

MODELAGEM HIDROLÓGICA EM MICROBACIA HIDROGRÁFICA  
DA BACIA DO RIO PARAÍBA DO SUL

**SIDNEY SÁRA ZANETTI**

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO NORTE FLUMINENSE  
DARCY RIBEIRO

CAMPOS DOS GOYTACAZES – RJ  
JUNHO – 2007

MODELAGEM HIDROLÓGICA EM MICROBACIA HIDROGRÁFICA  
DA BACIA DO RIO PARAÍBA DO SUL

**SIDNEY SÁRA ZANETTI**

“Tese apresentada ao Centro de Ciências e  
Tecnologias Agropecuárias da Universidade  
Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro,  
como parte das exigências para obtenção do  
título de Doutor em Produção Vegetal”

Orientador: Prof. Elias Fernandes de Sousa

CAMPOS DOS GOYTACAZES – RJ  
JUNHO – 2007

## FICHA CATALOGRÁFICA

Preparada pela Biblioteca do CCTA / UENF 027/2007

Zanetti, Sidney Sára

Modelagem hidrológica em microbacia hidrográfica da bacia do rio Paraíba do Sul / Sidney Sára Zanetti. – 2007.  
135 f. : il.

Orientador: Elias Fernandes de Sousa

Tese (Doutorado em Produção Vegetal) – Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro, Centro de Ciências e Tecnologias Agropecuárias. Campos dos Goytacazes, RJ, 2007.  
Bibliografia: f. 112 – 121.

1. Simulação por computador 2. Recurso hídrico 3. Simulação hidrológica 4. Escoamento superficial 5. Hidrologia I. Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro. Centro de Ciências e Tecnologias Agropecuárias. II. Título.

CDD– 551.483

MODELAGEM HIDROLÓGICA EM MICROBACIA HIDROGRÁFICA  
DA BACIA DO RIO PARAÍBA DO SUL

**SIDNEY SÁRA ZANETTI**

“Tese apresentada ao Centro de Ciências e  
Tecnologias Agropecuárias da Universidade  
Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro,  
como parte das exigências para obtenção do  
título de Doutor em Produção Vegetal”

Aprovada em 22 de junho de 2007

Comissão Examinadora:

---

Prof. Salassier Bernardo (*Ph. D.*, Engenharia de Irrigação) – UENF

---

Prof<sup>a</sup>. Maria da Glória Alves (*D. Sc.*, Geologia) – UENF

---

Dr. José Márcio Alves da Silva (*D. Sc.*, Engenharia Agrícola) – UFV

---

Prof. Elias Fernandes de Sousa (*D. Sc.*, Produção Vegetal) – UENF  
Orientador

*“Estudar as manifestações da natureza é trabalho que agrada a Deus. É o mesmo que rezar, que orar. Procurando conhecer as leis naturais, glorificando o primeiro inventor, o artista do Universo, se aprende a amá-lo, pois que um grande amor a Deus nasce de um grande saber.”*

*Leonardo da Vinci*

## AGRADECIMENTO

A Deus.

Aos meus pais, Benedito Zanetti e Gertrudes Sára Zanetti, pelo apoio, incentivo e confiança.

À minha noiva Danieli, pela paciência, apoio e compreensão.

À Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro, pela oportunidade de realizar este curso.

Ao CNPq, pela bolsa de estudo concedida e pelo financiamento do projeto de pesquisa que originou esta tese (Edital CT-Hidro nº. 01/2003).

Aos professores Elias Fernandes de Sousa, Frederico Terra de Almeida e José Marcio Alves da Silva pelos valiosos conselhos e colaboração durante este curso de doutoramento.

Ao professor e amigo Vicente de Paulo Santos de Oliveira pela cumplicidade, incentivo e cooperação indispensável ao desenvolvimento deste trabalho.

Aos demais professores e colegas componentes do projeto CT-Hidro, pela boa vontade na formação do nosso grupo de pesquisa.

Ao Sr. José Ferreira, proprietário da área experimental, e ao seu funcionário Paulinho, pela enorme boa vontade e colaboração com este trabalho.

Aos amigos Takeshi, Guilherme, Elton e André pelo excelente convívio nesses anos de república.

A todos que, de alguma forma, contribuíram na realização deste trabalho.

## SUMÁRIO

	Página
LISTA DE SÍMBOLOS .....	vii
RESUMO .....	x
ABSTRACT .....	xii
1. INTRODUÇÃO .....	1
2. REVISÃO DE LITERATURA .....	4
2.1. O ciclo hidrológico e o escoamento superficial .....	4
2.2. Infiltração da água no solo .....	6
2.2.1. Aplicabilidade dos métodos de estimação dos parâmetros do modelo de Green-Ampt e Green-Ampt modificado por Mein e Larson .....	13
2.3. Modelagem hidrológica .....	15
2.4. Histórico dos modelos hidrológicos .....	17
2.5. Principais modelos usados para estimar o escoamento superficial .....	19
2.5.1. Método Racional .....	19
2.5.2. Método do Balanço de Água na Superfície do Solo .....	20
2.5.3. Método do Número da Curva .....	20
2.5.4. Modelo para obtenção do hidrograma de escoamento superficial em áreas agrícolas .....	21
2.5.5. Modelo para obtenção do hidrograma de escoamento superficial ao longo de uma bacia hidrográfica .....	22

2.5.6. HidroBacia.....	23
2.5.7. AGNPS – <i>Agricultural Non-Point Source Pollution Model</i> .....	24
2.5.8. CASC2D – <i>Cascade Two-Dimensions</i> .....	25
2.5.9. HMS – <i>Hydrologic Model System</i> .....	26
2.5.10. KINEROS – <i>Kinematic Runoff and Erosion Model</i> .....	26
2.5.11. SWAT – <i>Soil and Water Assessment Tool</i> .....	28
2.5.12. TOPMODEL – <i>Topography Based Hydrological Model</i> .....	29
2.5.13. WEPP – <i>Water Erosion Prediction Project</i> .....	30
2.6. Uso de sistemas de informações geográficas em estudos hidrológicos .....	32
3. MATERIAL E MÉTODOS .....	37
3.1. Modelo hidrológico para estimação do escoamento superficial .....	38
3.1.1. Solução das equações do modelo de ondas cinemáticas .....	43
3.2. Monitoramento da vazão do curso d’água .....	47
3.3. Monitoramento dos elementos climáticos .....	49
3.4. Obtenção das imagens temáticas utilizadas nas simulações .....	52
3.4.1. Imagens referentes às características físicas da cobertura vegetal .....	54
3.4.2. Imagens referentes às características físicas do solo .....	57
3.4.3. Simulações desconsiderando a área de contribuição dos terraços e estradas em nível.....	63
3.4.4. Combinações dos parâmetros de entrada do modelo de Green-Ampt modificado por Mein e Larson.....	64
3.5. Comparação do HidroBacia com outros modelos.....	65
3.5.1. Método Racional .....	66
3.5.2. Método do Número da Curva .....	69
3.6. Avaliação dos resultados .....	71
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	74
4.1. Imagens temáticas utilizadas nas simulações .....	75
4.1.1. Imagens com as características físicas do solo .....	77
4.2. Resultados das simulações considerando-se a área total da bacia.....	82
4.3. Resultados desconsiderando-se as áreas de contribuição dos terraços e estradas em nível .....	93
4.4. Resultados dos métodos Racional e Número da Curva .....	105
5. RESUMO E CONCLUSÕES .....	109



REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	112
APÊNDICE A .....	123
APÊNDICE B .....	127
APÊNDICE C .....	131

## LISTA DE SÍMBOLOS

$A_c$	= área da célula, $m^2$ ;
$A_d$	= área de drenagem da bacia hidrográfica, ha;
$A_g$	= teor de argila no solo, decimal;
AMC	= condição de umidade antecedente, adimensional;
$A_r$	= teor de areia no solo, porcentagem ou decimal;
ARM	= lâmina de armazenamento da água sobre a superfície do solo, mm;
$C$	= coeficiente de escoamento superficial, adimensional;
$c$	= índice de confiança, adimensional;
$c'$	= índice de confiança modificado, adimensional;
CC	= umidade do solo na capacidade de campo, $cm^3 cm^{-3}$ ;
$d$	= índice de concordância, adimensional;
$d'$	= índice de concordância modificado, adimensional;
$D_{12}$	= distância entre os centros das células consideradas, m;
$d_p$	= densidade de partícula, $g cm^{-3}$ ;
$d_s$	= densidade do solo, $g cm^{-3}$ ;
$E$	= coeficiente de confiança, adimensional;
$E'$	= coeficiente de confiança modificado, adimensional;
EAM	= erro absoluto médio, unidade da variável em análise;
EAPM	= erro absoluto percentual médio, porcentagem;
$E_i$	= valor estimado pelo modelo, unidade da variável em análise;
$ET_{o(j)}$	= evapotranspiração de referência no dia j, mm;
$ET_{r(j)}$	= evapotranspiração real da cultura no dia j, mm;

H	= carga hidráulica sobre o vertedor, m;
h	= lâmina de escoamento superficial, m;
H <sub>r</sub>	= desnível entre o ponto mais remoto da bacia e a seção de deságüe, m;
I	= infiltração de água acumulada no solo, mm;
ICV	= lâmina máxima de interceptação pela cobertura vegetal, mm;
i <sub>i</sub>	= intensidade de precipitação, mm h <sup>-1</sup> ;
i <sub>m</sub>	= intensidade máxima média de precipitação, mm h <sup>-1</sup> ;
K, a, b, c	= parâmetros de ajuste da equação de chuvas intensas;
K <sub>c</sub>	= coeficiente da cultura, adimensional;
K <sub>r</sub>	= condutividade hidráulica relativa, adimensional;
K <sub>s</sub>	= condutividade hidráulica do solo saturado, mm h <sup>-1</sup> ;
K <sub>s(j)</sub>	= coeficiente de umidade do solo no dia j, adimensional;
K <sub>w</sub>	= condutividade hidráulica do solo na zona de transmissão, mm h <sup>-1</sup> ;
LES	= lâmina de escoamento superficial, mm;
L <sub>t</sub>	= comprimento do talvegue, km;
L <sub>t<sub>i</sub></sub>	= distância percorrida pela água no trecho considerado, km;
n	= coeficiente de rugosidade do terreno, s m <sup>-1/3</sup> ;
NC	= número da curva, adimensional;
num	= número de trechos que compõem o comprimento do talvegue;
O <sub>i</sub>	= valor observado experimentalmente, unidade da variável em análise;
$\bar{O}$	= média dos valores observados experimentalmente, unidade da variável em análise;
P	= probabilidade de significância do teste F, adimensional;
P <sub>(j)</sub>	= precipitação ocorrida no dia j, mm;
PMP	= umidade do solo no ponto de murcha permanente, cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> ;
PT	= precipitação total, mm;
q	= vazão por unidade de largura na direção do escoamento, m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> ;
q <sub>ES</sub>	= taxa de ocorrência do escoamento superficial, m s <sup>-1</sup> ;
Q <sub>máx</sub>	= vazão máxima de escoamento superficial, L s <sup>-1</sup> ;
r <sup>2</sup>	= coeficiente de determinação, adimensional;
REQM	= raiz do erro quadrado médio, unidade da variável em análise;
RR	= rugosidade randômica do terreno, mm;
S	= declividade do terreno, %;
S <sub>0</sub>	= declividade da superfície do solo, m m <sup>-1</sup> ;

$S_f$	= declividade da linha de energia, $m\ m^{-1}$ ;
$S_p$	= lâmina de infiltração potencial, mm;
$St$	= porcentagem de silte no solo;
$St_i$	= velocidade média do escoamento no trecho considerado, $m\ s^{-1}$ ;
$t$	= duração da precipitação, min; ou tempo, s;
$T$	= período de retorno, anos;
$t_c$	= tempo de concentração da bacia hidrográfica, min;
$T_i$	= taxa de infiltração de água no solo, $mm\ h^{-1}$ ;
$t_{i(ARM)}$	= tempo referente ao início do empoçamento da água sobre a superfície do solo, min;
$t_{ICV}$	= duração da interceptação pela cobertura vegetal, min;
$T_{ie}$	= taxa de infiltração estável, $mm\ h^{-1}$ ;
$t_{PRE}$	= tempo em que toda a capacidade de armazenamento de água sobre a superfície do solo é preenchida; min;
$x$	= direção do escoamento, m;
$z$	= profundidade efetiva do solo, mm;
$Z_1$	= cota da célula considerada, m;
$Z_2$	= cota da célula para a qual ocorre o escoamento, m;
$\alpha, \beta$	= parâmetros obtidos a partir da equação de Manning, cujos valores dependem da declividade e rugosidade do terreno, adimensionais;
$\theta_{i(j)}$	= umidade inicial do solo no dia j, $cm^3\ cm^{-3}$ ;
$\theta_{f(j-1)}$	= umidade do solo no final do dia anterior (j-1), $cm^3\ cm^{-3}$ ;
$\lambda$	= índice de distribuição de tamanho de poros, adimensional;
$\phi$	= porosidade total do solo, $cm^3\ cm^{-3}$ ;
$\psi$	= potencial matricial, cm;
$\theta(\psi)$	= umidade do solo referente ao potencial matricial $\psi$ , $cm^3\ cm^{-3}$ ;
$\psi_b$	= potencial matricial de entrada de ar, cm;
$\psi_f$	= potencial matricial do solo na frente de umedecimento, mm;
$\theta_i$	= umidade do solo no início do processo de infiltração, $cm^3\ cm^{-3}$ ;
$\phi_{macro}$	= macroporosidade do solo, $cm^3\ cm^{-3}$ ;
$\theta_r$	= umidade residual do solo, $cm^3\ cm^{-3}$ ;
$\theta_s$	= umidade do solo saturado, $cm^3\ cm^{-3}$ ; e
$\theta_w$	= umidade do solo na zona de transmissão, $cm^3\ cm^{-3}$ .

