, perfil da precipitação, rede drenagem, entre outros.

4.3.2. Comparação com o Método do Número da Curva

Para o cálculo da lâmina de escoamento superficial pelo Método do Número da Curva foi necessário calcular a lâmina precipitada nos cinco dias anteriores ao evento em análise para determinação da condição de umidade antecedente. Esta lâmina foi obtida diretamente dos pluviogramas obtidos da estação de monitoramento (Apêndice C). No Quadro 1E (Apêndice E), encontram-se os valores de lâmina precipitada durante o período de observação.

Considerando as condições adotadas no item 3.4.2 e umidade antecedente AMC II, tem-se que o número da curva é $CN = 69$ (Quadro 1D do Apêndice D).

A lâmina precipitada nos cinco dias anteriores ao Evento 1 foi de 14,8 mm, ao Evento 2 foi de 28,3 mm, ao Evento 3 foi de 25,3 mm e ao Evento 4 foi de 8,1 mm, caracterizando a condição de umidade antecedente para os quatro eventos como AMC I (Quadro 2D do Apêndice D). Realizando a correção de $CN = 69$ (AMC II) para a condição AMC I, tem-se $CN = 49,8$ (Quadro 3D do Apêndice D).

O Quadro 12 apresenta os valores das lâminas precipitadas, calculadas pelo método do Número da Curva, observadas na bacia experimental e simuladas pelo HidroBacia.

Quadro 12 - Lâmina precipitada e lâminas de escoamento superficial calculadas pelo método do Número da Curva, observadas na bacia experimental e simuladas pelo HidroBacia

Lâminas	Evento 1		Evento 2		Evento 3		Evento 4	
	Lâmina	$\Delta V\%$	Lâmina	$\Delta V\%$	Lâmina	$\Delta V\%$	Lâmina	$\Delta V\%$
Precipitada	108,6	-	23,6	-	56,8	-	56,6	-
Observada	0,2	-	0,2	-	0,7	-	0,5	-
Escoada Número da Curva	10,5	98,1	3,3	93,9	0,1	-85,7	0,1	-80,0
HidroBacia (*)	-	-	-	-	-	-	0,4 ^(**)	-20,0

(*) Combinação selecionada para comparação com o Método do Número da Curva

(**) Volume simulado pelo HidroBacia: 15,6 m³

No Quadro 12 nota-se a discrepância entre os valores observados e calculados pelo Método do Número da Curva, pois o Evento 1 apresentaria uma lâmina de escoamento superficial de 10,5 mm, bem diferente da lâmina de 0,2 mm observada para este evento.

Apesar da diferença entre os valores, o HidroBacia apresentou, para a combinação selecionada, um resultado mais próximo ao observado no campo no Evento 4, a despeito da grande variação de valores obtidos nas simulações (Quadros 5 a 10).

A lâmina de escoamento superficial foi obtida pelo HidroBacia considerando a combinação $K_s = 68 \text{ mm h}^{-1}$ ($K_s = T_{ie}$); $S_w = 61,6 \text{ mm.c.a.}$ (função da textura e da porosidade); $\theta_w = 0,410 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; $ARM = 1,98 \text{ mm}$; $ICV = 1,0 \text{ mm}$; e $n = 0,120 \text{ s m}^{-1/3}$, apresentando uma diferença percentual de $\Delta V\% = -17,9\%$, quando simulada para o Evento 4.

Como se pode observar no Quadro 12, a combinação selecionada nem sempre apresentou valores de lâmina escoada. Este fato não apresenta uma importância prática relevante devido aos baixos valores de lâmina escoada observados na bacia experimental. Apesar do valor da diferença percentual serem altos, a diferença absoluta não é expressiva.

As lâminas de escoamento superficial calculadas pelo Método do Número da Curva apresentadas no Quadro 12 demonstram uma incoerência relativa ao emprego do método, uma vez que eventos com lâminas menores de precipitação (Evento 2) resultaram em maiores lâminas de escoamento superficial (3,3 mm) do que eventos possuidores de maiores lâminas precipitadas (Eventos 3 e 4), os quais resultaram em lâminas escoadas de 0,1 mm, mesmo sendo o método sensível apenas à precipitação total e ao número da curva, que foi igual para todos os quatro eventos ($CN = 49,8$). Este erro decorre do fato de ser este um método empírico, sendo que esta descontinuidade evidenciada na equação utilizada para a obtenção da lâmina de escoamento superficial deve-se à formulação matemática do método.

O Método do Número da Curva também não considera o perfil da precipitação, visto ter sido desenvolvido considerando uma precipitação de intensidade constante, nem a real umidade que se encontra o solo quando da ocorrência da precipitação, sendo neste método esta umidade estimada apenas pela condição de umidade antecedente. Outra desvantagem deste método é a consideração da taxa de infiltração da água no solo de forma indireta no modelo, ou seja, apenas pelo enquadramento do solo nos grupos previstos pelo método. Desta forma, assume-se que solos com diferentes taxas de infiltração apresentam o mesmo comportamento em relação à lâmina de escoamento superficial, o que não se observa em condições de campo.

4.4. Análise da sensibilidade do modelo

No Quadro 13 encontram-se os valores dos índices de sensibilidade da vazão máxima e do volume escoado em relação às umidades de saturação de campo e inicial, ao armazenamento superficial, ao potencial matricial na frente de umedecimento, à condutividade hidráulica do solo saturado, ao coeficiente de rugosidade de Manning e à interceptação pela cobertura vegetal.

Quadro 13 – Índices de sensibilidade da vazão máxima e do volume escoado aos diversos fatores que interferem no escoamento superficial

Parâmetro	E ₁	E ₂	Vazão (L s ⁻¹)			Volume (m ³)		
			R ₁	R ₂	IS	R ₁	R ₂	IS
θ_w	0,410	0,441	31,9	7,1	-17,5	15,59	4,26	-15,7
θ_i	0,245	0,270	31,9	70,1	7,7	15,59	32,61	7,3
ARM	1,98	2,41	31,9	8,6	-5,9	15,59	5,03	-5,2
S _w	57,0	61,6	48,1	31,9	-5,2	22,84	15,59	-4,9
K _s	34,0	68,0	574,5	31,9	-2,7	393,75	15,59	-2,8
n	0,12	0,20	31,9	13,2	-1,7	15,59	9,66	-0,9
ICV	0,76	1,0	33,3	31,9	-0,2	16,22	15,59	-0,1

O sinal negativo do índice de sensibilidade indica que um aumento nos fatores que interferem no escoamento superficial induz a uma diminuição da vazão máxima e do volume escoado. Vale lembrar que a análise para o potencial matricial na frente de umedecimento é realizada considerando seu valor absoluto, visto ser esta variável de valor negativo.

Observando o Quadro 13 percebe-se que o modelo foi mais sensível tanto para a vazão quanto para o volume escoado, à umidade de saturação, seguido pela umidade inicial, pelo armazenamento superficial, pelo potencial matricial na frente de umedecimento, pela condutividade hidráulica do solo saturado, pelo coeficiente de rugosidade de Manning e pela interceptação pela cobertura vegetal.

O modelo foi mais sensível à umidade de saturação, apresentando uma sensibilidade de -17,5 para a vazão máxima e -15,7 para o volume escoado. No entanto, as alterações provocadas na condutividade hidráulica do solo saturado foram as que mais impacto causaram no escoamento superficial. Ressalta-se que, devido aos processos normalmente associados à determinação destes dois fatores é mais fácil ocorrerem erros maiores na determinação da condutividade hidráulica do solo saturado do que na determinação da umidade de saturação.

A pequena influência da interceptação deve-se ao fato de que esta age apenas no início da precipitação, retendo parte desta. A ação da interceptação sobre o processo de escoamento ocorre quando a água ainda não atingiu o solo. A diminuição no escoamento superficial em função do aumento da interceptação deve-se ao fato de que a cobertura vegetal provoca uma

redução no volume de água precipitado que atinge o solo. Esta redução não contribui para a elevação da umidade do solo e, conseqüentemente, diminuição da capacidade de infiltração, fatores importantes para o aumento do escoamento superficial. A interceptação pela cobertura vegetal foi o parâmetro de menor índice de sensibilidade, cujos valores foram -0,2 para a vazão e -0,1 para o volume.

Durante a fase de armazenamento superficial, que apresentou um índice de sensibilidade de -5,9 para a vazão e -5,2 para o volume, ocorrem abstrações relativas ao escoamento superficial potencial que decorrem tanto do volume de água retido sobre a superfície do solo como da própria infiltração ocorrida até o completo preenchimento do microrelevo do terreno. Durante este preenchimento, a superfície do terreno continua a reter a água sobre a superfície do solo, permitindo, assim, um aumento da lâmina infiltrada, o que colabora para diminuir a taxa de infiltração antes que o escoamento superficial tenha início. As alterações realizadas nos valores do armazenamento superficial influenciam na lâmina infiltrada, visto que para maiores valores do armazenamento serão necessários maiores valores de lâmina precipitada para preenchê-lo e satisfazer a infiltração que ocorre concomitantemente.

O coeficiente de rugosidade de Manning (índice de sensibilidade de -1,7 e -0,9 para a vazão e para o volume, respectivamente) interfere no deslocamento da água sobre a superfície do terreno. Este coeficiente promove a redução da velocidade do escoamento, aumentando, assim, o tempo de oportunidade para a ocorrência da infiltração. Assim, para superfícies mais rugosas (maiores coeficientes de rugosidade), ocorre uma maior infiltração da água. Este coeficiente promove também o retardamento do escoamento superficial, interferindo sobre a vazão máxima. Desta forma, um aumento deste coeficiente, acarreta diminuição dos valores de vazão e volume.

O comportamento do hidrograma de escoamento superficial devido às alterações nos parâmetros para análise de sensibilidade pode ser visualizado na Figura 58. Apesar da umidade de saturação de campo apresentar a maior sensibilidade, a alteração na condutividade hidráulica do solo saturado apresentou um maior efeito nos resultados obtidos pelo modelo. Uma redução de 50% no valor de K_s (de 68 mm h^{-1} para 34 mm h^{-1}) acarretou um aumento de 1700,9% na vazão máxima, que variou de $31,9 \text{ L s}^{-1}$ para $574,5 \text{ L s}^{-1}$.

Analisando-se a Figura 58, percebe-se a influência da condutividade hidráulica do solo saturado no comportamento do hidrograma. A redução desta variável causou um adiantamento do início do escoamento superficial. Este fato não se observa nas outras combinações devido ao alto valor da condutividade hidráulica do solo saturado, pois grande parte do início da precipitação é utilizada para promover o empoçamento na superfície do solo e preencher o armazenamento superficial.