## RESUMO

ZANETTI, Sidney Sára, *D. Sc.*; Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro; Junho de 2007. Modelagem hidrológica em microbacia hidrográfica da bacia do rio Paraíba do Sul. Orientador: Elias Fernandes de Sousa. Co-orientadores: Frederico Terra de Almeida e José Márcio Alves da Silva.

O presente trabalho consistiu na modelagem hidrológica de uma microbacia hidrográfica utilizando o modelo HidroBacia. A aplicação do modelo foi viabilizada pela montagem de uma estrutura de coleta de dados numa microbacia hidrográfica experimental localizada na bacia do rio Paraíba do Sul, município de Varre-Sai, RJ. No HidroBacia, o processo de infiltração da água no solo é representado por meio da equação de Green-Ampt modificada por Mein e Larson. Dentre os parâmetros desta equação, o potencial matricial na frente de umedecimento, a condutividade hidráulica e a umidade do solo na zona de transmissão foram obtidos utilizando-se diversos métodos apresentados na literatura. Desta forma, foram preparadas e testadas 36 combinações de dados de entrada, visando a identificar as que apresentam melhor desempenho nas simulações do hidrograma de escoamento superficial com o modelo. Os dados da bacia hidrográfica foram obtidos a partir do levantamento das características físicas do solo, da cobertura vegetal e da topografia, os quais foram inseridos no modelo na forma de imagens, considerando-se a distribuição espacial dos mesmos. O modelo necessitou ainda das imagens relativas ao modelo digital de elevação do terreno, às direções de escoamento e à rede de drenagem, obtidos a

partir do processamento dos dados topográficos usando-se ferramentas computacionais baseadas em sistemas de informações geográficas. A bacia foi monitorada no período de janeiro de 2005 a maio de 2006. Dentre os eventos de chuva-vazão registrados neste período, foram selecionados os 14 mais relevantes para realização das simulações. Das 36 combinações de dados de entrada testadas, seis apresentaram melhor desempenho na estimação dos hidrogramas. Nestas, o potencial matricial na frente de umedecimento foi estimado usando-se a equação proposta por Rawls e Brakensiek (1983) ou a equação proposta por Cecílio (2005). A primeira somente apresentou melhor desempenho quando associada com a condutividade hidráulica na zona de transmissão considerada igual à taxa de infiltração estável ou metade dela, associada, ainda, com a umidade do solo na zona de transmissão igual a 80 ou 85% da umidade do solo saturado, enquanto a segunda apresentou melhor desempenho somente quando associada com a condutividade hidráulica na zona de transmissão considerada igual à taxa de infiltração estável, associada, ainda, com a umidade do solo na zona de transmissão igual a 80 ou 85% da umidade do solo saturado. Os métodos Racional e Número da Curva superestimaram a vazão máxima e a lâmina de escoamento superficial. As estimativas destes métodos superaram até as maiores superestimativas obtidas nas simulações com o HidroBacia. O HidroBacia apresentou, inicialmente, balanço de massa desequilibrado em suas simulações. Após a substituição do método usado na solução das equações do modelo de ondas cinemáticas e vários outros ajustes implementados no programa computacional, o balanço de massa do modelo foi ajustado, passando a gerar estimativas coerentes. O modelo HidroBacia ainda necessita de aprimoramentos, juntamente com análises de sensibilidade, visando a identificar possíveis incompatibilidades entre os dados de entrada e os respectivos resultados das simulações, uma vez que o modelo apresentou resultados incoerentes em algumas situações.

## ABSTRACT

ZANETTI, Sidney Sára, *D. Sc.*; Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro; June 2007. Hydrologic modeling on a small watershed from Paraiba do Sul river basin. Advisor: Elias Fernandes de Sousa. Counsellors: Prof. Frederico Terra de Almeida and José Márcio Alves da Silva.

This work consisted of the hydrologic modeling of a small watershed using the HidroBacia model. The use of this model was able through the construction of a data collecting structure on an experimental watershed located on Paraiba do Sul river basin, at the county of Varre-Sai, RJ. Soil water infiltration process is represented by means of the Green-Ampt equation, modified by Mein and Larson, on this model. Among the equation parameters, matric potential in the wetting front, hydraulic conductivity and soil moisture on the “field saturation” were obtained using different methods based on previous scientific literature. Thirty six input data combinations were tested in order to identify those that showed better performance on the runoff hydrograph simulations with the model. The watershed data were obtained from the survey of the soil physical characteristics, vegetable coverage and topography and inserted on the model in the form of images, considering their spatial distribution. The model also needed the images to be related with the digital model of ground elevation, flow directions and drainage system, obtained from the topographical data processing using computational tools based on geographic information systems. Watershed evaluations were performed from January 2005 until May 2006. Between the rainfall-runoff events

registered during this period the most relevant (14) of them were selected to perform the simulations. Six of 36 input data combinations tested, showed better performance on the hydrograph estimations. On these combinations, matric potential in the wetting front was estimated using the equation proposed by Rawls and Brakensiek (1983) or the one proposed by Cecilio (2005). The first one showed better performance only when associated with the hydraulic conductivity on the “field saturation” considered equal to the infiltration rate after long time of wetting or the half of it, associated with soil moisture, on the “field saturation”, equal to 80 or 85 % of the saturated soil moisture. The second one showed better performance only when associated with hydraulic conductivity, on the “field saturation”, considered equal to the infiltration rate after long time of wetting, associated with soil moisture on the “field saturation” equal to 80 or 85 % of the saturated soil moisture. The Rational and Curve Number methods, overestimate maximum outflow and runoff depth. These methods estimations overcome even the highest overestimations obtained on simulations with HidroBacia. Initially, HidroBacia showed unstable equilibrium of mass balance on its simulations. After substitution of the method used on the solving equations of the kinematic wave model and some other settlements on the software, mass balance of the model was fitted, resulting in coherent estimations as a result. The HidroBacia model still needs more settlements, as well as sensibility analysis in order to identify incompatibilities between input data and the simulation results once the model showed incoherent results under certain situations.



## 1. INTRODUÇÃO

A compreensão dos processos hidrológicos é fundamental em estudos ambientais, na gestão dos recursos hídricos e em projetos de obras hidráulicas. O tempo em que a água permanece nas diversas partes da hidrosfera influencia, entre outros, a disponibilidade hídrica, a ocorrência de inundações e a dinâmica de elementos, nutrientes e poluentes. A importância dessas inter-relações é responsável pelo crescente interesse em estudos hidrológicos. Neste contexto, a modelagem hidrológica é utilizada como ferramenta para obter conhecimento mais aprofundado a respeito dos fenômenos físicos envolvidos e na previsão de cenários (Moraes, 2003).

Uma das maiores vantagens da utilização dos modelos de simulação está associada ao seu baixo custo. Na maioria das aplicações, o custo para executar um programa computacional é muitas ordens de magnitude menor do que o correspondente custo relativo à investigação experimental. Este aspecto adquire maior importância à medida que o problema real estudado apresenta dimensões e complexidade elevadas, como em uma bacia hidrográfica, além dos custos operacionais mais elevados relativos às pesquisas de campo. Segundo Pessoa et al. (1997), a vantagem do baixo custo, entretanto, não elimina a necessidade da pesquisa de campo, mas auxilia na realização de experimentos que, certamente, trarão maior quantidade de informações novas e relevantes ao conhecimento científico.

Uma das grandes dificuldades para o adequado planejamento e manejo integrado dos recursos hídricos diz respeito à falta de métodos que permitam estimar o efeito dos diversos fatores que interferem no processo de produção de escoamento superficial, tendo em vista o fato de que os métodos desenvolvidos no exterior apresentam limitações quanto ao seu uso para as condições edafoclimáticas brasileiras.

Visando a obter um modelo mais representativo das condições brasileiras, Silva (2002) desenvolveu um método, bem como um programa computacional (HidroBacia), que permitem a realização 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 agrícola, considerando os diversos processos envolvidos no ciclo hidrológico.

O modelo HidroBacia, apesar de todo o seu potencial, foi desenvolvido e calibrado com dados de uma microbacia hidrográfica com apenas 3,99 ha e cobertura vegetal homogênea (pastagem), sendo considerados uniformes os parâmetros de entrada. Além disso, o período de monitoramento da bacia foi muito reduzido, sendo analisados somente quatro hidrogramas. Devido a estas limitações, Silva (2002) sugere a continuidade dos estudos envolvendo o HidroBacia, utilizando-se, também, outras bacias hidrográficas. Em tais estudos, Silva (2002) recomenda que sejam realizadas mais coletas de dados amostrais, de forma que se possa considerar a variabilidade espacial dos parâmetros de entrada do modelo. Recomenda, ainda, o acompanhamento periódico da umidade do solo da bacia hidrográfica, de forma que se possa realizar uma correção do valor estimado no modelo de balanço hídrico.

Diante da necessidade de testes e aprimoramento do modelo HidroBacia, desenvolveu-se este trabalho com os seguintes objetivos:

- Montar uma estrutura de monitoramento de dados destinados à modelagem hidrológica numa microbacia hidrográfica, visando a consolidar uma linha de pesquisa sobre recursos hídricos na Universidade Estadual do Norte Fluminense;
- Testar e aprimorar o modelo hidrológico desenvolvido por Silva (2002) – HidroBacia – por meio de simulações do balanço hídrico e do hidrograma de escoamento superficial em uma microbacia hidrográfica experimental;
- e

- Testar o desempenho de diferentes formas de obtenção dos parâmetros da equação de Green-Ampt modificada por Mein e Larson, bem como testar diferentes combinações destes parâmetros usando o modelo HidroBacia, visando a identificar as opções que proporcionam as melhores estimativas da infiltração da água no solo e, conseqüentemente, do hidrograma de escoamento superficial na bacia hidrográfica experimental.

## **2. REVISÃO DE LITERATURA**

### **2.1. O ciclo hidrológico e o escoamento superficial**

De acordo com Goldenfum e Tucci (1996), o ciclo hidrológico (Figura 1) é o fenômeno global de circulação fechada da água entre a superfície terrestre e a atmosfera, impulsionado principalmente pela energia solar, associada à gravidade e à rotação terrestre. É o elemento fundamental da hidrologia, representando a água em fases distintas e independentes, desde a ocorrência de precipitações até seu retorno à atmosfera sob a forma de vapor.

O escoamento superficial é o processo que corresponde ao componente do ciclo hidrológico referente ao deslocamento da água sobre a superfície do solo (Figura 1).

Quando ocorre precipitação numa área com cobertura vegetal, uma parte do volume total precipitado é interceptada pela vegetação e o restante atinge a superfície do solo. No momento em que a intensidade de precipitação supera a taxa de infiltração da água no solo, a água começa a preencher as depressões existentes em sua superfície e, na seqüência, ocorre o escoamento superficial (Linsley et al., 1975; Mohamoud et al., 1990).