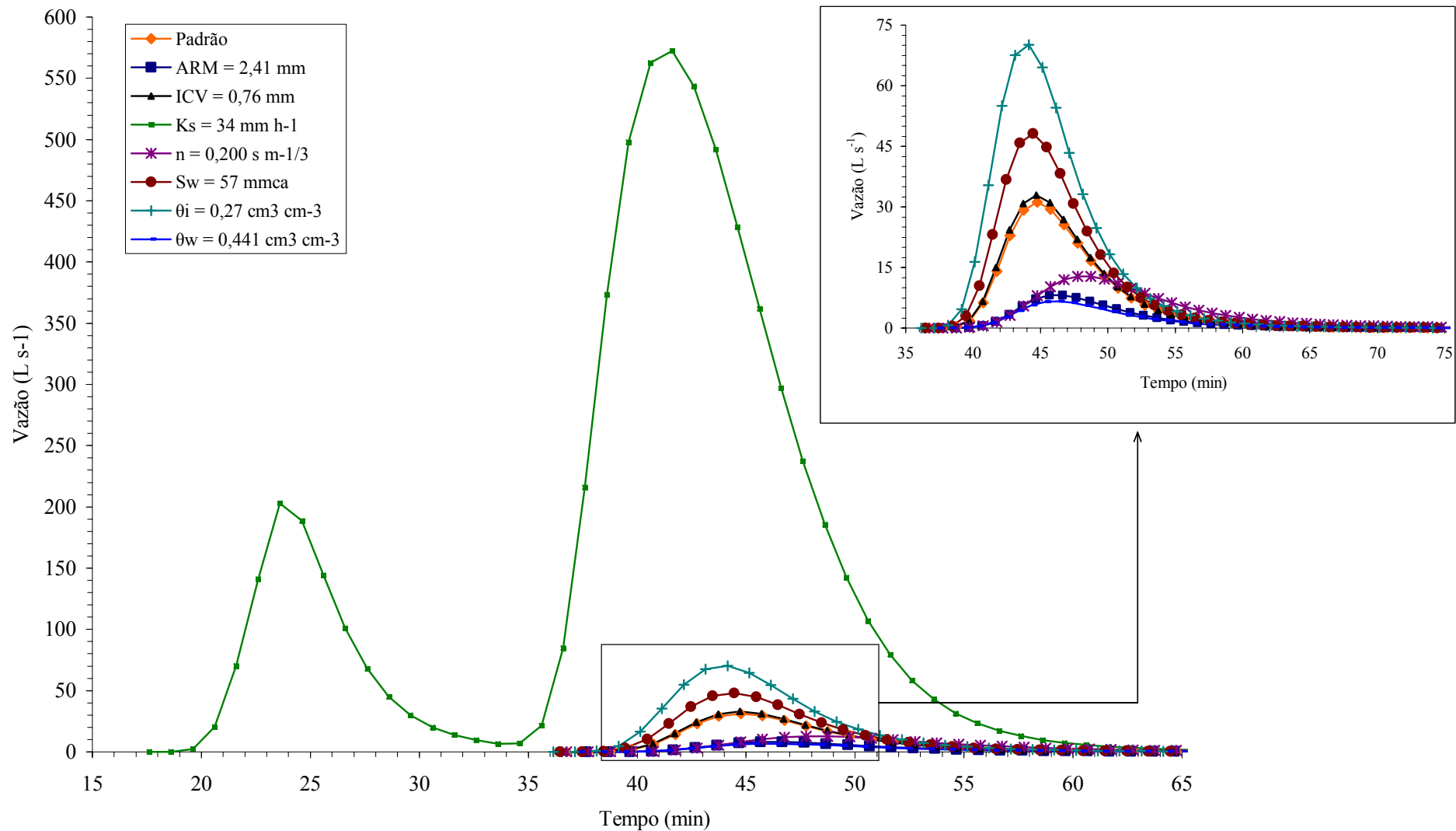


Figura 58 - Superposição dos hidrogramas selecionado para análise do índice de sensibilidade, dita padrão, e obtidos pela variação do parâmetro em análise, mantidos os outros parâmetros iguais à condição padrão.

5. RESUMO E CONCLUSÕES

O presente trabalho teve por objetivo desenvolver uma metodologia que permite realizar o balanço hídrico e obter, a partir do modelo digital de elevação do terreno, o hidrograma de escoamento superficial, a vazão máxima e seu tempo de ocorrência e o volume escoado superficialmente em qualquer posição de uma bacia hidrográfica, considerando escoamento em encostas ou em canais.

O modelo utiliza, como dados de entrada, imagens temáticas relativas: ao modelo digital de elevação do terreno, à rede drenagem e às direções de escoamento na bacia hidrográfica e de informações relativas à precipitação, à interceptação pela cobertura vegetal, ao armazenamento superficial, à rugosidade do terreno e às condições de infiltração da água no solo.

A vazão de cada célula da bacia é obtida pela diferença entre a precipitação e a infiltração, obtida pela equação de Green-Ampt modificada por Mein-Larson, tendo sido utilizado o modelo de ondas cinemáticas para a modelagem do escoamento superficial. Uma vez informado o local para o qual se deseja obter o hidrograma, o modelo identifica se o escoamento é em canais ou na encosta. O hidrograma resultante de cada célula é obtido pela soma dos hidrogramas advindos da área de contribuição com o hidrograma gerado na mesma.

Para a avaliação do modelo instrumentou-se uma bacia hidrográfica na localidade de Palmital, Viçosa-MG, monitorando-se a precipitação e o escoamento superficial durante o período de outubro de 2001 e fevereiro de 2002, tendo sido coletados quatro eventos de precipitação que conduziram a escoamento superficial: Evento 1: vazão máxima (Q_{max}) de $5,7 \text{ L s}^{-1}$ e volume escoado (Vol) de $5,9 \text{ m}^3$; Evento 2: $Q_{max} = 5,8 \text{ L s}^{-1}$ e $\text{Vol} = 9,1 \text{ m}^3$;

Evento 3: $Q_{max} = 21,0 \text{ L s}^{-1}$ e $Vol = 28,0 \text{ m}^3$; e Evento 4: $Q_{max} = 19,9 \text{ L s}^{-1}$ e $Vol = 19,0 \text{ m}^3$;::
Visando facilitar a utilização da metodologia elaborou-se um software no ambiente de programação Delphi.

A fim de se realizar a análise de sensibilidade do modelo, utilizou-se o índice (IS) que representa a mudança normalizada gerada na saída do modelo para uma mudança normalizada na entrada dos dados, procedendo-se simulações considerando variações nos valores de interceptação pela cobertura vegetal, armazenamento superficial, rugosidade do terreno, condutividade hidráulica do solo saturado (K_s), umidade de saturação de campo (θ_w) e potencial matricial do solo na frente de umedecimento (S_w), considerando a intensidade de precipitação obtida tanto a partir dos pluviogramas oriundos da estação de monitoramento quanto da equação de intensidade, duração e frequência da precipitação em função do tempo de retorno equivalente a cada evento. Os valores obtidos com o modelo foram comparados com os valores obtidos na bacia, com o Método do Número da Curva, com o Método Racional e com o WEPP.

Com base nos resultados obtidos no trabalho, pode-se concluir que:

- O modelo desenvolvido permite o cálculo diário da umidade do solo, pelo balanço hídrico realizado, considerando o efeito dos seguintes processos hidrológicos: interceptação pela cobertura vegetal (ICV), armazenamento superficial (ARM), infiltração e percolação profunda.
- O modelo desenvolvido permite, para um evento de precipitação, determinar o hidrograma de escoamento superficial em qualquer posição da bacia hidrográfica (encosta ou canais) considerando o efeito da ICV, do ARM, das características físicas do solo.
- O software elaborado para a aplicação do modelo desenvolvido mostrou-se versátil requerendo, também, para o seu uso, modelos digitais de elevação do terreno, rede de drenagem e direções de escoamento.
- As combinações que melhor simularam os valores experimentais quando se usou os pluviogramas obtidos na estação de monitoramento foram: K_s igual à taxa de infiltração estável da água no solo (Tie) associado a um S_w obtido como função da textura e porosidade do solo e $K_s = Tie$ associado a um $S_w = 0,5 P_b$ quando simuladas para o Evento 4 e $K_s = 0,5 Tie$ associado a um $S_w =$ obtido como função da textura e porosidade do solo quando simulada para o Evento 2.
- Em relação à equação de chuvas intensas, a combinação que apresentou uma maior aproximação foi $K_s = 0,5 Tie$ associado a um S_w igual à metade da pressão de borbulhamento e $\theta_w = 0,79 \theta_s$ quando simulada para os Eventos 3 e 4.

- As simulações realizadas considerando a equação de chuvas intensas apresentaram um maior número de combinações que resultaram em escoamento nulo quando comparadas com as realizadas com os pluviogramas.
- As simulações realizadas considerando-se os pluviogramas resultaram em valores de vazão máxima maiores do que os encontrados nas simulações realizadas considerando a equação de chuvas intensas. Para os eventos 1, 2 e 3, o volume escoado obtido nas simulações considerando os pluviogramas foi maior, sendo que o Evento 1 apresentou, no geral, menores valores.
- Os valores de vazão máxima obtidos pelo modelo foram menores do que os obtidos pelo Método Racional, exceto para a combinação $K_s = 0,5$ Tie, $S_w = 0,5$ P_b, $\theta_w = 0,90$ θ_s , ARM = 1,98 mm, ICV = 0,76 mm e $n = 0,120 \text{ s m}^{-1/3}$ quando simulada para o Evento 4.
- Os resultados obtidos para as simulações realizadas considerando a equação de chuvas intensas foram todos menores do que os resultados do Método Racional.
- A vazão máxima e o volume escoado apresentaram maiores sensibilidades à umidade de saturação de campo, à umidade inicial, ao armazenamento superficial, ao potencial matricial na frente de umedecimento, à condutividade hidráulica do solo saturado, ao coeficiente de rugosidade e à interceptação pela cobertura vegetal.

6. RECOMENDAÇÕES

O baixo número de hidrogramas observados na bacia experimental durante o período de monitoramento, que foi de outubro de 2001 a fevereiro de 2002, é um indicativo da necessidade de continuidade do monitoramento da bacia experimental já instrumentada e de outras bacias hidrográficas.

O presente trabalho foi realizado considerando condições uniformes dos parâmetros de entrada do modelo. Recomenda-se que sejam realizadas mais coletas de dados amostrais de forma a permitir uma melhor consideração da variabilidade espacial dos parâmetros.

No presente trabalho não foi possível realizar o acompanhamento da umidade do solo da bacia hidrográfica. Valores de umidade mais próximos das condições da bacia terão impacto na determinação do hidrograma de escoamento superficial bem como da vazão máxima e do volume escoado. Desta forma, o acompanhamento periódico da umidade do solo é desejável, visto que isto permite realizar uma correção desta umidade estimada pelo balanço hídrico. Aliado a este fato recomenda-se a instalação de uma estação climática total na bacia experimental, visto que a estação de Viçosa-MG (código 02042024) encontra-se distante 15 km, aproximadamente.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALI, M.H., SHUI, L.T., YAN, K.C., ELOUBAIDY, A.F., FOONG, K.C. Modeling water balance components and irrigation efficiencies in relation to water requirements for double-cropping systems. **Agricultural Water Management**, v.46, p.167-182, 2000.
- ALLMARAS, R.R., BURWELL, R.E., LARSON, W.E., Holt, R.F. Total porosity and random roughness of the interrow zone as influenced by tillage. USDA, **Conservation Research Report no. 7**, 22 pp. 1966.
- ASARE, S.N., RUDRA, R.P., DICKINSON, W.T., WALL, G.J. Effect of freeze-thaw cycle on the parameters of the Green and Ampt infiltration model. **Journal of Agricultural Engineering Research**. v.73, p.26-274, 1999.
- BAKER, C.H. HORROCKX, R.D. GOERING, C.E. Use of the Gompertz function for predicting corn leaf area. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.18, n.2, p.323-326, 1975.
- BELDRING, S. Multi-criteria validation of a precipitation-runoff model. **Journal of Hydrology**. v. 257, p.189-211, 2002.
- BERNARDO, S. **Manual de Irrigação**. 5. ed. Viçosa, MG:UFV, 596p., 1995.
- BEVEN, K.J., QUINN, P., ROMANOWICZ, R., FREER, J., FISHER, J. E LAMB, R. Topmodel and gridatb Distribution Programs - A users guide to the distribution versions (94.01). **CRES Technical Technical Report TR110/94**, Lancaster University,UK. 1994.
- BOLSTER, C.H., SAIERS, J.E. Development and evaluation of a mathematical model for surface-water flow within the Shark river Slough of the Florida Everglades. **Journal of Hydrology**. v.259, p.221-235, 2002.

- BOUWER, H. Rapid field measurement of air entry value and hydraulic conductivity of soil as significant parameters in flow system analysis. **Water Resources Research**. v.4, n.2, p.729-738, 1966.
- BRAGA, J.C. **Modelo hidrológico de parâmetros distribuídos para obtenção do hidrograma de escoamento superficial**. Viçosa, MG: UFV, 2000. 76 Tese (Mestrado em Engenharia Agrícola)-Universidade Federal de Viçosa, 2000.
- BRANDÃO, V.S., PRUSKI, F.F., SILVA, D.D. **Infiltração da água no solo**. Viçosa:UFV, 2002. 98p.
- BRAS, R.L. **Hydrology: an introduction to hydrological sciences**. Addison-Wesley Series in Civil Engineering, Addison-Wesley Publishing Company. 643p. 1990.
- BRONSTERT, A., PLATE, E.J. Modelling of runoff generation and soil moisture dynamics for hillslopes and micro-catchments. **Journal of Hydrology**, v. 198, p.177-195, 1997.
- BURK, A.R., CHANASYK, D.S., MAPFUNO, E. Antecedent soil water for managed landscapes in Central Alberta. **Transactions of the ASAE**. v.43, n.6, p.1467-1475, 2000.
- CAMERON, D., BEVEN, K., TAWN, J. An evaluation of three stochastic rainfall models. **Journal of Hydrology**. v.228, p.130-149, 2000.
- CAMERON, D.S., BEVEN, K.J., TAWN, J., BLAZKOVA, S., NADEN, P. Flood frequency estimation for a gauged upland catchment (with uncertainty). **Journal of Hydrology**. v.219, p.169–187, 1999.
- CECÍLIO, R.A. **Aplicação da equação de Green-Ampt na modelagem da infiltração de água em latossolo vermelho-amarelo estratificado**. Viçosa, MG: UFV, 2002. 118p. Tese (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade de Viçosa, 2002.
- CHATTOPADHYAY, N., HULME, M. Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions of recent and future climate change. **Agricultural and Forest Meteorology**. v.87, p.55-73, 1997.
- CHAUBEY, I., HANN, C.T., GRUNWALD, S., SALISURY, J.M. Uncertainty in the model parameters due to spatial variability of rainfall. **Journal of Hydrology**. v.220, p.48-61, 1999.
- EAGLESON, P.S. Dynamics of flood frequency. **Water Resources Research**. v.8, p.878–898, 1972.
- EHLERS, W. Transpiration efficiency of oat. **Agronomy Journal**, v.81, p.810-817, 1989.
- EMBRAPA – CENTRO NACIONAL DE PESQUISA DE SOLO. **Manual de método e análise de solo**. 2.ed. Rio de Janeiro, RJ: EMBRAPA-CNPS, 212p., 1997.
- FETT, M.S. **Análise econômica de sistemas de cultivo de macieiras no município de Vacaria/RS**. Porto Alegre, RS: UFRGS, 2000. 145p. Dissertação (Mestrado em Economia Rural)-Faculdade de Ciências Econômicas, 2000.

- FLANAGAN, D. C., ASCOGH II, J. C., NICKS, A. D., NEARING, M. A., LAFLEN, J. M. Overview of the WEPP erosion prediction model. In: **USDA. Water erosion prediction project – WEPP**. West Laffayette, 1995. Paginação irregular. (Technical documentation, NSERL, Report n. 10).
- GANDOLFI, C, SAVI, F. A mathematical model for the coupled simulation of surface runoff and infiltration. **Journal of Agricultural Engineering Resources**, v.75, p.49-55, 2000
- GARCEZ, L.N. **Hidrologia**. São Paulo: Edgar Blucher, 1976, 249p.
- GAREN, D, WOODWARD, D., GETER, F. A user's agency's view of hydrology, soil erosion and water quality modelling. **Catena**. v.37, p.277-289, 1999.
- GOLDENFUM, J.A.; TUCCI, C.E.M. **Hidrologia de águas superficiais**. Brasília, DF: ABEAS; Viçosa, MG: UFV, Departamento de Engenharia Agrícola, 1996. 128p.
- GOODRICH, D.C., KEPNER, W.G., HERNANDEZ, M., JONES, B., EDMONDS, C. Landscape indicator interface with hydrologic models – Research plan. **Environment Protection Agency. EPA/600/R-00/42**. Washington, DC. 57p. 2000.
- GOODRICH, D.C., FAURES, J., WOOLHISER, D.A., LANE, L.J., SOROOSHIAN, S. Measurement and analysis of small-scale convective storm rainfall variability. **Journal of Hydrology**. v.173, p.283–308, 1995.
- GOMES, B.M., MATTOS, A. Avaliação de variáveis físicas e geomorfológicas na resposta das vazões mínimas. **Irriga**, Botucatu, v.4, n.1, p.25-40, 1999.
- GRAY, D.M., 1970, **Handbook on the Principles of Hydrology**, National Research Council of Canada, Water Information Center Inc., Water Research Building, Manhasset Isle, Port Washington, N.Y., 11050.
- GREEN, W.H., AMPT, G.A. Studies on soil physics. **Journal of Agriculture Science**. v.4, p.1–24, 1911.
- GRUNWALD, S., NORTON, L.D. An AGNPS-based runoff and sediment yield model for two small watersheds in Germany. **Transactions of the ASAE**. v.42, n.6, p.1723-1731, 1999.
- HACHUM, A.Y., ALFARO, J.F. Water infiltration and runoff under rain applications. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.41, p.960-6, 1977.
- HANSEN, B., SCHJONNING, P., SIBBESEN, E. Roughness indices for estimation of depression storage capacity of tilled soil surfaces. **Soil and Tillage Research**. v.52, p.103-111, 1999.
- HASHINO, M., YAO, H., YOSHIDA, H. Studies and evaluations on interception processes during rainfall based on a tank model. **Journal of Hydrology**, v.255, p.1-11, 2002.
- HERNANDEZ, V. Ainda as equações de chuvas intensas – pode-se generalizar? In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 9: SIMPÓSIO LUSO BRASILEIRO DE

- HIDRÁULICA E RECURSOS HÍDRICOS, 5, Rio de Janeiro, RJ, 1991. **Anais...** Associação Brasileira de Hidrologia e Recursos Hídricos, 1991. p.193-202
- HOLTAN, H.N. **A concept for infiltration estimates in watershed engineering**. USDA-ARS, p.41-51, 1961.
- HORTON, R.E. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. **Soil Science Society American Proceedings**. v.5, p.399-417, 1940.
- HUANG, C., GASCUEL-ODOUX, C., CROS-CAYOT, S. Hillslope topographic and hydrologic effects on overland flow and erosion. **Catena**. v.46, p.177-188, 2001.
- JENSEN, M.E.; BURMAN, R.D.; ALLEN, R.G. (Eds.). **Evapotranspiration and irrigation water requirements**. New York, NY: America Society of Civil Engineers, 1990. 332p. (ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice, 70)
- JONES, J.W., RITCHIE, J.T. Crop growth models. In: HOFFMAN, G. J., HOWEL, T. A., SOLOMON, K. H.(eds). **Management of farm irrigation systems**. St. Joseph, ASAE, 1990. p.63-89.
- JONG, S.M., PARACCHINI, M.L., BERTOLO, F., FOLVING, S., MEGIER, J., RÔO, A.P.J. Regional assessment of soil erosion using the distributed model SEMMED and remotely sensed data. **Catena**. v.37, p.291-308, 1999.
- JULIEN, P.Y., SAGHAFIAN, B., OGDEN, F.L. Raster-based hydrologic modeling of spatially-varied surface runoff. **Water Resources Bulletin**, v.31, n.3, p.523-536, 1995.
- KIM, S.J., STEENHUIS, T.S. GRISTORM: grid-based variable source area storm runoff model. **Transactions of the ASAE**. v.44, n.4, p.863-875, 2001.
- KIRKBY, M. Modelling the interactions between soil surface properties and water erosion. Modelisation des interactions entre caractéristiques superficielles des sols et érosion hydrique. **Catena**. v.46, p.89-102, 2001.
- LIMA, P.R.A, LEOPOLDO, P.R. Retenção de água de chuva por mata ciliar na Região Central do Estado de São Paulo. **Revista Energia na Agricultura**. v.14, n.3, p.25-33.1999.
- LIMA, J.L.M.P., SINGH, V.P. The influence of the pattern of moving rainstorms on overland flow. **Advances in Water Resources**. v.25, p.817-828, 2002.
- LUBANA, P.P.S., NARDA, N.K. Modelling soil water dynamics under trickle emitters – a review. **Journal of Agricultural Engineering Reserch**. v.78, p.217-232, 2001.
- MAGUNDA, M.K., LARSON, W.E., LINDEN, D.R., NATER, E.A. Changes in microrelief and their effects on infiltration and erosion during simulated rainfall. **Soil Technology**. v.10, p.57-67, 1997.
- MAMO, M., BUBENZER, G.D. Detachment arte, soil erodibility, and soil strength as influence by living plant roots. Part II: field study. **Transactions of the ASAE**. v.44, n.5, p.1175-1181, 2001.