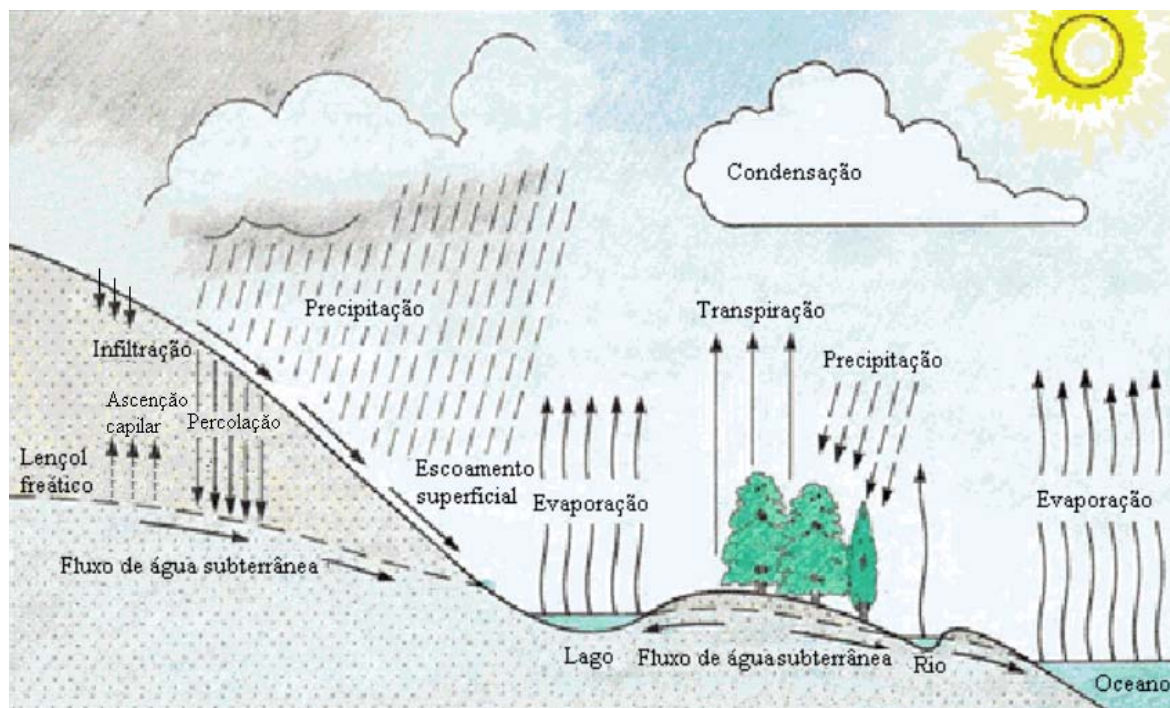


Figura 1 – Esquema representativo dos componentes do ciclo hidrológico.

De acordo com Pruski et al. (2003), todos os fatores que influenciam a taxa de infiltração da água no solo interferem, também, no escoamento superficial resultante. O escoamento superficial varia em função de uma série de fatores, podendo ser classificados em agroclimáticos e fisiográficos. Dentre os fatores agroclimáticos, destacam-se a intensidade e duração da precipitação, a cobertura e os tipos de uso do solo, e a evapotranspiração. Os fatores fisiográficos englobam a área, declividade e forma da bacia, tipo de solo, topografia, rede de drenagem e obras hidráulicas presentes na bacia hidrográfica.

Estimativas dos valores máximos de escoamento superficial são necessárias tanto em bacias hidrográficas com ocupação agrícola quanto em bacias urbanas (Bonta e Rao, 1992). Informações sobre o volume máximo de escoamento superficial são necessárias em estudos de manejo da água e solo para determinar a eficiência dos métodos de preparo e manejo do solo e no planejamento de irrigação suplementar (Pathak et al., 1989). Eles também são usados em projetos de obras hidráulicas como barragens, canais e estruturas destinadas ao controle da erosão. De acordo com Schuwab et al. (1981), se o objetivo for armazenar o escoamento superficial, o conhecimento do volume total de escoamento é suficiente; mas, se o problema for transportar o excesso de água de um lugar para outro, é necessário informações sobre a vazão de

escoamento, especialmente a vazão referente a um determinado período de retorno.

O escoamento superficial é o principal processo associado à erosão hídrica. Esta promove o transporte de partículas do solo em suspensão, fertilizantes químicos, matéria orgânica, sementes e agrotóxicos que, além de causarem prejuízos diretos à produção agropecuária, também podem causar a poluição dos cursos d'água (Braga, 2000).

Periodicamente, milhões de toneladas de solo erodido, transportados pelo escoamento superficial, são depositados em rios, lagos e reservatórios. Além da condução de alta carga de sedimentos, o carreamento de nutrientes para os mananciais pode estimular o crescimento de algas e acelerar a eutrofização dos mesmos. 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 do escoamento superficial são importantes para se verificar o risco da ocorrência de erosão (Young et al., 2002) e, ou, de enchentes.

Dados de escoamento e perda de solo são freqüentemente obtidos em parcelas experimentais, as quais não consideram a influência topográfica e de superfície na produção de escoamento e sedimentos. 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).

O escoamento superficial pode ser estimado por métodos empíricos, de uso generalizado em estudos hidrológicos, e por meio da modelagem hidrológica, realizada a partir de fundamentos físicos. No item 2.5 são descritos vários métodos e modelos destinados à estimativa do escoamento superficial.

## **2.2. Infiltração da água no solo**

Infiltração é a passagem da água da superfície para o interior do solo. O conhecimento do processo de infiltração é de fundamental importância para o manejo e conservação do solo e da água. Isto se deve por ser a infiltração determinante na ocorrência do escoamento superficial (Brandão et al., 2006).

O processo de infiltração é muito complexo, mesmo quando o solo é considerado homogêneo e com umidade inicial uniforme. Geralmente, quando ocorre uma precipitação, existe um período inicial durante o qual toda a precipitação se infiltra no solo. Durante este período, a capacidade de infiltração da água no solo se reduz gradativamente, até se tornar menor que a intensidade de precipitação. A partir deste momento, a água começa a se acumular sobre a superfície do solo, podendo ocorrer o escoamento superficial (Mein e Larson, 1973).

A infiltração da água no solo pode ser representada por modelos teóricos e, ou, empíricos. Dentre os modelos existentes, o modelo teórico de Green-Ampt (Green e Ampt, 1911) se destaca dos demais por se basear numa análise física do processo, exprimindo a infiltração em função de parâmetros físicos do solo, conforme apresentado na equação:

$$T_i = K_s \left[ 1 + \psi_f \frac{(\theta_s - \theta_i)}{I} \right] \quad (1)$$

em que

$T_i$  = taxa de infiltração de água no solo,  $\text{mm h}^{-1}$ ;

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

$\psi_f$  = potencial matricial do solo na frente de umedecimento, mm;

$\theta_s$  = umidade do solo saturado,  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ;

$\theta_i$  = umidade do solo no início do processo de infiltração,  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ; e

$I$  = infiltração acumulada, mm.

O modelo de Green-Ampt foi derivado da equação de Darcy, sendo desenvolvido para estimar a infiltração de água em solos homogêneos. Este modelo considera que, durante o processo de infiltração, existe uma carga hidráulica ( $H_0$ ) constante na superfície do solo e uma frente de umedecimento bem nítida, acima da qual o solo se encontra uniformemente saturado, com condutividade hidráulica  $K_s$ , e que o potencial matricial ( $\psi_f$ ) nesta frente permanece igual ao valor do potencial matricial antes da infiltração. Foi assumido, também, que a água penetra no solo abruptamente, o que resulta na formação de duas regiões bem definidas, sendo a primeira com umidade equivalente ao solo

saturado ( $\theta_s$ ) e a segunda com umidade igual à que possuía antes do início do processo ( $\theta_i$ ), o que caracteriza o denominado movimento tipo pistão, conforme apresentado na Figura 2.

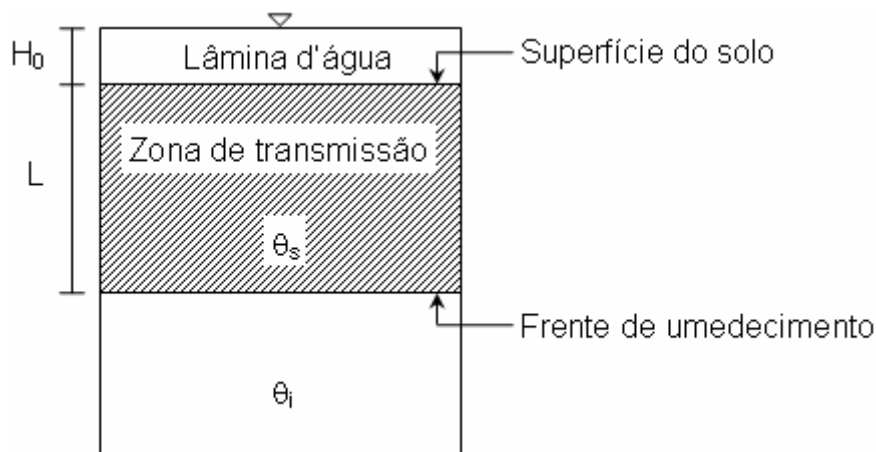


Figura 2 – Esquema representativo da infiltração conforme pressuposições do modelo de Green-Ampt.

Mein e Larson (1973) modificaram o modelo de Green-Ampt de modo que este pudesse ser aplicado também no período de tempo durante o qual não ocorre o empocamento de água sobre a superfície do solo. Desta forma, o modelo desenvolvido, denominado modelo de Green-Ampt modificado por Mein e Larson (GAML), passou a ser aplicável para as condições típicas de infiltração durante a ocorrência de precipitação.

A equação encontrada por Mein e Larson (1973) é idêntica à equação original proposta por Green e Ampt, embora tenham utilizado condições diferentes na derivação do novo modelo.

Por apresentar a mesma simplicidade física do modelo de Green-Ampt, o modelo de GAML passou a ser amplamente utilizado na estimação da infiltração, sendo incorporado em modelos matemáticos e computacionais, baseados em processos e destinados, dentre outras aplicações, à modelagem hidrológica (Ogden, 1997; Arnold et al., 1998; Silva, 2002).

Para estimar a  $T_i$  usando os modelos de Green-Ampt ou de GAML, é necessário dispor dos valores de  $K_s$ ,  $\theta_s$  e  $\psi_f$ . Porém, a determinação destes parâmetros é de difícil obtenção, podendo não fornecer valores confiáveis. A



utilização destes nos modelos pode não refletir a realidade física do processo de infiltração, levando a resultados duvidosos (Brandão et al., 2006).

Na concepção dos modelos de Green-Ampt e de GAML, presume-se que a região acima da frente de umedecimento se encontra saturada, entretanto, devido à possibilidade de ocorrência do fenômeno de aprisionamento de ar nos poros do solo, a umidade de saturação ( $\theta_s$ ) pode não ser atingida. Sendo assim, a máxima umidade atingida pelo solo nesta região seria a umidade da zona de transmissão ( $\theta_w$ ), menor que  $\theta_s$  (Cecílio, 2005).

Da mesma forma, a condutividade hidráulica utilizada na equação 1 não deve ser  $K_s$ , e sim a condutividade hidráulica relativa à umidade da zona de transmissão ( $K_w$ ), uma vez que a frente de umedecimento encontra-se em uma zona onde a saturação não é completa (Wilson e Oduro, 2004). Segundo estes autores, a condutividade hidráulica é o parâmetro ao qual o modelo de GAML apresenta maior sensibilidade.

Devido à desuniformidade da umidade do solo no início do processo de infiltração e à variação de suas propriedades físicas ao longo do perfil, a frente de umedecimento não é abrupta e bem definida, como pressuposto no desenvolvimento do modelo de Green-Ampt. A frente de umedecimento é, na verdade, difusa e torna-se cada vez mais difusa à medida que penetra no solo (Wang e Benson, 1995). Segundo Rodrigues (1999), o parâmetro  $\psi_f$  é o mais difícil de ser determinado com precisão. Todavia, Brakensiek e Onstad (1977) afirmam que este parâmetro é aquele ao qual o modelo apresenta menor sensibilidade.

Sendo assim, diversos pesquisadores desenvolveram estudos visando a adequar os parâmetros de entrada dos modelos de Green-Ampt e GAML, substituindo  $\theta_s$  por  $\theta_w$ ,  $K_s$  por  $K_w$ , e propondo alternativas para o cálculo de  $\psi_f$ .

Em estudos realizados usando solos do Brasil, Cecílio (2002) propõe a utilização de valores de  $\theta_w$  variando de  $0,79 \theta_s$  a  $0,81 \theta_s$  para Latossolo Vermelho-Amarelo de textura argilosa, e na faixa de  $0,85 \theta_s$  a  $0,86 \theta_s$  para textura franca. Mello (2003), estudando Latossolo Vermelho-Amarelo, encontrou valores relativos de  $\theta_w$  que aumentaram com a densidade do solo. Os valores encontrados variaram entre  $0,76 \theta_s$  e  $0,92 \theta_s$  para solo com textura muito argilosa e entre  $0,81 \theta_s$  e  $0,94 \theta_s$  para textura franca. Cecílio (2005) encontrou, em condições de laboratório, valores médios de  $\theta_w$  iguais a  $0,86 \theta_s$  e  $0,97 \theta_s$  em Latossolo

Vermelho (textura franco-arenosa) e Argissolo Vermelho (textura muito argilosa), respectivamente.

Com relação à estimação de  $K_w$ , existem métodos empíricos, derivados de dados experimentais, e métodos baseados em processos físicos, que estimam  $K_w$  em função da umidade ou do potencial matricial do solo. Enquanto os primeiros métodos são aplicáveis apenas em situações similares àquelas em que as equações foram desenvolvidas, os demais envolvem o conhecimento de  $K_s$ . Isto se torna uma limitação, pois  $K_s$  é um parâmetro de difícil determinação devido à pouca confiabilidade apresentada pelos métodos disponíveis, os quais levam a coeficientes de variação superiores a 70% (Mesquita e Moraes, 2004).

Uma terceira forma de estimar  $K_w$ , inicialmente proposta por Silva e Kato (1998), consiste em considerá-lo igual à taxa de infiltração estável ( $T_{ie}$ ). Este método foi também recomendado por Cecílio et al. (2003) e Cecílio (2005), os quais obtiveram ótimos resultados quando de sua utilização na estimação da infiltração.

Para o cálculo de  $\psi_f$ , também existem diversos métodos, tanto empíricos quanto baseados em processos físicos. Na seqüência, é apresentada uma revisão sobre os principais métodos existentes.

Bouwer (1969) recomenda que o valor de  $\psi_f$  seja metade do potencial matricial de entrada de ar ( $\psi_b$ ). O  $\psi_b$  é oriundo do modelo desenvolvido por Brooks e Corey (1964) para ajustar curvas de retenção de água no solo. Tal modelo pode ser representado por:

$$\theta(\psi) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left( \frac{|\psi_b|}{|\psi|} \right)^\lambda, \quad |\psi| > |\psi_b|$$

$$\theta(\psi) = \theta_s, \quad |\psi| \leq |\psi_b|$$
(2)

em que

$\theta(\psi)$  = umidade do solo referente ao potencial matricial  $\psi$ ,  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ;

$\theta_r$  = umidade residual do solo,  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ;

$\psi_b$  = potencial matricial de entrada de ar, cm;

$\psi$  = potencial matricial, cm; e

$\lambda$  = índice de distribuição de tamanho de poros, adimensional.

De acordo com Mein e Larson (1973),  $\psi_f$  pode ser estimado pela área sob a curva do potencial matricial ( $\psi$ ) versus condutividade hidráulica relativa ( $K_r$ ), entre  $K_r = 0$  e  $K_r = 1,0$ . Como o potencial matricial próximo a  $K_r = 0$  pode se tornar alto, Mein e Larson (1973) optaram por utilizar uma faixa de integração de  $K_r$  entre 0,01 e 1,0, conforme a equação:

$$\psi_f = \int_{0,01}^{1,0} \psi \, dK_r \quad (3)$$

em que  $K_r = \left( \frac{\psi_b}{\psi(\theta)} \right)^{2+3\lambda}$ , adimensional.

Brakensiek (1977) recomenda um valor médio de  $\psi_f$  igual a  $0,76 \psi_b$ . Recomenda, ainda, a utilização da equação 4 para estimar  $\psi_f$  a partir do índice de distribuição do tamanho de poros ( $\lambda$ ) e de  $\psi_b$ .

$$\psi_f = \frac{2 + 3\lambda}{1 + 3\lambda} \frac{\psi_b}{2} \quad (4)$$

Panikar e Nanjappa (1977) indicam a utilização da seguinte equação para solos arenosos:

$$\psi_f = \psi_b^2 + \frac{\psi_b}{\left( \frac{b^2 + 2b + 3}{b} - 1 \right)} \quad (5)$$

em que  $b$  é a inclinação negativa da reta resultante do gráfico, em escala log-log, da curva de retenção de umidade do solo ajustada usando-se o modelo de Campbell (1974).

Slack (1980) utilizou uma definição semelhante à de Mein e Larson (1973) para estimar  $\psi_f$ . Slack (1980) considerou que  $K_w$  é menor do que em condições de saturação ( $K_r = 1,0$ ) e, portanto, o limite superior de integração corresponde a  $K_r(\theta_w)$ . Desta forma, o limite inferior da integração deverá corresponder à  $K_r(\theta_i)$ , gerando a seguinte equação:

$$\psi_f = \int_{K_r(\theta_i)}^{K_r(\theta_w)} \frac{\psi(K_r) dK_r}{K_r(\theta_w) - K_r(\theta_i)} \quad (6)$$

Wang e Benson (1995) afirmam que o potencial matricial na frente de umedecimento decresce à medida que esta penetra no solo, propondo uma equação empírica que estima o potencial matricial em função do tempo de ocorrência da infiltração em argilas compactas.

Risse et al. (1995) e Raws et al. (1996) recomendam a equação desenvolvida por Rawls e Brakensiek (1983) para estimar o valor médio de  $\psi_f$ :

$$\psi_f = 0,01 e^\alpha \quad (7)$$

$$\alpha = 6,531 - 7,33 \theta_w + 15,8 Ag^2 + 3,81 \theta_w^2 + 3,4 Ar Ag - 4,98 Ar \theta_w + 16,1 Ar^2 \theta_w^2 + 16 Ag^2 \theta_w^2 - 14 Ar^2 Ag - 34,8 Ag^2 \theta_w - 8 Ar^2 \theta_w$$

em que

Ag = teor de argila no solo, decimal; e

Ar = teor de areia no solo, decimal.

van Mullem, citado por Rawls et. al. (1996), sugere que o valor de  $\psi_f$  (em mm) seja calculado com base na condutividade hidráulica do solo saturado –  $K_s$  (em  $\text{cm h}^{-1}$ ), a partir da expressão:

$$\psi_f = 49,03 (K_s + 0,02)^{-0,4932} \quad (8)$$

Cecílio et al. (2003) avaliaram o comportamento da equação de Green-Ampt na modelagem da infiltração de água em Latossolo Vermelho-Amarelo, sob condições de estratificação, e recomendam que o valor do potencial matricial na frente de umedecimento seja igual a:

$$\psi_f = \frac{\psi(\theta_i) + \psi(\theta_w)}{2} \quad (9)$$

sendo  $\psi(\theta_i)$  e  $\psi(\theta_w)$  obtidos a partir da curva de retenção de água no solo.

Para o mesmo solo, porém sem estratificação, Mello (2003) sugere que o valor de  $\psi_f$  possa ser estimado por  $\psi(\theta_w)$ .

Cecílio (2005) desenvolveu uma equação para estimar  $\psi_f$  baseando-se no método de Slack (1980) e na curva de retenção de água no solo ajustada pelo modelo proposto por Brooks e Corey (1964). Relacionando o  $\psi_f$  com a umidade do solo, Cecílio (2005) obteve bons resultados utilizando a seguinte equação:

$$\psi_f = \frac{\psi_b(2 + 3\lambda) \left[ K_r(\theta_w)^{\frac{3\lambda+1}{3\lambda+2}} - K_r(\theta_i)^{\frac{3\lambda+1}{3\lambda+2}} \right]}{[K_r(\theta_w) - K_r(\theta_i)](3\lambda + 1)} \quad (10)$$

Ataide (2005) analisou dados de infiltração referente a três solos brasileiros e propôs quatro equações empíricas (11, 12, 13 e 14) para estimar o  $\psi_f$  em função da porcentagem de areia e silte e da macroporosidade e porosidade total do solo.

$$\psi_f = -1151,78 + 3122,53 \phi - 4,27 K_s + 1767,23 St \quad (11)$$

$$\psi_f = 267,51 - 3,39 K_s + 2049,38 St \quad (12)$$

$$\psi_f = 1040,66 - 1953,09 \phi_{\text{macro}} - 7,10 K_s \quad (13)$$

$$\psi_f = 1066,85 - 7,73 K_s - 591,59 Ar \quad (14)$$

em que

$\phi$  = porosidade total do solo,  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ;

St = porcentagem de silte no solo;

$\phi_{\text{macro}}$  = macroporosidade do solo,  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ;

Ar = porcentagem de areia no solo;

### 2.2.1. Aplicabilidade dos métodos de estimação dos parâmetros do modelo de Green-Ampt e Green-Ampt modificado por Mein e Larson

Diante dos diversos métodos existentes para a estimação dos parâmetros  $\theta_w$ ,  $K_w$  e  $\psi_f$  pertinentes aos modelos de Green-Ampt e GAML, Brandão et al.

(2006) afirmam que ainda não existe consenso sobre quais métodos de estimação apresentam melhores resultados para a determinação da infiltração, principalmente quando se trata de solos formados em regiões de clima tropical, como é o caso do Brasil.

É com este enfoque que diversos estudos foram desenvolvidos visando a identificar quais as combinações entre métodos de estimativa dos parâmetros de entrada destes modelos que produzem melhores resultados na estimação da infiltração.

Silva e Kato (1998) estudaram o processo de infiltração em solos do cerrado brasileiro sob condições de chuvas simuladas, tanto em condições de solo coberto como em condições de solo sem cobertura. Os autores concluíram que, no modelo de GAML, a substituição de  $K_w$  pela  $T_{ie}$  proporcionou uma melhor estimativa da infiltração.

De acordo com Cecílio (2005), o fato de se tomar  $K_w$  igual à  $T_{ie}$  elimina a pouca confiabilidade e a grande variabilidade que existem na determinação da condutividade hidráulica do solo saturado.

Cecílio et al. (2003), usando Latossolo Vermelho-Amarelo sob condições estratificadas, testaram várias combinações entre métodos de cálculo dos parâmetros  $K_w$  e  $\psi_f$ . Dentre as combinações estudadas, quatro se destacaram apresentando estimativas satisfatórias da infiltração. São elas:

- a)  $K_w = 0,5 T_{ie}$  e  $\psi_f = \psi(\theta_i)$ ;
- b)  $K_w = K_s$  e  $\psi_f$  calculado pela equação 7;
- c)  $K_w = T_{ie}$  e  $\psi_f$  calculado pela equação 7; e
- d)  $K_w = T_{ie}$  e  $\psi_f$  igual à média entre  $\psi(\theta_i)$  e  $\psi(\theta_w)$ .

Mello (2003), usando Latossolo Vermelho-Amarelo com perfil homogêneo, observou que, dentre as combinações testadas, a infiltração foi mais bem estimada quando se adotou  $K_w$  igual à  $T_{ie}$  e  $\psi_f$  calculado pela equação 7. Este resultado confirma a eficiência da combinação (c) testada por Cecílio et al. (2003), pois ambas são iguais.

Em testes realizados com o modelo HidroBacia, Silva (2002) utilizou  $\theta_w$  equivalente a  $0,79 \theta_s$ ,  $0,85 \theta_s$  e  $0,90 \theta_s$ , associados com as seguintes combinações de  $K_w$  e  $\psi_f$ :

- a)  $K_w = 0,5 T_{ie}$  e  $\psi_f = \psi(\theta_i)$ ;

- b)  $K_w = T_{ie}$  e  $\psi_f$  igual à média entre  $\psi(\theta_i)$  e  $\psi(\theta_w)$ ;  
 c)  $K_w = T_{ie}$  e  $\psi_f$  calculado pela equação 7;  
 d)  $K_w = T_{ie}$  e  $\psi_f = 0,5 \psi_b$ ; e  
 e)  $K_w = 0,5 T_{ie}$  e  $\psi_f = 0,5 \psi_b$ .

Cecílio (2005), em estudo realizado com Latossolo Vermelho, Latossolo Vermelho-Amarelo e Argissolo Vermelho, ambos do Brasil, concluiu que a melhor forma de estimar os parâmetros de entrada dos modelos de Green-Ampt e GAML é por meio da consideração de  $K_w$  igual à  $T_{ie}$  e do cálculo de  $\psi_f$  usando a equação 10. De acordo com Cecílio (2005), o uso da equação 10 para calcular  $\psi_f$  se mostrou adequado para os três tipos de solo devido ao fato de possuir forte embasamento físico, ao contrário das equações 7 e 9, que são empíricas.

### 2.3. Modelagem hidrológica

A modelagem hidrológica é uma técnica que possibilita o melhor entendimento e representação do comportamento hidrológico de bacias hidrográficas, sendo que os modelos hidrológicos possuem grande potencial para caracterizar a disponibilidade hídrica em condições de mudanças no clima ou no uso do solo. Com o aumento da disponibilidade de computadores a partir do final da década de 1950, criaram-se condições que propiciaram um acelerado processo de desenvolvimento de modelos hidrológicos baseados em conceitos físicos, sendo uma alternativa em relação aos modelos até então existentes e que utilizavam somente métodos estocásticos (Tucci, 1998).

Na modelagem dos processos envolvidos na produção do escoamento superficial, são utilizados critérios de subdivisão espacial para representar a bacia hidrográfica. De forma geral, segundo Tucci (1998), nestes modelos é adotada uma das seguintes estruturas de discretização:

- Modelo concentrado: toda a bacia hidrográfica é representada por uma precipitação média e os processos hidrológicos por variáveis concentradas no espaço (valores constantes para toda a bacia). Este tipo de discretização é geralmente utilizado para pequenas bacias, onde a distribuição espacial dos parâmetros e variáveis não compromete os resultados;

- Modelo distribuído por sub-bacias: o modelo permite a subdivisão da bacia principal em sub-bacias, de acordo com a drenagem principal da mesma. A subdivisão é realizada com base na disponibilidade de dados, nos locais de interesse e na variabilidade dos parâmetros físicos da bacia; e
- Modelo distribuído por módulos: este tipo de discretização é realizado por meio da divisão da bacia em formas geométricas como quadrados ou retângulos, sem relação direta com a forma da bacia, mas caracterizando internamente os componentes do processo. Esta divisão tem por finalidade obter um detalhamento maior, já que os módulos possuem dimensões menores que as sub-bacias anteriores. A limitação deste método é o elevado número de módulos para grandes bacias.