- MARSHALL, H.E., Sensitivity analysis. In: DORF, R.C (ed). **Technology Management Handbook**. Boca Raton, FL. CRC Press LLC. p.59-63. 1999.
- MATOS, A.T., SILVA, D.D. e PRUSKI, F.F. **Barragens de terra de pequeno porte**. Viçosa:UFV, 2000. 122p. (caderno didático nº 73)
- MEIN, R.G., LARSON, C.L. Modeling infiltration during a steady rain. **Water Resources Research**, v.9, n.2, p.384-394, 1973.
- MENZIANI, M., PUGNAGHI, S., PILAN, L., SANTANGELO, R., VINCENZI, S. TDR Soil moisture measurements at the Lago Maggiore MAP target area: preliminary results. **Physics and Chemistry of the Earth**, v.26, n.5-6, p.431-436, 2001.
- MILLER, S.N., GUERTIN, D.P. Teaching spatial analysis for hydrology and watershed management. In: **Proceedings of 1999 ESRI international user conference**. San Diego, CA. 1999.
- MO, X., LIU, S. Simulating evapotranspiration and photosynthesis of winter wheat over the growing season. **Agricultural and Forest Meteorology**. v.109, p.203-222, 2001.
- MOCKUS, V. Hydrology soil-cover complexes. In: **SCS National Engineering Handbook**, Section 4, Hidrology, Part 1, 1972.
- MOORE, I.D., LARSON, C.L. Estimating microrelief surface storage from point data. **Transactions of the ASAE**. v.20, p.1073-1077, 1979.
- MORGAN, R.P.C., QUINTON, J.N., RICKISON, R.J. **EUROSEM: a user guide. Version 2**. Silsoe. 86p. 1998.
- NEARING, M.A., DEER-ASCOUGH, L., LAFLEN, J.M. Sensitivity analysis of the WEPP hillslope profile erosion model. **Transactions of the ASAE**. v.33, n.3, p.839-840, 1990.
- OGDEN, F.J. **CASC2D Reference manual**. Department of Civil and Environmental Engineering/University of Connecticut. 83p. 1998.
- OLIVEIRA, L.F.C. **Modelo para transporte de solutos no solo e no escoamento superficial**. Viçosa, MG: UFV, 1999. 171p. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola)-Universidade Federal de Viçosa, 1999.
- OLIVERA, F., MAIDMENT, D.R., GIS-Based Spatially Distributed Model for Runoff Routing, **Water Resources Research**, v.35, n.4, p.1155-1164, 1999.
- ONOF, C., WHEATER, H.S. Improvements to the modelling of British rainfall using a modified random parameter Bartlett-Lewis rectangular pulse model. **Journal of Hydrology**. v.157, p.177-195, 1994.
- ONSTAD, C.A. Depressional storage on tilled soil surfaces. **Transactions of the ASAE**. v.27, p.729-732, 1984.

- PALACIOS-VÉLEZ, O.L., GANDOY-BERNASCONI, W., CUEVAS-RENAUD, B. Geometric analysis of surface runoff and the computation order of unit elements in distributed hydrological models. **Journal of Hydrology**. v.211, p.266–274, 1998.
- PARLANGE, J.-Y., HAVERKAMP, R. Infiltration and Ponding Time. In: **Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling, Theory and Practice**. ed. H.J. Morel-Seytoux. p.95-126. Kluwer Academic Publishers. Boston, MA. 1989.
- PHILIP, J.R. An infiltration equation with physical significance. **Soil Science**, v.77, p.153-157, 1954.
- PHILIP, J.R. The theory of infiltration: 4. sorptivity and algebraic infiltration equations. **Soil Science**. v.84, p.257-264, 1957.
- PINTO, F.A., FERREIRA, P.A., PRUSKI, F.F., ALVES, A.R., CECON, P.R., Estimativas de chuvas intensas no Estado de Minas Gerais utilizando registros diários. **Revista Engenharia Agrícola**, v.16, n.2, p.8-21, 1996.
- PLANCHON, O., ESTEVES, M., SILVERA, N., LAPETITE, J.M. Microreliev induced by tillage: measurement and modelling os surface storage capacity. **Catena**. v.46, p.141-157, 2001.
- PORTO, R.; ZAHEL F.; K. TUCCI, C.E.M.; BIDONE, F. Drenagem urbana. In: TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2 ed. Porto Alegre: ABRH-EDUSP, 2000. 943p.
- PRAKASH, A., HEGGEN, R.J., PONCE, V.M., REPLOGLE, J.A., RIGGS, H.C. Runoff, streamflow, reservoir yield and water quality. In: WOOTON, T.P., CECILIO, C.B., FOWLER, L.C., HUI, S.L. **Hydrology handbook**. 2. ed. New York. ASCE, 1996. p.331-436.
- PRUSKI, F.F., FERREIRA, P.A., RAMOS, M.M., CECON, P.R. A model to design level terraces. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, 123(1):8-12, 1997a.
- PRUSKI, F.F., CALIJURI, M.L., BHERING, E.M., SILVA, J.M.A. Metodologia baseada no uso de sistemas de informações geográficas para a obtenção de equações de chuvas intensas em qualquer localidade do Estado do Paraná. **Engenharia na Agricultura**, Viçosa, v.5, n.3, p.254-265. 1997b.
- PRUSKI, F.F., RODRIGUES, L.N., SILVA, D.D. Modelo hidrológico para estimativa do escoamento superficial em áreas agrícolas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.5, n.2, p.301-307, 2001.
- RAUHOFER, J., JARRET, A.R., SHANNON, R.D. Effectiveness of sedimentation basins that do not totally impound a runoff event. **Transactions of the ASAE**. v.44, n.4, p.813-818, 2001.
- RAVI, V., WILLIAMS, J.R. Estimation of infiltration rate in the vadose zone: compilation of simple mathematical models. Volume 1. **Environment Protection Agency. EPA/600/R-07/128a**. Washington, DC. Paginação irregular. 1998.

- RAWLS, W. J., BRAKENSIEK, D. L., MILLER, N. Green-Ampt infiltration parameters from soils data, **Journal of Hydraulic Engineering**, ASCE, v.109, n.1, p.62-70, 1983.
- RENARD, K.G., FOSTER, G.R., WEESIES, G.A., McCOOL, D.K., YODER, D.C. **Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)**. Springfield: United States of Department of Agriculture, Agriculture Handbook, n.703, 1997, 384p.
- RENSCHLER, C.S. **Chris S. Renschler's homepage**. Research. GeoWEPP - The Geo-spatial interface for the Water Erosion Prediction Project (WEPP). Disponível em: <<http://www.geog.buffalo.edu/~rensch/>>. Acesso em 20 outubro 2002.
- RISSE, L.M.; NEARING, M.A.; ZHANG, X.C. Variability in Green-Ampt effective conductivity under fallow conditions. **Journal of Hydrology**, v.169, p.1-24, 1995.
- SAVABI, M.R., FLANAGAN, D.C., HEBEL, B., ENGEL, B.A. Application of WEPP and GIS-GRASS to a small watershed in Indiana. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 50, p.477-483, 1995.
- SCHULER, A.E. **Aplicação do TOPMODEL em uma bacia de mesoescala localizada na cabeceira do rio Corumbataí**. São Carlos, SP: EESC/USP, 1998. 130p. Tese (Mestrado em Ciências da Engenharia Ambiental)-Escola de Engenharia de São Carlos/Universidade de São Paulo, 1998.
- SCHUMANN, A.H., Funke, R., Schultz, G.A. Application of a geographic information system for conceptual rainfall-runoff modeling. **Journal of Hydrology**. v.240, p.45-61, 2000.
- SENARATH, S.U.S., OGDEN, F.L., DOWNER, C.W., SHARIF, H.O. on the calibration and verification of two-dimensional, distributed, Hortonian, continuous watershed models. **Water Resources Research**. v.36, n.6, p.1495-1510, 2000.
- SILVA, A.B., BRITES, R.S., SOUZA, A.R. Caracterização do meio físico da microbacia Quatro Bocas, em Agelim, PE, sua quantificação por sistema de informação geográfica. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 34, n. 1, p.109-117. 1999.
- SILVA, E.R. **O curso da água na história: simbologia, moralidade e a gestão de Recursos Hídricos**. Rio de Janeiro, RJ. Fundação Oswaldo Cruz/Escola Nacional de Saúde Pública, 1998. 166p. Tese (Doutorado em Saúde Pública)–Escola Nacional de Saúde Pública, 1998.
- SILVA, J.M.A. **Metodologia para obtenção do hidrograma de escoamento superficial para qualquer ponto ao longo de uma encosta**. Viçosa, MG: UFV. 1999. 61p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, 1999.
- SILVEIRA, A.L.; LOUZADA, J.A.; BELTRAME, L.F. Infiltração e armazenamento no solo. In: TUCCI, C.E.M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2.ed. Porto Alegre: Ed. Universidade: ABRH, EDUSP, p.335-372, 2000.
- SINGH, V.P. Effect of the direction of storm movement on planar flow. **Hydrological Processes**. v.12, p.147-170, 1998.