De acordo com Tucci (1998), quanto à conceituação, os modelos podem ser classificados em:

- Modelos distribuídos baseados em processos 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 concentrados: possuem menor embasamento físico. Baseiam-se na equação da continuidade, não usam diretamente a equação da quantidade de movimento para descrever os processos, mas adotam conceituações plausíveis para representar os mesmos. 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 baseados em processos físicos têm vários parâmetros e devem ser calibrados em relação aos dados observados. Normalmente, há muitas combinações de parâmetros que podem reproduzir os dados observados, em



particular quando é considerado somente um aspecto de desempenho do modelo. 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 hidrográfica, sendo possível considerar a variação espacial dos mesmos (Wood e O'Connell, 1985).

De acordo com Mendes e Cirilo (2001), uma das maiores desvantagens em aplicar modelos distribuídos é que esses utilizam muito mais dados de entrada do que os modelos concentrados, e os processos de parametrização e validação são bem trabalhosos. Contudo, os resultados podem não ser compensadores, em relação aos modelos empíricos ou concentrados (Beven; Loague e Grayson, citados por Mendes e Cirilo, 2001). É possível que esses comportamentos excepcionais dos modelos hidrológicos físicos sejam explicados pela consideração da variabilidade espacial dos dados e parâmetros sem conhecê-los adequadamente, ou por incorporá-los de maneira inadequada (Mendes e Cirilo, 2001).

De acordo com Tucci (1998), a estrutura dos modelos hidrológicos é baseada nos seguintes elementos: discretização da bacia hidrográfica (dependente do modelo), variáveis de entrada (chuva, evapotranspiração), estrutura básica da integração dos processos (bacia, canal, encosta), aquisição de dados físicos das bacias e determinação dos parâmetros.

#### **2.4. Histórico dos modelos hidrológicos**

Até as primeiras décadas do século XX, a hidrologia tinha um caráter muito mais descritivo do que quantitativo. A partir da segunda guerra, houve uma maior demanda por projetos que exigiam a quantificação dos processos hidrológicos, como a construção de obras de aproveitamento dos recursos hídricos, drenagem de cidades e rodovias, controle de enchentes, dentre outros.

Do pós-guerra até a década de 1970, vários modelos foram propostos para a modelagem de processos hidrológicos. Em 1975, a Organização Meteorológica Mundial (OMM) preparou uma análise dos modelos mais usados em simulações hidrológicas. Neste estudo foram testados dez modelos em seis rios de bacias com climatologia e geografia variadas de seis países. As dificuldades encontradas nas comparações decorreram do grande número de fatores que envolvem a transformação da precipitação em vazão. No referido projeto, foi constatado que as diferenças entre os modelos nem sempre eram superiores aos erros embutidos na simulação, como por exemplo, a distribuição temporal e espacial da precipitação, que pode embutir erros superiores a qualquer refinamento de metodologia que simule os processos físicos numa bacia hidrográfica.

Após a década de 80, foram desenvolvidas versões de modelos hidrológicos que tinham as seguintes características:

- atender a objetivos específicos, como por exemplo, a previsão de cheias em tempo real;
- reduzido número de parâmetros (usando-se os parâmetros mais sensíveis no ajuste do hidrograma de saída); e
- buscar obter resultados com informações limitadas.

Com a crescente demanda do uso dos recursos hídricos e com a preocupação ambiental por parte da sociedade, surgiram vários questionamentos, os quais se tornaram o grande desafio dos modelos de simulação hidrológica. Algumas destas questões são: Qual o efeito do desmatamento de uma bacia hidrográfica sobre o escoamento e a erosão hídrica? Qual o impacto da urbanização da bacia sobre o escoamento, produção de sedimentos e qualidade da água? Como o efeito das alterações da superfície da bacia altera o clima de uma região?

Os modelos conceituais que consideram a bacia homogênea no tempo não podem responder a estas perguntas. Os modelos ditos físico-distribuídos buscam responder a estas questões por meio do uso de uma discretização mais detalhada da bacia, incorporando as formulações mais físicas dos processos hidrológicos.

Com esse enfoque inovador, outros modelos foram desenvolvidos, como por exemplo: CREAMS (*Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems*) – 1980 (Knisel, 1980); ANSWERS (*Area Non-point Source Watershed Environmental Response Simulation*) – 1981 (Beasley e Huggins, 1981); CASC2D (*Hydrologic Modelling*) – 1989 (Ogden, 1997) e TOPMODEL (*Topography Based Hydrological Model*) – (Beven et al., 1994).

Segundo Beven (1989), estes últimos modelos (físicos) passaram por um processo de desenvolvimento mais aprimorado, entretanto ainda apresentam grandes limitações para responder aos questionamentos supracitados.

## **2.5. Principais modelos usados para estimar o escoamento superficial**

### **2.5.1. Método Racional**

O Método Racional possibilita a determinação da vazão máxima de escoamento superficial a partir de dados de chuvas para pequenas bacias hidrográficas, com área de, no máximo, 5 km<sup>2</sup>. Considera-se no método, como princípio básico, que a vazão máxima, provocada por uma chuva de intensidade uniforme, ocorre quando toda a bacia contribui simultaneamente com o 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. O método não permite caracterizar o volume de escoamento superficial e a distribuição temporal das vazões.

De acordo com Pruski et al. (2003), a utilização deste método deve ser feita cuidadosamente, pois envolve simplificações e o uso de coeficientes de grande subjetividade, sendo maior a imprecisão do emprego do método quanto maior for a área da bacia.

O uso do método para áreas naturais grandes não é recomendado, sendo o mesmo satisfatório para projetos de galerias, no qual se consideram sub-bacias pequenas, de alguns hectares (Wilken, citado por Genovez (2003)). De acordo com Tucci (2002), o Método Racional é largamente utilizado na determinação da vazão máxima de projeto para pequenas bacias hidrográficas ( $\leq 2 \text{ km}^2$ ).

### **2.5.2. Método do Balanço de Água na Superfície do Solo**

Baseado em fundamentos físicos consagrados na Engenharia, Pruski et al. (1997) desenvolveram um método, denominado “Método do Balanço de Água na Superfície do Solo”, 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 relação entre intensidade, duração e frequência da precipitação é conhecida.

A estimativa do volume máximo de escoamento superficial é realizada com base nas seguintes premissas:

- precipitação uniforme em toda a área analisada;
- solo com umidade próxima à saturação (capacidade de campo). Para esta condição, a taxa de infiltração é estável; e
- a evaporação é considerada nula, devido o seu valor ser muito pequeno durante a ocorrência da precipitação.

Griebeler et al. (2001) avaliaram o Método do Balanço de Água na Superfície do Solo por meio da comparação entre os valores calculados com os obtidos experimentalmente em um Latossolo Vermelho-Amarelo. Os resultados obtidos apresentaram pequenas diferenças percentuais entre os valores calculados pelo modelo e os obtidos experimentalmente, o que indica a eficiência do modelo para prever a lâmina máxima de escoamento superficial.

### **2.5.3. 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 da análise dos dados de um grande número de bacias hidrográficas experimentais. Este método permite estimar a lâmina de escoamento superficial a partir de dados de precipitação e de outros parâmetros

da bacia (umidade inicial, tipo, uso e condição hidrológica do solo). 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.

De acordo com o Método do Número da Curva, 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.

Para a determinação da lâmina de escoamento superficial pelo Método do Número da Curva, é necessário que o projetista conheça a precipitação total e sua respectiva duração (normalmente 6, 12 ou 24 h), para determinado período de retorno, que incide sobre a área considerada. Além disso, é necessário, ainda, a partir de tabelas, obter o valor do número da curva para diferentes condições de uso e tipo do solo, condição hidrológica e umidade antecedente do solo, conforme a chuva ocorrida nos cinco dias anteriores à chuva de projeto.

Segundo Machado (2002), uma característica positiva do Método do Número da Curva é a sua simplicidade e o fato de estar focado nas principais propriedades que produzem escoamento superficial em uma bacia hidrográfica, como o tipo de solo, tipo de vegetação, condições da superfície e umidade antecedente. O método é usado na prática para determinar a lâmina de escoamento superficial baseando-se na lâmina de precipitação e no número da curva, sem considerar diretamente a duração e a intensidade da precipitação.

#### **2.5.4. Modelo para obtenção do hidrograma de escoamento superficial em áreas agrícolas**

Silva (1999) desenvolveu um método que permite estimar o hidrograma de escoamento superficial e a vazão máxima para qualquer posição de uma determinada encosta, considerando a umidade do solo próxima à saturação (condição crítica para a ocorrência do escoamento superficial) e para seções transversais de canais de drenagem. Na encosta, foi considerado que a vazão

ocorre na direção da sua declividade, e que a vazão de cada célula é a soma da vazão produzida nesta com a vazão produzida nas células que contribuem com o escoamento superficial para a célula em análise. No canal, a vazão é calculada como a soma das vazões das colunas do sistema reticulado.

Para obter o hidrograma de escoamento superficial, a área da encosta foi subdividida em um sistema reticulado, referenciado por linhas e colunas.

Além do método, foi desenvolvido um programa computacional, denominado Hidrograma, utilizando o ambiente de programação Delphi, para a aplicação do mesmo. Como resultado, o programa 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.

No desenvolvimento do modelo foi assumido que o escoamento superficial somente se inicia após o preenchimento das abstrações iniciais, que dependem da interceptação pela cobertura vegetal, do armazenamento nas depressões do solo e da infiltração que antecede o escoamento superficial. Os valores das lâminas correspondentes às abstrações iniciais foram calculados por meio do Método do Número da Curva.

#### **2.5.5. Modelo para obtenção do hidrograma de escoamento superficial ao longo de uma bacia hidrográfica**

Braga (2000) desenvolveu um método, bem como um programa computacional, denominado HidroBacia, que permitem obter o hidrograma de escoamento superficial ao longo de uma bacia hidrográfica considerando a variabilidade espacial das características físicas da bacia, utilizando recursos de SIG. Para a obtenção do hidrograma de escoamento superficial na célula de interesse, foram somados o hidrograma produzido na mesma com os hidrogramas advindos das células contidas na sua área de contribuição.

No desenvolvimento do modelo, Braga (2000) considerou, na identificação das células contribuintes, apenas as quatro células vizinhas ortogonais, desprezando as células vizinhas diagonais, e que o escoamento produzido em uma célula pode escoar para duas células vizinhas, em partes desiguais.

O modelo desenvolvido é válido apenas para solos saturados e escoamento sobre a encosta. Esta última restrição deve-se às dificuldades encontradas por Braga (2000) para identificar as células que fazem parte da rede de drenagem da bacia hidrográfica.

#### **2.5.6. HidroBacia**

Baseando-se no programa computacional Hidrograma (Silva, 1999), no modelo desenvolvido por Braga (2000), e no método do balanço hídrico proposto de Pruski et al. (2001), Silva (2002) desenvolveu um método, bem como aperfeiçoou o programa computacional HidroBacia, possibilitando a realização 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, interceptação pela cobertura vegetal, armazenamento superficial, infiltração da água no solo e escoamento superficial.

Dentre os dados de entrada, o modelo requer para o seu funcionamento imagens temáticas relativas ao modelo digital de elevação do terreno (MDE), às direções de escoamento e à rede de drenagem numérica, os quais permitem que a bacia hidrográfica estudada seja discretizada em células uniformes e quadradas (formato *raster*), cujas dimensões podem ser previamente definidas pelo projetista. Na identificação das células contribuintes foram consideradas oito células vizinhas (ortogonais e diagonais), conforme proposto no algoritmo *Deterministic-8Node* (O'Callaghan e Mark, 1984).

De acordo com o modelo proposto por Silva (2002), a taxa de produção de vazão de cada célula da bacia é obtida pela diferença entre a precipitação e a infiltração, calculada por meio da equação de Green-Ampt modificada por Mein e Larson. A modelagem do escoamento superficial é realizada utilizando-se o modelo de ondas cinemáticas. Uma vez informado o local para o qual se deseja obter o hidrograma, o modelo identifica se o escoamento ocorre no canal ou na encosta. O hidrograma resultante de cada célula é obtido pela soma do hidrograma produzido na própria célula com os hidrogramas advindos das células localizadas na área de contribuição da mesma.

O HidroBacia possibilita ao usuário considerar a variabilidade espacial de vários parâmetros de entrada requeridos na utilização do mesmo. Para tanto, podem ser inseridas no modelo imagens temáticas relativas à interceptação pela cobertura vegetal, ao armazenamento superficial, ao coeficiente de rugosidade de Manning, à condutividade hidráulica do solo saturado, à umidade inicial e de saturação do solo, ao potencial matricial na frente de umedecimento, à capacidade de campo e ao ponto de murcha permanente. Caso a variabilidade espacial desses parâmetros seja desconsiderada, o modelo permite a inserção de seus valores, os quais serão mantidos constantes para toda a bacia.

Visando a avaliar a sensibilidade do modelo HidroBacia, Zanetti et al. (2005) analisaram a resposta do referido modelo em relação à variação dos seguintes parâmetros de entrada: precipitação pluvial, interceptação pela cobertura vegetal, armazenamento superficial, rugosidade do terreno, condutividade hidráulica do solo saturado, potencial matricial na frente de umedecimento e umidades inicial e de saturação. Para variações de cada um destes parâmetros, o HidroBacia foi utilizado para estimar a vazão máxima e o volume de escoamento superficial de uma bacia hidrográfica. Com os resultados das simulações e os valores dos dados de entrada, foram calculados vários índices de sensibilidade, a partir dos quais foi possível verificar que o modelo HidroBacia é mais sensível à lâmina de precipitação e ao potencial matricial na frente de umedecimento e menos sensível à interceptação pela cobertura vegetal.

#### **2.5.7. AGNPS – *Agricultural Non-Point Source Pollution Model***

O modelo AGNPS (Young et al., 1987) foi desenvolvido para analisar bacias agrícolas de dimensões médias a grandes, objetivando obter estimativas do volume de escoamento superficial e da vazão máxima, com ênfase nos sedimentos e nutrientes, para comparar os efeitos das várias alternativas de conservação do solo. Outro objetivo foi desenvolver um modelo flexível e de fácil uso.

O AGNPS permite simular, por eventos, o transporte de nutrientes e sedimentos na bacia hidrográfica, a qual é dividida em células uniformes, quadradas. O principal objetivo do AGNPS foi descrever processos de transporte relacionados a fontes de poluição não pontuais dentro de uma área, usando



algoritmos empíricos. O modelo possui os seguintes componentes básicos: hidrologia, erosão, transporte de sedimentos, transporte de nitrogênio, fósforo e demanda química de oxigênio.

O componente hidrológico calcula a lâmina de escoamento superficial para cada célula usando o Método do Número da Curva, e a vazão máxima através do hidrograma triangular. O escoamento superficial de cada célula se processa pela bacia considerando as direções de escoamento, até atingir a seção de deságüe. Testes de sensibilidade do modelo demonstraram que variações nos parâmetros relacionados à infiltração produziram alterações expressivas nos resultados (Grunwald e Norton, 1999).

A estimativa da perda de solo é feita por meio da MUSLE (Equação Universal de Perda de Solos Modificada), sendo a avaliação da erosão e do transporte de sedimentos obtida para cinco faixas de tamanhos de partículas.

#### **2.5.8. CASC2D – *Cascade Two-Dimensions***

O CASC2D, inicialmente desenvolvido em 1989, é um modelo bidimensional, baseado em processos físicos, com parâmetros distribuídos, que permite simular a resposta hidrológica de uma bacia hidrográfica em relação à precipitação. Os principais componentes do modelo incluem: balanço contínuo da umidade do solo, interceptação da precipitação, infiltração da água no solo, escoamento superficial no canal e na encosta, erosão do solo e transporte de sedimentos. O modelo utiliza equações baseadas na conservação da massa e energia para calcular o tempo e a trajetória do escoamento superficial na bacia (Ogden, 2006).

Com os avanços nas técnicas de SIG, foi incorporada ao CASC2D a possibilidade de considerar a bacia hidrográfica na forma de imagem *raster*, podendo o usuário dimensionar o tamanho do *grid* de forma apropriada, visando a representar a variabilidade espacial da bacia.

A interceptação da chuva pela vegetação é modelada no CASC2D por meio um modelo empírico com dois parâmetros: a quantidade inicial da chuva que é completamente interceptada pelas folhas, e a porção da chuva retida após este processo (Ogden, 1997).

Informações sobre o armazenamento superficial podem ser fornecidas pelo usuário usando um arquivo texto conectado com o SIG.

O processo de infiltração é representado pela equação de Green-Ampt, sendo necessários quatro mapas relacionados às propriedades físicas do solo: condutividade hidráulica, potencial matricial na frente de umedecimento, umidade inicial e de saturação.

Na modelagem do escoamento superficial, o CASC2D utiliza a técnica de diferenças finitas para resolver as equações do método de difusão. No cálculo da vazão de escoamento superficial, utiliza a equação de Manning. Para cada célula do *grid* que representa a bacia hidrográfica, o escoamento superficial é processado em duas direções ortogonais.

#### **2.5.9. HMS – *Hydrologic Model System***

O HMS (Yu, 2000) foi desenvolvido para modelar processos hidrológicos em bacias hidrográficas, tais como a evapotranspiração, a infiltração, o escoamento superficial, o escoamento em canais e o escoamento subterrâneo. O HMS é constituído por quatro módulos principais: Modelo Hidrológico do Solo (*Soil Hydrologic Model – SHM*), Modelo Hidrológico Terrestre (*Terrestrial Hydrologic Model – THM*), Modelo Hidrológico de Aqüífero (*Ground-Water Hydrologic Model – GHM*) e Interação Aqüífero-Canal (*Channel Ground-Water Interaction – CGI*) (Yu, 2006).

O módulo referente ao modelo hidrológico terrestre possui rotinas para modelar o escoamento sobre o terreno (modelo de ondas cinemáticas) e em canais (método de Muskingum-Cunge). No Modelo Hidrológico do Solo, o processo de infiltração da água é representado pela equação de Green-Ampt. Para realizar as simulações, o HMS requer imagens temáticas (*raster*) referentes ao modelo digital de elevação do terreno, tipo e uso do solo, e precipitação.

#### **2.5.10. KINEROS – *Kinematic Runoff and Erosion Model***

O KINEROS (Woolhiser et al., 1990) é um modelo físico que descreve os processos de interceptação, infiltração, escoamento superficial e erosão em pequenas bacias agrícolas e urbanas. Segundo Paiva (2003), é um modelo útil

em simulações destinadas ao desenvolvimento urbano, estimação da produção de sedimento, projetos de pequenos reservatórios e de canais.

O modelo considera a superfície da bacia hidrográfica sendo representada por um conjunto de elementos (planos e canais) equivalentes à topografia da mesma. Cada plano (encosta) e canal podem ser descritos por seus parâmetros específicos. As equações diferenciais parciais que descrevem o escoamento superficial são resolvidas por meio de técnicas de diferenças finitas, sendo possível considerar a variabilidade espacial dos parâmetros relativos à precipitação, infiltração, escoamento superficial e erosão. A simulação é feita para eventos específicos de chuva, com intervalos de tempo em minutos.

O conjunto de encostas considerado é interceptado por canais, orientados de forma que o escoamento unidirecional seja assumido. Encostas irregulares podem ser simuladas pela composição de encostas regulares, permitindo a análise de áreas não-uniformes. O escoamento superficial é simulado com base na rede de elementos, resultando num hidrograma no exutório da bacia.

De acordo com (Goodrich et al., 2000), os processos relativos à precipitação, interceptação, infiltração e escoamento possuem as seguintes características no modelo:

- precipitação: deve ser fornecida ao modelo na forma de pares de valores lâmina/tempo acumulado, que são convertidas em intensidade de precipitação;
- infiltração: o modelo de infiltração usado no KINEROS é baseado numa solução aproximada da equação de escoamento não-saturado;
- escoamento superficial: quando a intensidade de precipitação torna-se superior à capacidade de infiltração, ocorrendo o empoçamento e, estando o armazenamento superficial preenchido, inicia-se o escoamento superficial. O modelo de ondas cinemáticas é usado neste processo de simulação; e
- escoamento no canal: o escoamento nos canais também é representado pelo modelo de ondas cinemáticas. Os canais podem receber contribuição lateral de encostas em um ou em ambos os lados, ou contribuições de um ou dois outros canais localizados à montante. As dimensões das encostas são estipuladas de forma a englobar toda a área

da bacia, fazendo com que a precipitação no canal não seja considerada diretamente.

O elevado grau de complexidade do KINEROS está associado à maior exigência dos dados requeridos por este modelo (Goodrich et al., 2000) e à necessidade de divisão da bacia em um conjunto equivalente de encostas e canais, o que restringe a aplicação do mesmo.

#### **2.5.11. SWAT – *Soil and Water Assessment Tool***

O SWAT (Neitsch et al., 2002) é um modelo matemático de parâmetros distribuídos, que incorpora as características de vários outros modelos, sendo um resultado direto do SWRRB – *Simulator for Water Resources in Rural Basins* (Arnold et al., 1990). Modelos específicos que contribuíram de forma significativa para o desenvolvimento do SWAT foram os modelos CREAMS, GLEAMS – *Groundwater Loading Effects on Agricultural Management Systems*; e o EPIC – *Erosion-Productivity Impact Calculator*.

O SWAT permite que diferentes processos físicos sejam simulados em bacias hidrográficas. Possui o objetivo de analisar os impactos das alterações no uso do solo sobre o escoamento superficial e subterrâneo, produção de sedimentos e qualidade da água em bacias hidrográficas agrícolas não instrumentadas (Srinivasan e Arnold, 1994). O modelo opera em intervalos de tempo diários e possibilita a simulação de muitos anos, porém, não permite a simulação de eventos isolados.

O componente hidrológico do modelo inclui sub-rotinas do escoamento superficial, percolação, fluxo lateral sub-superficial, fluxo de retorno do aquífero raso e evapotranspiração.

Na seqüência são descritos alguns dos componentes utilizados no modelo SWAT:

- hidrologia: o sistema é composto pelos seguintes volumes de controle: reservatório superficial, reservatório sub-superficial, e reservatório subterrâneo;

- escoamento superficial: usando chuvas diárias, o volume do escoamento superficial é simulado para cada sub-bacia utilizando o Método do Número da Curva;
- percolação: utiliza uma técnica de propagação do armazenamento, combinado com um modelo de fluxo em fendas no solo para simular o escoamento através de cada camada;
- clima: necessita de dados diários de precipitação, temperaturas máxima e mínima do ar, radiação solar, velocidade do vento e umidade relativa, os quais são simulados por meio de um gerador de dados climáticos;
- sedimentos: A erosão causada pela chuva é estimada por meio da Equação Universal de Perda de Solos Modificada (MUSLE); e
- vazão máxima de escoamento superficial: estimada por meio do Método Racional modificado.

Na modelagem hidrológica, a bacia pode ser dividida em sub-bacias. Cada sub-bacia pode ser parametrizada usando-se uma série de Unidades de Resposta Hidrológica (*Hydrologic Response Units – HRU's*), as quais correspondem a uma única combinação de uso e tipo de solo dentro da sub-bacia. A bacia hidrográfica principal é representada pela combinação de várias unidades de resposta hidrológica. A divisão da bacia em unidades de resposta e vários outros recursos de simulação podem ter o processo facilitado por meio do uso do SIG, por meio da combinação do SWAT com o ArcView GIS.

#### **2.5.12. TOPMODEL – *Topography Based Hydrological Model***

O TOPMODEL (Beven et al., 1994) é um modelo de transformação de chuva em vazão do tipo conceitual e distribuído, o qual utiliza relações físicas para representar bacias hidrográficas e seus processos hidrológicos.

Uma das hipóteses básicas utilizadas no desenvolvimento do modelo, segundo Beven et al. (1994), refere-se ao gradiente hidráulico na zona saturada, o qual pode ser aproximado usando-se a declividade da superfície do terreno. Esta 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. De acordo com Szilagyi e Parlange (1999), uma das limitações encontradas com a aplicação do índice topográfico é que a forma de sua função de distribuição depende do tamanho das células do modelo digital de elevação utilizado.

Dentre as variáveis de entrada requeridas no modelo, a precipitação e a evapotranspiração potencial são consideradas homogêneas em toda a bacia, devendo-se assumir valores médios para as mesmas. O modelo utiliza, efetivamente, a evapotranspiração real, a qual é calculada em função da evapotranspiração potencial e da umidade armazenada na zona radicular das plantas.

Com base no índice topográfico e nas variáveis de entrada, o modelo faz a simulação da dinâmica do escoamento superficial provindo das áreas de contribuição. Possibilita, ainda, o cálculo da vazão numa determinada seção de um curso d'água, considerando a bacia hidrográfica como um todo, ou subdividindo-a em várias sub-bacias.

Os fatores que determinam o surgimento do escoamento superficial são representados pela topografia do terreno e por uma lei exponencial que relaciona a transmissividade com a profundidade do solo, esta última medida a partir de sua superfície.

Os principais componentes do modelo são o armazenamento e o fluxo nas zonas saturadas e não-saturadas, além da propagação do fluxo nas sub-bacias.

### **2.5.13. WEPP – *Water Erosion Prediction Project***

O WEPP (Flanagan e Frankenberger, 2002) representa a última geração de modelos baseados em processos físicos. Este modelo constitui-se em um pacote tecnológico desenvolvido por um programa interinstitucional, contando com várias instituições e agências norte-americanas envolvidas na conservação de água e solo.