- SMEDEMA, L.K., RYCROFT, D.W. **Land drainage: planning and design of agricultural drainage systems**. New York: Cornell University Press, 1983. 376p.
- SMITH, R.E., GOODRICH, D.C., WOOLHISER, D.A., UNKRICH, C.L. KINEROS: a Kinematic Runoff and Erosion Model. In: SINGH, V.P. (Ed.) **Computer models of watershed hydrology**. Highlands Ranch, CO: Water Resources Publications, 1995. Cap. 20, p.697-732.
- SPRUIILL, C.A., WORKMAN, S.R., TARABA, J.L. Simulation of daily and monthly stream discharge form small watersheds using the SWAT model. **Transactin of the ASAE**. v.43, n.6, p.1431-1439, 2000.
- SOIL CONSERVATION SERVICE. **National engineering handbook**. s.l.,1972. n.p. (Section 4: Hydrology).
- STONE, J., RENARD, K.G., LANE, L.J. Runoff estimation on agrilcultural fields. In: AGASSI, M. **Soil erosion, conservation and rehabilitation**. New York. Marcel Dekker, Inc., 1996. p:203-238.
- SUGIMOTO, S., NAKAKITA, E., IKEBUCHI, S. A stochastic approach to short-term rainfall prediction using a physicly based conceptual rainfall model. **Journal of Hydrology**. v.242, p.137-155, 2001.
- SZILAGYI, J., PARLANGE, M.B. A geomorphology-based semi-distributed watershed model. **Advances inWater Resources**, v.23, p.177-187, 1999.
- THOMPSON, J.A., BELL, J.C., BUTLER, C.A. Digital elevation model resolution: effects on terrain attribute calculatoin and quantitative soil-landscape modeling. **Geoderma**. v.100, p.67-89, 2001.
- TOURULA, T., HEIKINHEIMO, M. Modelling evapotranspiration from a barley field over the growing season. **Agricultural and Forest Meteorology**. v.91, p.237-250, 1998.
- TSANIS, I.K., GAD, M.A., DONALDSON, N.T. A comparative analysis of rain-gauge and radar techniques for storm kinematics. **Advances in Water Resources**. v.25, p.305-316, 2002.
- TUCCI, C.E.M. **Modelos hidrológicos**. 1.ed. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS/ABRH, 669p., 1998.
- TUCCI, C.E.M. Escoamento superficial. In: TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: ABRH-EDUSP, 2000. 943p.
- TUCCI, C.E.M., BELTRAME, L.F.S. Evaporação e evapotranspiração. In: TUCCI, C.E.M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2.ed. Porto Alegre: Ed. Universidade: ABRH, EDUSP, p.253-287, 2000.
- TUCKER, M.A., THOMAS, D.L., BOSCH, D.D., VELLIDIS, G. GIS-based coupling of GLEAMS and REMM hydrology: I. development and sensitivity. **Transactions of the ASAE**. v.43, n.6, p.1525-1534, 2000.

- ULLAH, W., DICKINSON, W.T. Quantitative description of depression storage using a digital surface model. I. Determination of depression storage. **Journal of Hydrology** v.42, p.63-75, 1979a.
- ULLAH, W., DICKINSON, W.T. Quantitative description of depression storage using a digital surface model. II. Characteristics of surface depressions. **Journal of Hydrology**. V.42, p.77-90, 1979b
- USDA. **Water erosion prediction project – WEPP**. West Laffayette. 1995. Paginação irregular. (Technical documentation, NSERL, Report n. 10).
- VARELLA, R.F., CAMPANA, N.A. Simulação matemática do processo de transformação de chuva em vazão: estudo do modelo TOPMODEL. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v.5, n.4, p.121-139, 2000.
- VILLELA, S.M., MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: McGraaw Hill do Brasil, 1975. 245p.
- YOUNG, M.D.B., GOWING, J.W., WYSEURE, G.C.L., HATIBU, N. Parched-Thirst: development and validation of a process-based model of rainwater harvesting. **Agricultural Water Management**. v.55, p.121-140, 2002.
- YOUNG, R.A., ONSTAD, C.A., BOSCH, D.D., ANDERSON, W.P. **AGNPS – Agricultural Non-Point Source Pollution Model – a watershed analysis tool**. United States Department of Agriculture, Conservation Research Report 35: 1-80. Washington, D.C.: USDA. 1987.
- YOUNG, R.A., ONSTAD, C.A., BOSCH, D.D., ANDERSON, W.P. **Agricultural Non-Point Source Pollution Model. AGNPS user’s guide**. Morris, Minnesota. USDA-ARS. 1994.
- YU, Z. Assessing the response of su grid hydrologic processes to atmospheric forcing with a hydrologic model system. **Global and Planetary Change**. v.25, p.1-17, 2000.
- WERTHEIN, J. **A água como prioridade**. UNESCO Brasil. Em Notícias. Opinião. Artigos publicados do representante da UNESCO no Brasil. A água como prioridade. Disponível em: <<http://www.unesco.org.br>>. Acesso em: 10 setembro 2002.
- WHITEHEAD, P. G., ROBINSOM, M. Experimental basin studies – an international and historic perspective of forest impacts. **Journal of Hydrology**, v. 145, p.217-230, 1993.
- WILKEN, P.S. **Engenharia de drenagem superficial**. São Paulo: CETESB, 1978. 477p.
- WILKS, D.S. Simultaneous stochastic simulation of daily precipitation, temperature and solar radiation at multiple sites in complex terrain. **Agricultural and Forest Meteorology**. v.96, p.85-101, 1999a.
- WILKS, D.S. Interannual variability and extreme-value characteristics of several stochastic daily precipitation models. **Agricultural and Forest Meteorology**. v.93, p.153-169, 1999b.

- WILLIAMS, J.R. The EPIC model. In: SINGH, V.P. (Ed.). **Computer models of watershed hydrology**. Highlands Ranch, CO: Water Resource Publications, 1995. Cap. 25, p.909-1000.
- WOOD, E. F., O'CONNELL, P. E. **Real-time forecasting**. **Hydrological Forecasting**, New York, John Wiley, 1985. p.505-558.
- WOOLHISER, D.A., SMITH, R.E., GOODRICH, D.C. **KINEROS: a kinematic runoff and erosion model: documentation and user manual**. Report ARS-77, United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service, Washington, DC, USA. 130p. 1990.

8. APÊNDICES

Apêndice A

Quadro 1A – Dados climatológicos necessários para a estimativa da evapotranspiração

Data	Temperatura média (°C)	Umidade relativa média (%)	Velocidade do vento (m/s)	Insolação (h)
01/11/2001	21,0	78,0	1,5	7,2
02/11/2001	20,6	82,0	1,6	5,5
03/11/2001	20,6	89,0	1,6	0,2
04/11/2001	20,6	88,0	0,9	0,0
05/11/2001	20,4	94,0	1,1	0,2
06/11/2001	21,8	83,0	1,2	7,0
07/11/2001	23,4	75,0	1,2	9,2
08/11/2001	24,7	73,0	2,6	10,0
09/11/2001	24,0	78,0	1,9	6,9
10/11/2001	22,6	78,0	1,1	9,6
11/11/2001	23,5	64,0	2,9	8,5
12/11/2001	22,1	92,0	1,6	0,3
13/11/2001	21,5	91,0	0,7	0,0
14/11/2001	22,6	85,0	0,8	3,5
15/11/2001	24,5	80,0	3,6	5,4
16/11/2001	22,5	89,0	0,6	2,1
17/11/2001	23,1	83,0	0,8	5,1
18/11/2001	20,2	89,0	0,6	0,7
19/11/2001	21,1	89,0	1,0	0,2
20/11/2001	21,1	90,0	0,4	0,0
21/11/2001	20,6	82,0	1,1	2,1
22/11/2001	21,2	82,0	1,6	4,6
23/11/2001	22,6	75,0	2,6	3,7
24/11/2001	23,2	73,0	1,2	12,4
25/11/2001	23,0	83,0	1,8	9,3
26/11/2001	22,9	76,0	1,2	7,4
27/11/2001	22,5	71,0	2,2	12,3
28/11/2001	23,4	73,0	1,8	8,8
29/11/2001	21,6	85,0	1,2	4,9
30/11/2001	22,4	87,0	2,2	1,0
01/12/2001	21,7	93,0	1,8	0,0
02/12/2001	21,2	60,0	1,4	12,9
03/12/2001	20,5	69,0	1,4	10,5
04/12/2001	21,1	67,0	1,2	12,3
05/12/2001	22,2	75,0	1,1	9,5
06/12/2001	23,3	66,0	2,9	3,3
07/12/2001	23,1	70,0	2,5	3,1
08/12/2001	22,5	74,0	1,5	7,9
09/12/2001	22,6	69,0	1,7	9,3
10/12/2001	23,0	82,0	2,0	6,9
11/12/2001	23,1	69,0	2,1	10,9
12/12/2001	22,4	73,0	3,3	10,2
13/12/2001	23,0	74,0	1,8	2,9
14/12/2001	22,9	79,0	3,1	0,5
15/12/2001	22,3	88,0	2,3	0,0
16/12/2001	22,9	82,0	3,3	3,2
17/12/2001	22,4	89,0	1,2	0,1
18/12/2001	24,2	79,0	1,4	6,9

Quadro 1A–Dados climatológicos necessários para a estimativa da evapotranspiração (continuação)

Data	Temperatura média (°C)	Umidade relativa média (%)	Velocidade do vento (m/s)	Insolação (h)
19/12/2001	24,4	79,0	1,6	8,0
20/12/2001	23,3	83,0	0,8	3,8
21/12/2001	22,8	91,0	1,4	2,2
22/12/2001	22,8	78,0	2,8	6,5
23/12/2001	22,6	84,0	2,4	4,7
24/12/2001	20,2	91,0	0,8	0,0
25/12/2001	18,9	93,0	0,7	0,0
26/12/2001	20,1	96,0	0,9	0,0
27/12/2001	21,2	87,0	0,5	1,0
28/12/2001	20,2	92,0	2,1	0,0
29/12/2001	19,3	95,0	1,6	0,0
30/12/2001	20,4	95,0	1,6	0,0
31/12/2001	22,1	85,0	1,3	2,4
01/01/2002	22,3	86,0	1,7	3,2
02/01/2002	21,9	90,5	0,4	2,4
03/01/2002	23,8	79,5	0,7	6,5
04/01/2002	24,0	77,5	1,9	8,3
05/01/2002	23,7	78,5	1,1	5,7
06/01/2002	23,2	74,5	1,8	10,7
07/01/2002	23,7	75,5	1,0	5,3
08/01/2002	24,0	72,75	3,0	7,2
09/01/2002	24,1	71,0	1,3	7,7
10/01/2002	21,7	79,0	0,5	3,8
11/01/2002	21,8	81,5	1,1	0,5
12/01/2002	21,1	89,0	1,1	0,0
13/01/2002	20,6	91,0	0,9	0,0
14/01/2002	21,1	93,25	2,0	0,1
15/01/2002	22,5	84,5	1,1	3,6
16/01/2002	22,6	75,0	1,0	9,7
17/01/2002	21,7	80,25	0,9	4,8
18/01/2002	19,1	93,0	0,7	0,0
19/01/2002	21,1	91,0	0,4	0,0
20/01/2002	23,6	72,5	2,0	10,6
21/01/2002	22,8	74,5	1,1	12,0
22/01/2002	23,2	77,25	2,2	12,1
23/01/2002	24,1	74,75	1,2	4,7
24/01/2002	23,8	85,75	1,1	5,7
25/01/2002	22,8	85,75	1,5	3,1
26/01/2002	21,3	85,0	1,4	2,8
27/01/2002	23,3	80,0	0,8	7,8
28/01/2002	23,4	84,25	1,7	4,4
29/01/2002	24,8	74,25	1,9	9,0
30/01/2002	22,9	84,0	0,8	2,9
31/01/2002	23,3	79,5	2,1	8,6
01/02/2002	23,5	84,0	1,8	6,4
02/02/2002	22,4	89,25	1,6	1,6
03/02/2002	18,9	92,5	0,9	0,0
04/02/2002	21,2	73,75	1,1	7,2
05/02/2002	22,8	76,0	0,7	5,2
06/02/2002	22,7	75,25	1,5	8,0

Quadro 1A–Dados climatológicos necessários para a estimativa da evapotranspiração (continuação)

Data	Temperatura média (°C)	Umidade relativa média (%)	Velocidade do vento (m/s)	Insolação (h)
07/02/2002	22,0	83,5	0,8	2,2
08/02/2002	21,9	88,25	1,2	0,0
09/02/2002	22,7	83,0	1,9	0,8
10/02/2002	22,7	82,25	1,5	1,9
11/02/2002	24,1	73,75	2,4	7,8
12/02/2002	23,2	79,25	1,1	7,2
13/02/2002	22,5	73,75	1,6	11,3
14/02/2002	21,8	73,0	1,9	11,6
15/02/2002	23,4	78,25	2,3	3,4
16/02/2002	23,1	77,5	1,0	5,2
17/02/2002	22,7	88,5	0,4	1,7
18/02/2002	22,2	90,25	1,1	0,0
19/02/2002	20,5	92,25	0,9	0,0
20/02/2002	22,4	88,25	1,6	0,5
21/02/2002	22,8	91,0	1,7	0,0
22/02/2002	23,6	89,25	1,4	2,1
23/02/2002	24,5	80,0	0,7	3,5
24/02/2002	23,5	92,5	0,5	1,5
25/02/2002	23,4	71,0	0,5	8,6
26/02/2002	22,7	82,25	1,0	0,8
27/02/2002	22,7	86,0	0,5	1,2
28/02/2002	23,5	81,0	1,2	4,4

Apêndice B

Quadro 1B - Propriedades físicas de seis amostras da bacia hidrográfica

Amostra	Profundidade	K_o (mm h ⁻¹)	ρ (g cm ⁻³)	ϵ
Primeira	0 - 10	78,3	1,30	0,51
	10 - 20	51,4	1,21	0,54
Segunda	0 - 10	77,1	1,35	0,49
	10 - 20	30,7	1,48	0,44
Terceira	0 - 10	160,1	1,27	0,52
	10 - 20	459,0	1,15	0,57
Quarta	0 - 10	118,6	1,26	0,52
	10 - 20	263,5	1,23	0,54
Quinta	0 - 10	71,2	1,17	0,56
	10 - 20	140,9	1,21	0,54
Sexta	0 - 10	336,2	1,22	0,54
	10 - 20	118,6	1,18	0,55

Quadro 2B - Valores da curva de retenção para as seis amostras retiradas da bacia hidrográfica

Amostra		Tensão (kPa)					
		10	30	100	300	1000	1500
Primeiro ponto	0 - 10 cm	0,376	0,341	0,291	0,257	0,241	0,235
	10 - 20 cm	0,336	0,311	0,265	0,226	0,220	0,217
Segundo ponto	0 - 10 cm	0,325	0,296	0,239	0,201	0,174	0,169
	10 - 20 cm	0,355	0,334	0,268	0,221	0,182	0,178
Terceiro ponto	0 - 10 cm	0,324	0,293	0,241	0,208	0,168	0,164
	10 - 20 cm	0,359	0,299	0,221	0,178	0,152	0,148
Quarto ponto	0 - 10 cm	0,319	0,280	0,227	0,195	0,170	0,165
	10 - 20 cm	0,320	0,264	0,216	0,192	0,161	0,157
Quinto ponto	0 - 10 cm	0,262	0,232	0,195	0,167	0,142	0,139
	10 - 20 cm	0,315	0,265	0,215	0,182	0,155	0,151
Sexto ponto	0 - 10 cm	0,326	0,271	0,221	0,188	0,163	0,160
	10 - 20 cm	0,381	0,308	0,253	0,219	0,184	0,178

Quadro 3B - Análise granulométrica e classe textural de duas amostras obtidas na bacia em estudo

Amostra	Areia grossa	Areia fina dag kg ⁻¹	Silte	Argila	Classe textural
Amostra 1	40	14	21	25	Franco-argilo-arenosa
Amostra 2	48	15	15	22	Franco-argilo-arenosa

Apêndice C

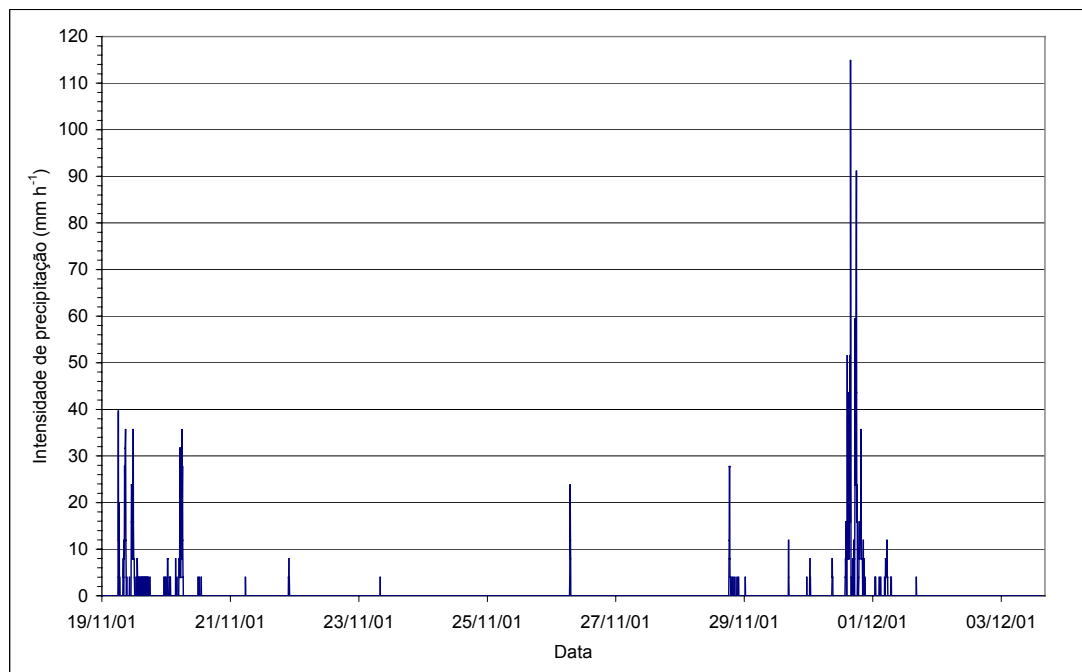


Figura 1C – Precipitações ocorridas na bacia hidrográfica entre os dias 19/11/2001 e 03/12/2001.

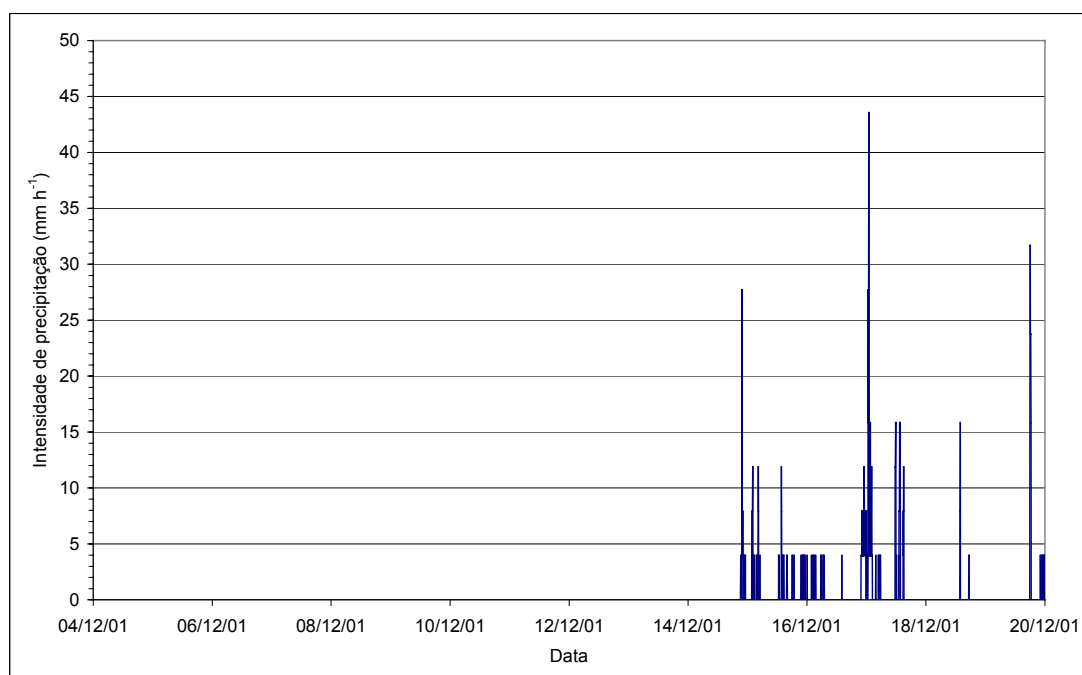


Figura 2C – Precipitações ocorridas na bacia hidrográfica entre os dias 03/12/2001 e 19/12/2001.