O WEPP pode ser dividido, conceitualmente, em seis componentes: (1) climático, com o qual, por meio do gerador climático Cligen (*Climate Generator*) e de um banco de dados de entrada, são gerados dados climáticos diários para uma localidade específica; (2) hidrológico, baseado na equação de Green-Ampt;

(3) crescimento de plantas; (4) solos; (5) erosão/deposição; e (6) irrigação (USDA, 1995).

O objetivo do WEPP foi se tornar uma ferramenta para auxiliar na conservação de água e solo, permitindo a predição dos impactos resultantes das práticas de manejo de terras para a produção agrícola, pastagens e áreas florestais. O modelo inclui os processos hidrológicos fundamentais de precipitação, infiltração e escoamento superficial, além dos processos erosivos básicos de desprendimento, transporte e deposição, tanto em vertentes, como em bacias hidrográficas (USDA, 1995).

A análise da bacia hidrográfica pode ser realizada dividindo-a em regiões homogêneas de geração de escoamento superficial, ou realizada utilizando-se o GeoWEPP, o qual possibilita o uso do WEPP associado ao modelo digital de elevação, sendo as regiões homogêneas delimitadas automaticamente com o uso de recursos do ArcView GIS. O GeoWEPP foi desenvolvido visando a gerar uma série de interfaces para os usuários, facilitando a utilização de diferentes fontes de dados (Renschler, 2006).

Com o WEPP, *Watershed project*, pode-se estimar, para cada dia de simulação, o volume de escoamento superficial, a vazão máxima e a produção de sedimentos no exutório da bacia. No caso das encostas, para cada uma são apresentados os valores médios do volume de escoamento superficial anual, perda de solo e a produção e deposição de sedimentos. Para os canais de drenagem, é apresentada a vazão média anual, bem como a produção média anual de sedimentos.

O modelo permite, ainda, determinar a distribuição espacial e temporal da perda de solo e sua deposição, além de fornecer estimativas explícitas de quando e onde está ocorrendo erosão, de forma a possibilitar a adoção de medidas de conservação para controlar a perda de solo e a produção de sedimentos (Chaves, 1994).

Segundo Laflen e Flanagan (1992), com o auxílio do WEPP é possível responder, de forma mais precisa, a diversas questões, dentre elas: qual o melhor manejo do solo para o controle eficiente da erosão; em que local da encosta devem ser realizadas práticas de controle da erosão para uma determinada condição de clima, solo e topografia; e qual seria o impacto da conservação do solo fora da propriedade agrícola, isto é, os impactos ambientais.

O WEPP apresenta algumas limitações, dentre as quais pode-se citar: o grande número de parâmetros de entrada necessário para aplicação do modelo, podendo limitar sua utilização em situações onde existam poucos dados; a necessidade de treinamento intensivo de pessoal para a efetiva implementação do modelo; e não poder ser aplicado para prever a erosão em voçorocas. Embora seja considerado um modelo com base física, o WEPP ainda contém um certo grau de empirismo, necessitando serem tomados alguns cuidados na aplicação do modelo em novos locais (Laflen et al., 1991; Merritt et al., 2003).

## **2.6. Uso de sistemas de informações geográficas em estudos hidrológicos**

Com o advento da informática na automação de processos, surgiram várias ferramentas para a coleta, armazenamento, processamento e apresentação de informações espaciais georreferenciadas. A ligação técnica e conceitual destas ferramentas levou ao desenvolvimento da tecnologia de processamento de dados geográficos, denominada Geoprocessamento (Rocha, 2002).

Segundo Mendes e Cirilo (2001), a utilização de técnicas de geoprocessamento constitui-se em um instrumento de grande potencial para o estabelecimento de planos integrados de conservação de água e solo. Neste contexto, os Sistemas de Informações Geográficas (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 tempo. Estas manipulações permitem agregar dados de diferentes fontes (imagens de satélite, fotografias aéreas, mapas topográficos, mapas de solos, hidrografia, etc.) e em diferentes escalas.

As aplicações dos SIG's, devido à sua abrangência, podem ser encontradas em diversos setores da atividade humana. Dentre as várias possibilidades de uso deste sistema, pode-se citar como exemplos: monitoramento de bacias hidrográficas; planejamento de uso do solo; monitoramento e análise ambiental; manejo de recursos naturais; gestão de redes de distribuição de água, avaliação de impactos ambientais, etc (Rocha, 2002).

O SIG é uma tecnologia desenvolvida para lidar com informações espaciais e tem muitas aplicações ambientais, sociais e econômicas. Ele é



adequado para combinar informações topográficas, climáticas, tipo e uso do solo para pequenas áreas dentro de uma bacia hidrográfica, onde é possível visualizar cenários passados, atuais, e simular cenários futuros (Grigg, 1996). Desde que o uso de modelos é limitado pela necessidade de dados espaciais, e desde que os SIG's têm uma grande facilidade em manipular esses dados, a união dessas duas tecnologias representa um importante passo para a gestão dos recursos hídricos (Wilson e Wang, citados por Machado, 2002).

Na modelagem hidrológica, o desenvolvimento de técnicas automáticas para determinar as propriedades da drenagem em bacias hidrográficas fez com que a representação cartográfica usual do relevo fosse substituída gradualmente por Modelos Digitais de Elevação (MDE's), o que facilitou muito a tarefa de preparação desses dados.

Segundo Verdin e Jenson (1996), depois da geração do MDE os novos planos de informação (direção de escoamento da água, declividade, rede de drenagem numérica, individualização de bacias de contribuição, entre outros) são derivados usando-se técnicas-padrão do SIG.

Os modelos distribuídos, agregados aos MDE's e ao geoprocessamento, têm buscado melhorar a representatividade espacial e temporal do comportamento das diferentes partes das bacias hidrográficas, sujeitas a diferentes ações antrópicas (Tucci, 1998).

A prática de usar o MDE para derivar representações da rede de drenagem e das bacias hidrográficas foi estimulada a partir do desenvolvimento do algoritmo *Deterministic-8Node* (D8), em 1984. Este algoritmo determina, em uma grade de células que representam os valores altimétricos do relevo, que o escoamento da água acontece a partir de cada célula para um dos seus oito vizinhos ortogonais e diagonais, na direção da maior declividade. O processamento produz uma rede de células em forma de árvore que representam os caminhos do sistema de escoamento das bacias hidrográficas.

A integração do SIG com os modelos hidrológicos e a sua aplicação em bacias hidrográficas permite a realização de um grande número de operações, como o projeto, calibração, simulação e comparação entre os modelos. O uso do SIG permite subdividir a bacia hidrográfica em subáreas homogêneas (Calijuri et al., 1998).

Segundo Machado et al. (2003), a maior limitação ao uso de modelos é a dificuldade em trabalhar grande quantidade de dados que descrevem a heterogeneidade dos sistemas naturais. Por essas razões, os sistemas de informações geográficas são empregados na criação do banco de dados desses modelos.

Numerosos estudos têm descrito o uso de SIG na modelagem hidrológica e de qualidade de água (Tim e Jolly, 1994; Zhang et al., 1990; Hartkamp et al., 1999; Nyabeze, 2003; Jain et al., 2004). Os modelos CREAMS, ANSWERS e AGNPS são exemplos de modelos distribuídos, capazes de simular a distribuição de sedimentos e a concentração de poluentes agrícolas em diferentes pontos da bacia, utilizando estrutura em grade, a fim de armazenar os dados que representam a variabilidade espacial das variáveis.

Quando o CREAMS, ANSWERS, AGNPS e outros modelos foram criados, apenas alguns conceitos de SIG foram utilizados. No final da década de 1980, muitos modelos começaram a utilizar toda a funcionalidade do SIG, como armazenamento, apresentação e manipulação dos dados distribuídos (Mendes, citado por Machado, 2002).

Mendes (1996) demonstrou que, conceitualmente, a integração entre o geoprocessamento e os modelos hidrológicos é possível e pode ser realizada através das seguintes fases:

1. obtenção de dados (dados de campo e digitais);
2. processamento e análise de dados de entrada;
3. operações no ambiente de geoprocessamento;
4. simulação hidrológica; e
5. simulação visual dos dados.

De acordo com Mendes (1996), apenas a fase quatro representa o modelo hidrológico. Todas as demais podem ser realizadas em programas de SIG.

O desenvolvimento de interfaces entre SIG's e modelos é uma área ativa de pesquisa, particularmente em questões de proteção da qualidade de água, planejamento de uso do solo e manejo de recursos naturais (Tim e Jolly, 1994). Há, basicamente, três formas de interface; união, combinação e integração.

Na interface do tipo união o SIG e o modelo são desenvolvidos separadamente. Os dados de entrada do modelo são extraídos a partir do SIG. Uma simples transferência de arquivos no formato ASCII ou binário é usualmente suficiente (Hartkamp et al., 1999). O modelo é executado independente do SIG e as saídas podem ser analisadas como desejado pelo usuário (Tim e Jolly, 1994). Comparada com as outras técnicas, essa interface é fácil de desenvolver, mas tem algumas limitações: (1) dependência do sistema ao formato de saída do SIG ou do modelo; (2) falha para tirar total vantagem das capacidades funcionais do SIG (Hartkamp et al., 1999); incompatibilidade do ambiente operacional e hardware. Exemplos de união são GLEAMS com ArcInfo (Stallings et al., 1992), USLE com MAP GIS (Hession e Shanholz, 1988) e HidroBacia com ArcView, Surfer e Idrisi (Silva, 2002).

O segundo tipo de interface (combinação) também envolve o processamento dos dados via SIG e exibição dos resultados no modelo. Entretanto, o modelo é configurado com as ferramentas interativas do SIG e os dados são trocados automaticamente. Há um uso intensivo de mecanismos que são oferecidos pelos pacotes SIG: linguagens de macro, programas de interface escritos em linguagens de programação padrão e comandos de rotinas (Tim, 1996). Esse tipo de interface usualmente requer programação mais complexa e maior manuseio dos dados do que a simples união. Exemplos de combinação são: GLEAMS com ArcInfo (Fraisse et al., 1994), WEPP com ArcView (Renschler, 2006), SWAT com GRASS (Srinivasan e Arnold, 1994) e SWAT com ArcView (Di Luzio et. al., 2002).

A interface do tipo integração implica na incorporação de um sistema ao outro. Ou o modelo é embutido no SIG, ou um SIG simples é incluído no sistema de modelagem, evitando, desse modo, transferir dados entre os programas computacionais (Tim e Jolly, 1994). Um considerável esforço de programação entre os especialistas de SIG e os modeladores é necessário para desenvolver este sistema (Hartkamp et al., 1999). Esse tipo de interface é mais usual em modelos simplificados (Tim, 1996).

Mendes, citado por Machado (2002), fez algumas considerações sobre a utilização de modelos hidrológicos e SIG. Segundo ele, modelos hidrológicos lidam com fenômenos contínuos e dinâmicos, enquanto os SIG's disponíveis atualmente no mercado tratam apenas com dados estáticos e discretos. Em

termos de estrutura de dados que representam a “realidade”, o SIG utiliza os conceitos de pontos, linhas, polígonos, grades, redes de triângulos irregulares, etc. Na Hidrologia, os sistemas a serem representados espacialmente são bacias hidrográficas, aquíferos, rios, canais, lagos, etc. No campo conceitual, a análise de fenômenos é feita no SIG através da manipulação e interpretação de dados geográficos. Na Hidrologia esta análise é feita através da simulação do movimento da água e de seus constituintes, usando-se equações que representam leis físicas. É fundamental que os pesquisadores envolvidos na área de recursos hídricos reconheçam este problema fundamental e entendam as suposições e limitações da representação discreta da “realidade” e o uso destes dados em modelos.

A importância do geoprocessamento, no contexto do planejamento dos recursos hídricos, surge devido à necessidade de se manipular propriedades hidrológicas que apresentam grande variabilidade espacial e temporal (Mendes e Cirilo, 2001).