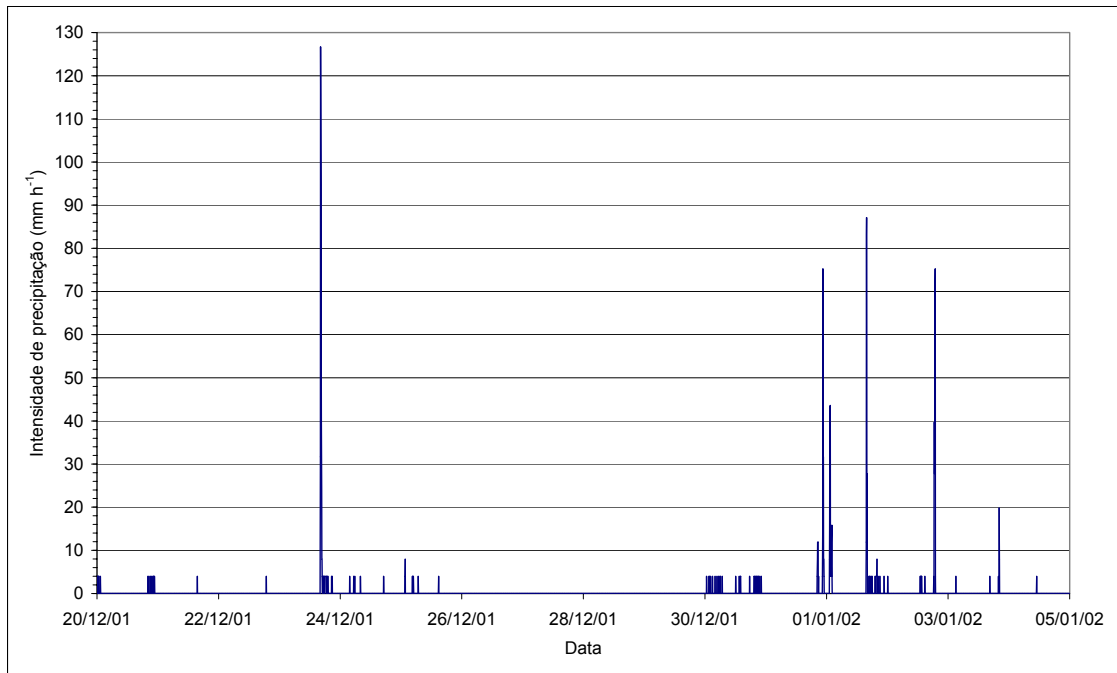


Figura 3C – Precipitações ocorridas na bacia hidrográfica entre os dias 19/12/2001 e 04/01/2002.

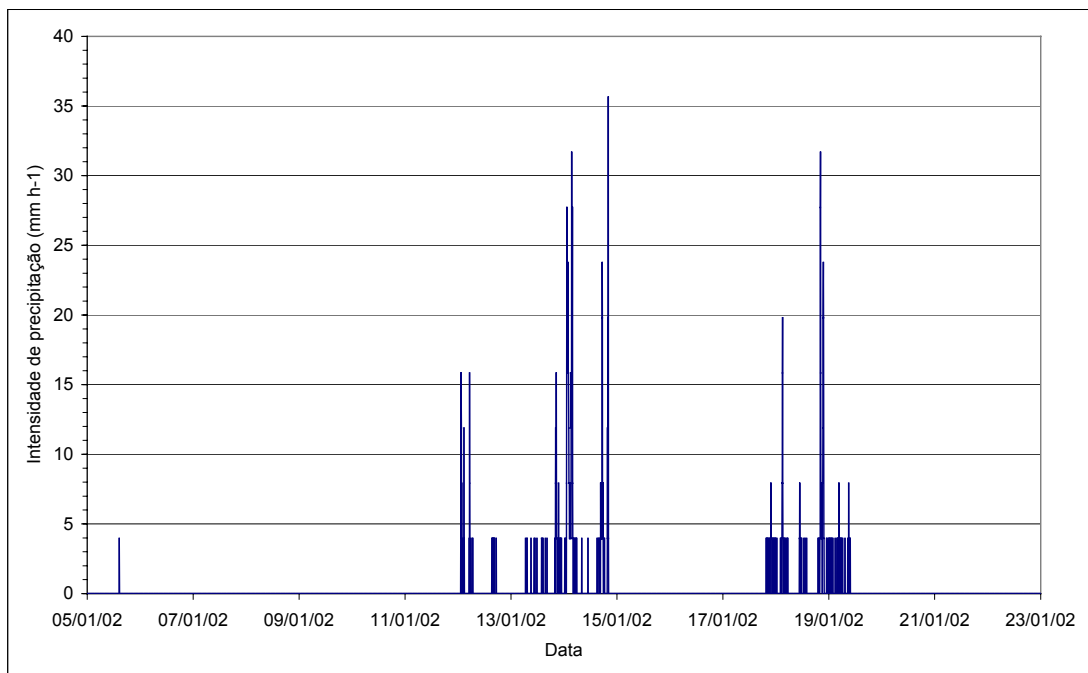


Figura 4C – Precipitações ocorridas na bacia hidrográfica entre os dias 04/01/2002 e 22/01/2002.

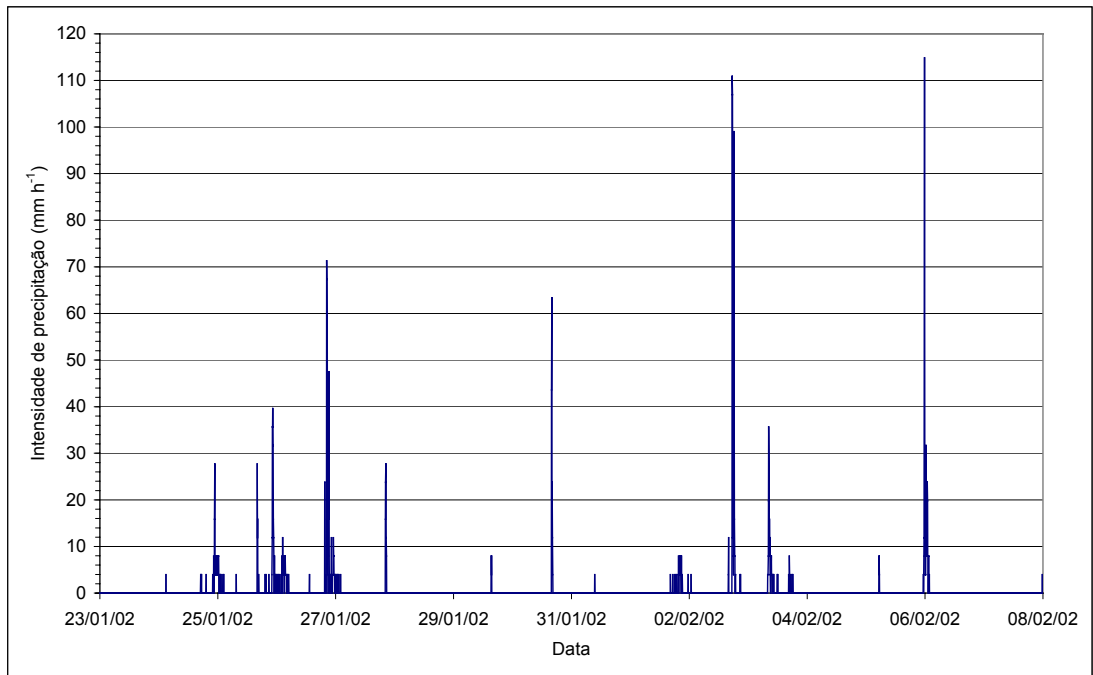


Figura 5C – Precipitações ocorridas na bacia hidrográfica entre os dias 22/01/2002 e 07/02/2002.

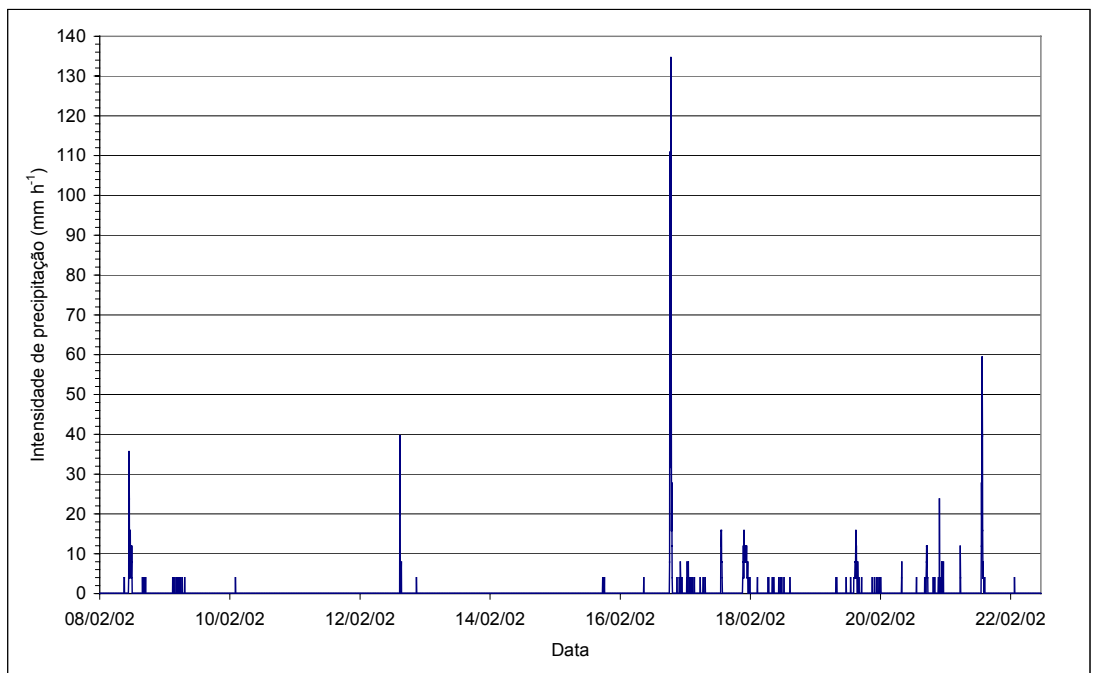


Figura 6C – Precipitações ocorridas na bacia hidrográfica entre os dias 07/02/2002 e 22/02/2002.

Apêndice D

Quadro 1D – Valores do CN para bacias com ocupação agrícola para condições de umidade antecedente AMC II

Uso do solo	Tratamento	Condição hidrológica	Tipo de solo			
			A	B	C	D
Sem cultivo	Fileiras retas		77	86	91	94
		Má	72	81	88	91
Cultivo em fileiras	Fileiras retas	Boa	67	78	85	89
		Má	70	79	84	88
	Com curvas de nível	Boa	65	75	82	86
		Má	66	74	80	82
	Com curvas de nível e terraços	Boa	62	71	78	81
		Má	65	76	84	88
Cultivo em fileiras estreitas	Fileiras retas	Boa	63	75	83	87
		Má	63	74	82	85
	Com curvas de nível	Boa	61	73	81	84
		Má	61	72	79	82
	Com curvas de nível e terraços	Boa	59	70	78	81
		Má	66	77	85	89
Leguminosas em fileiras estreitas	Fileiras retas	Boa	58	72	81	85
		Má	64	75	83	85
	Com curvas de nível	Boa	55	69	78	83
		Má	63	73	80	83
	Com curvas de nível e terraços	Boa	51	67	76	80
		Má	68	79	86	89
Pastagens para pastoreio		Regular	49	69	79	84
		Boa	39	61	74	80
		Má	47	67	81	88
	Com curva de nível	Regular	25	59	75	83
		Boa	6	35	70	79
		Má	45	66	77	83
Floresta		Regular	36	60	73	79
		Boa	25	55	70	77

Fonte: MOCKUS (1972).

Quadro 2D – Classes de umidade antecedente do solo conforme a chuva ocorrida nos cinco dias anteriores à chuva crítica no período de crescimento da cultura

Classes	Chuva ocorrida nos 5 dias anteriores à chuva de projeto (mm)
AMC I	0 – 35
AMC II	35 – 52,5
AMC III	> 52,5

Fonte: TUCCI (2000).

Quadro 3D – Correção de CN para condições iniciais de umidade diferentes da média (AMC II)

Valores médios correspondentes a AMC II	Valores corrigidos para AMC I	Valores corrigidos para AMC III
100	100	100
95	87	98
90	78	96
85	70	94
80	63	91
75	57	88
70	51	85
65	45	82
60	40	78
55	35	74
50	31	70
45	26	65
40	22	60
35	18	55
30	15	50
25	12	43
20	9	37
15	6	30
10	4	22
5	2	13

Fonte: TUCCI (2000).

Apêndice E

Quadro 1E – Valores da lâmina precipitada, da evapotranspiração potencial, do coeficiente Kc, da evapotranspiração real da cultura e das umidades no dia anterior, no dia e após a precipitação

Data	Precipitação (mm)	ETo (mm)	Umidade no dia anterior (cm ³ cm ⁻³)	Kc	ETr (mm)	Umidade no dia (cm ³ cm ⁻³)	Umidade após escoamento (cm ³ cm ⁻³)
19/11/2001	57,7	3,32	0,164	0,000	0,000	0,164	0,306
20/11/2001	29,4	2,89	0,306	0,900	2,601	0,299	0,323
21/11/2001	0,2	4,10	0,323	1,000	4,100	0,313	0,313
22/11/2001	1,7	5,49	0,313	0,941	5,168	0,300	0,302
23/11/2001	0,2	5,90	0,302	0,876	5,169	0,289	0,289
24/11/2001	0,0	8,68	0,289	0,798	6,929	0,272	0,272
25/11/2001	0,0	7,84	0,272	0,695	5,449	0,258	0,258
26/11/2001	5,0	6,58	0,258	0,609	4,006	0,248	0,258
27/11/2001	0,0	9,17	0,258	0,609	5,583	0,244	0,244
28/11/2001	0,0	7,62	0,244	0,522	3,974	0,234	0,234
29/11/2001	9,8	5,45	0,234	0,459	2,499	0,228	0,250
30/11/2001	108,6	4,55	0,250	0,559	2,544	0,249	0,323
01/12/2001	8,6	3,83	0,323	1,000	3,830	0,313	0,323
02/12/2001	0,2	8,55	0,323	1,000	8,550	0,302	0,302
03/12/2001	0,0	7,59	0,302	0,876	6,649	0,285	0,285
04/12/2001	0,0	8,25	0,285	0,776	6,405	0,269	0,269
05/12/2001	0,0	7,32	0,269	0,679	4,969	0,257	0,257
06/12/2001	0,0	6,04	0,257	0,602	3,638	0,248	0,248
07/12/2001	0,0	5,68	0,248	0,546	3,099	0,240	0,240
08/12/2001	0,0	6,96	0,240	0,497	3,459	0,231	0,231
09/12/2001	0,0	7,65	0,231	0,442	3,384	0,223	0,223
10/12/2001	0,0	7,00	0,223	0,388	2,719	0,216	0,216
11/12/2001	0,0	8,67	0,216	0,345	2,989	0,209	0,209
12/12/2001	0,0	9,08	0,209	0,296	2,692	0,202	0,202
13/12/2001	0,0	5,15	0,202	0,253	1,301	0,199	0,199
14/12/2001	7,9	4,99	0,199	0,231	1,155	0,196	0,214
15/12/2001	19,1	4,22	0,214	0,331	1,395	0,211	0,253
16/12/2001	35,8	6,27	0,253	0,578	3,623	0,244	0,323
17/12/2001	15,2	3,59	0,323	1,000	3,590	0,314	0,323
18/12/2001	2,7	6,77	0,323	1,000	6,770	0,306	0,309
19/12/2001	12,2	7,42	0,309	0,918	6,809	0,292	0,321
20/12/2001	4,9	4,97	0,321	0,988	4,912	0,309	0,318
21/12/2001	0,2	4,65	0,318	0,971	4,514	0,307	0,307
22/12/2001	0,2	7,32	0,307	0,906	6,630	0,290	0,290
23/12/2001	54,4	6,30	0,290	0,804	5,067	0,277	0,323
24/12/2001	1,4	3,14	0,323	1,000	3,140	0,315	0,316
25/12/2001	3,2	2,99	0,316	0,959	2,867	0,309	0,313
26/12/2001	0,0	3,20	0,313	0,941	3,012	0,305	0,305
27/12/2001	0,0	3,43	0,305	0,894	3,066	0,297	0,297
28/12/2001	0,0	3,90	0,297	0,846	3,300	0,289	0,289
29/12/2001	0,0	3,53	0,289	0,798	2,818	0,282	0,282
30/12/2001	9,2	3,63	0,282	0,756	2,744	0,275	0,293
31/12/2001	19,1	4,58	0,293	0,822	3,766	0,284	0,323
01/01/2002	42,9	5,18	0,323	1,000	5,180	0,310	0,323
02/01/2002	23,6	4,05	0,323	1,000	4,050	0,313	0,323

Quadro 1E—Valores da lâmina precipitada, da evapotranspiração potencial, do coeficiente Kc, (continuação) da evapotranspiração real da cultura e das umidades no dia anterior, no dia e após a precipitação

Data	Precipitação (mm)	ET _o (mm)	Umidade no dia anterior (cm ³ cm ⁻³)	Kc	ET _r (mm)	Umidade no dia (cm ³ cm ⁻³)	Umidade após escoamento (cm ³ cm ⁻³)
03/01/2002	3,0	6,11	0,323	1,000	6,110	0,308	0,313
04/01/2002	0,2	7,68	0,313	0,941	7,229	0,295	0,295
05/01/2002	0,2	5,99	0,295	0,834	4,997	0,283	0,283
06/01/2002	0,0	8,45	0,283	0,762	6,439	0,267	0,267
07/01/2002	0,0	5,73	0,267	0,664	3,807	0,257	0,257
08/01/2002	0,0	7,87	0,257	0,603	4,743	0,245	0,245
09/01/2002	0,0	6,96	0,245	0,528	3,674	0,236	0,236
10/01/2002	0,0	4,57	0,236	0,471	2,153	0,231	0,231
11/01/2002	0,0	3,62	0,231	0,439	1,591	0,227	0,227
12/01/2002	13,2	3,35	0,227	0,414	1,387	0,224	0,250
13/01/2002	58,7	3,22	0,250	0,559	1,800	0,245	0,323
14/01/2002	21,8	3,93	0,323	1,000	3,930	0,313	0,323
15/01/2002	0,0	4,99	0,323	1,000	4,990	0,311	0,311
16/01/2002	0,0	7,39	0,311	0,929	6,869	0,294	0,294
17/01/2002	20,1	5,24	0,294	0,828	4,340	0,283	0,323
18/01/2002	39,3	2,97	0,323	1,000	2,970	0,316	0,323
19/01/2002	0,0	2,91	0,323	1,000	2,910	0,316	0,316
20/01/2002	0,0	8,57	0,316	0,959	8,218	0,295	0,295
21/01/2002	0,0	8,46	0,295	0,834	7,058	0,277	0,277
22/01/2002	0,0	9,31	0,277	0,726	6,755	0,260	0,260
23/01/2002	0,0	5,61	0,260	0,621	3,485	0,251	0,251
24/01/2002	20,0	5,99	0,251	0,565	3,386	0,243	0,288
25/01/2002	35,3	5,01	0,288	0,792	3,969	0,278	0,323
26/01/2002	48,0	4,67	0,323	1,000	4,670	0,311	0,323
27/01/2002	8,9	6,58	0,323	1,000	6,580	0,307	0,323
28/01/2002	0,0	5,72	0,323	1,000	5,720	0,309	0,309
29/01/2002	1,6	7,95	0,309	0,918	7,295	0,291	0,292
30/01/2002	13,2	4,45	0,292	0,816	3,632	0,283	0,314
31/01/2002	0,2	7,74	0,314	0,947	7,331	0,296	0,296
01/02/2002	10,3	6,65	0,296	0,840	5,588	0,282	0,304
02/02/2002	56,8	4,35	0,304	0,888	3,863	0,294	0,323
03/02/2002	22,1	3,01	0,323	1,000	3,010	0,315	0,323
04/02/2002	0,0	6,11	0,323	1,000	6,110	0,308	0,308
05/02/2002	42,2	5,25	0,308	0,912	4,787	0,296	0,323
06/02/2002	0,0	6,92	0,323	1,000	6,920	0,306	0,306
07/02/2002	0,0	4,01	0,306	0,900	3,608	0,297	0,297
08/02/2002	18,1	3,35	0,297	0,846	2,835	0,290	0,323
09/02/2002	4,6	4,17	0,323	1,000	4,170	0,313	0,323
10/02/2002	0,2	4,40	0,323	1,000	4,400	0,312	0,312
11/02/2002	0,0	7,56	0,312	0,935	7,071	0,294	0,294
12/02/2002	7,1	6,38	0,294	0,828	5,284	0,281	0,296
13/02/2002	0,0	8,22	0,296	0,840	6,907	0,279	0,279
14/02/2002	0,0	8,39	0,279	0,738	6,189	0,264	0,264
15/02/2002	1,0	5,52	0,264	0,646	3,565	0,255	0,255
16/02/2002	56,6	5,36	0,255	0,590	3,164	0,245	0,323