### 3. MATERIAL E MÉTODOS

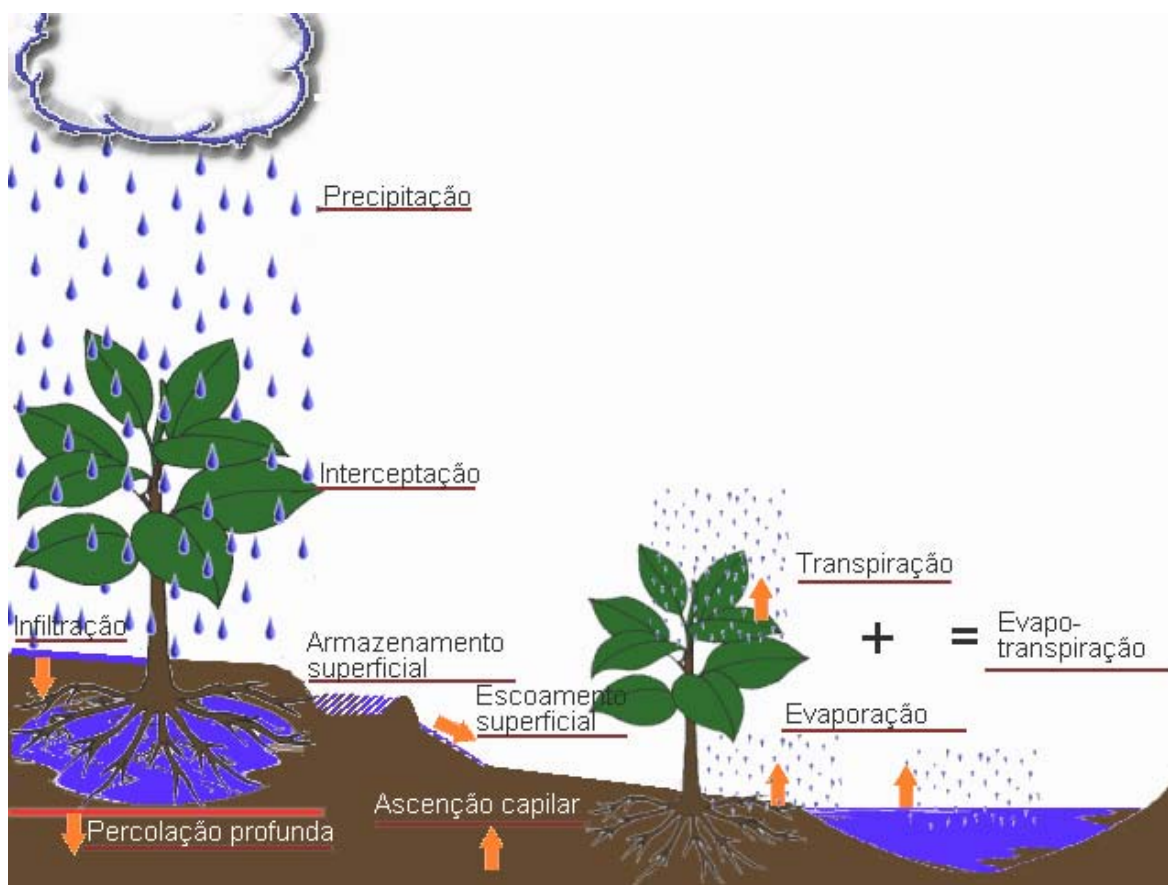
O presente trabalho foi desenvolvido a partir da montagem de uma estrutura de coleta de dados numa microbacia hidrográfica experimental pertencente à bacia do rio Paraíba do Sul. A área, de 88,5 hectares, se localiza no município de Varre-Sai, noroeste do Estado do Rio de Janeiro, entre as coordenadas UTM mín. E: 198.185 e máx. E: 199.400 m, e mín. N: 7.681.600 e máx. N: 7.682.620 m, e altitude mín. de 673 m e máx. de 960 m. A microbacia possui cobertura vegetal composta por áreas com floresta nativa, eucalipto, pastagem, cafeicultura, milho e vegetação espontânea (capoeira). Possui ainda várias nascentes que formam e mantêm um pequeno curso d'água perene. Na Figura 3 são apresentadas duas vista parciais da microbacia.



Figura 3 – Vistas parciais da microbacia hidrográfica experimental, Varre-Sai, RJ.

### 3.1. Modelo hidrológico para estimação do escoamento superficial

Para a modelagem hidrológica da bacia hidrográfica foi utilizado o método proposto por Pruski et al. (2001), por meio da aplicação do programa computacional HidroBacia, desenvolvido por Silva (2002), que permite considerar a variabilidade espacial dos parâmetros da bacia que interferem no processo de obtenção do hidrograma de escoamento superficial; para tanto, a área da bacia foi dividida em unidades de simulação denominadas células. Na Figura 4, são apresentados os principais componentes do ciclo hidrológico considerados no modelo HidroBacia.



Fonte: Braga (2000).

Figura 4 – Componentes do ciclo hidrológico associados ao modelo HidroBacia.

O modelo HidroBacia foi desenvolvido considerando-se as seguintes pressuposições: a chuva somente atinge a superfície do solo após a interceptação pela cobertura vegetal ter sido preenchida; e a capacidade de armazenamento superficial não varia com o tempo.

Com o início da precipitação, começa, simultaneamente, a interceptação pela cobertura vegetal, que representa a fração da precipitação retida pela cobertura vegetal. 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 precipitação excede a capacidade de infiltração da água no solo, a água acumula em sua superfície, fase esta denominada empoçamento. Uma vez que a capacidade de armazenamento superficial é excedida, tem-se o início do escoamento superficial.

Durante o escoamento superficial, podem ocorrer oscilações na precipitação, ou seja, sua intensidade pode, em algum momento, se tornar inferior à capacidade de infiltração de água no solo. Isto, normalmente, ocorre nos instantes finais da precipitação, mas pode, também, ocorrer em qualquer instante durante a ocorrência do escoamento superficial. Durante a ocorrência destes casos, o modelo considera que toda a precipitação infiltra no solo.

No HidroBacia, a lâmina máxima de interceptação pela cobertura vegetal (ICV) pode ser estimada usando-se um banco de dados, a partir de informações contidas em Woolhiser et al. (1990) e Morgan et al. (1998); ou calculada a partir de um valor conhecido ou estimado da área foliar de cada tipo de cobertura vegetal da bacia.

A capacidade de armazenamento de água sobre a superfície do solo (ARM) pode ser obtida, segundo Silva (2002), utilizando-se a metodologia proposta por Onstad (1984), a partir da equação:

$$ARM = 112 RR + 3,100 RR^2 - 1,2 RR S \quad (15)$$

em que

RR = rugosidade randômica do terreno, 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 também incluído no programa HidroBacia.

De acordo com o método apresentado por Silva (2002), 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-se a equação:

$$\int_0^{t_{iCV}} i_i dt = ICV \quad (16)$$

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 ( $T_i$ ) é igual à intensidade de precipitação ( $i_i$ ). Esta condição é mantida até que  $i_i \geq T_i$ , que é expressa pela equação de Green-Ampt modificada por Mein e Larson (equação 1).

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:

$$I = \int_{t_{iCV}}^{t_{i(ARM)}} i_i dt \quad (17)$$

em que  $t_{i(ARM)}$  é o tempo referente ao início 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  $T_i$ .

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:

$$ARM = \int_{t_{i(ARM)}}^{t_{PRE}} i_i dt - \int_{t_{i(ARM)}}^{t_{PRE}} T_i dt \quad (18)$$

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:



$$q_{ES} = i_i - T_i \quad (19)$$

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.

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

$$q = q_{ES} A_c \quad (20)$$

em que

$q$  = vazão por unidade de largura na direção do escoamento,  $m^2 s^{-1}$ ; e  
 $A_c$  = área da célula,  $m^2$ .

Em virtude da utilização de eventos de precipitação isolados nas simulações com o modelo HidroBacia, a evapotranspiração não foi considerada nos cálculos dos hidrogramas e do balanço de massa, tendo em vista que a lâmina evapotranspirada durante esses eventos é muito pequena, devido às condições de céu nublado e alta umidade do ar, além da curta duração dos mesmos.

O hidrograma resultante de cada célula é obtido pela soma dos hidrogramas advindos da área de contribuição com o hidrograma gerado na mesma.

A identificação das células que contribuem com escoamento para a célula de interesse foi realizada utilizando-se uma imagem com as direções de escoamento de todas as células da bacia hidrográfica. O hidrograma oriundo das células que contribuem com o 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:

$$\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} = i_i - T_i \quad (21)$$

e

$$S_0 = S_f \quad (22)$$

em que

$h$  = lâmina de escoamento, m;

$t$  = tempo, s;

$x$  = direção do escoamento, m;

$S_0$  = declividade da superfície do solo,  $m\ m^{-1}$ ; e

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

O modelo de ondas cinemáticas 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:

$$h = \alpha q^\beta \quad (23)$$

Os parâmetros  $\alpha$  e  $\beta$  são obtidos a partir da equação de Manning, cujos valores dependem da declividade do canal (ou encosta) e da rugosidade do perímetro molhado, podendo ser expressos por:

$$\alpha = \left( \frac{n}{\sqrt{S_0}} \right)^\beta \quad \text{e} \quad \beta = \frac{3}{5} \quad (24)$$

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

A determinação da declividade  $S_0$  foi feita com base na cota da célula vizinha para a qual ocorre o escoamento superficial, por meio da equação:

$$S_0 = \frac{Z_1 - Z_2}{D_{12}} \quad (25)$$

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.

A modelagem do escoamento superficial no canal também foi realizada utilizando-se o modelo de ondas cinemáticas. Neste caso, o escoamento superficial foi obtido pela soma dos hidrogramas advindos dos segmentos do canal à montante da seção considerada com os hidrogramas oriundos da encosta.

### 3.1.1. Solução das equações do modelo de ondas cinemáticas

Testes preliminares realizados com o modelo HidroBacia indicaram que o algoritmo linear proposto por Bras (1990), utilizado por Silva (2002) para a solução das equações do modelo de ondas cinemáticas, estava produzindo hidrogramas com volumes diferentes daqueles observados nos hidrogramas de entrada. Tal diferença, conseqüentemente, fazia com que o balanço de massa do modelo ficasse desequilibrado, ou seja, a lâmina de precipitação total subtraída das lâminas de interceptação pela cobertura vegetal, de infiltração e de escoamento superficial apresentava valores diferentes de zero.

Este fato despertou a necessidade de substituição do algoritmo utilizado na propagação dos hidrogramas. Assim sendo, após uma pesquisa bibliográfica, optou-se por utilizar a solução não-linear apresentada por Li et al. (1975), descrita na seqüência.

Representando-se a equação 21 utilizando-se o método das diferenças finitas aplicado ao plano espaço-tempo apresentado na Figura 5, obtêm-se a seguinte equação:

$$\frac{q_{i+1}^{j+1} - q_i^{j+1}}{\Delta x} + \frac{h_{i+1}^{j+1} - h_{i+1}^j}{\Delta t} = i_i - T_i \quad (26)$$

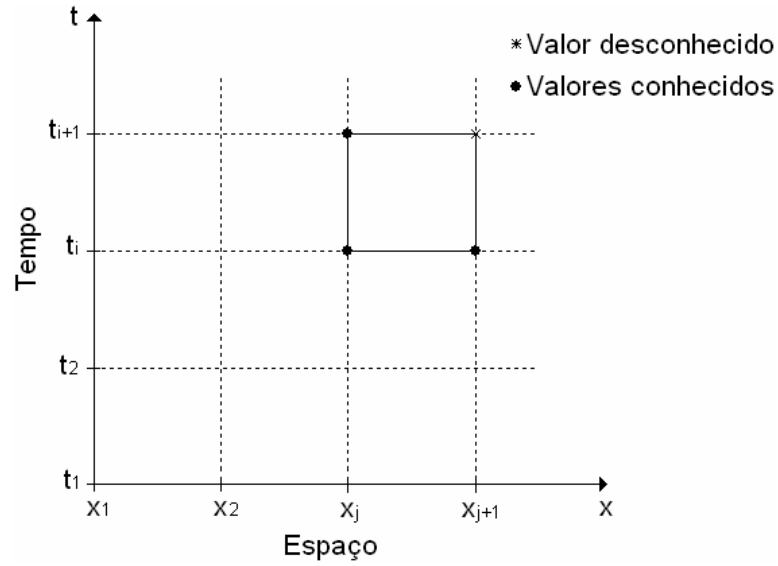


Figura 5 – Grade retangular no plano espaço-tempo utilizada para ilustrar a solução das equações do modelo de ondas cinemáticas usando o método das diferenças finitas.

Ao contrário de Bras (1990), no desenvolvimento da solução, Li et al. (1975) tomaram  $q$  como variável independente. Assim, a partir da equação 23 tem-se que:

$$h_{i+1}^{j+1} = \alpha(q_{i+1}^{j+1})^\beta \quad (27)$$

$$h_{i+1}^j = \alpha(q_{i+1}^j)^\beta \quad (28)$$

Substituindo as equações 27 e 28 na equação 26 e rearranjando fica:

$$\frac{\Delta t}{\Delta x} q_{i+1}^{j+1} + \alpha(q_{i+1}^{j+1})^\beta = \frac{\Delta t}{\Delta x} q_i^{j+1} + \alpha(q_{i+1}^j)^\beta + \Delta t(i_i - T_i) \quad (29)$$

O lado direito da equação 29 possui apenas quantidades conhecidas e pode ser denotado por  $\Omega$ , ou seja:

$$\Omega = \frac{\Delta t}{\Delta x} q_i^{j+1} + \alpha(q_{i+1}^j)^\beta + \Delta t(i_i - T_i) \quad (30)$$

Fazendo  $r = q_{i+1}^{j+1}$ , o lado esquerdo da equação 29 pode ser expresso por:

$$f(r) = \frac{\Delta t}{\Delta x} r + \alpha r^\beta \quad (31)$$

A resolução do problema consiste em encontrar o valor de  $r$  que satisfaça a equação 32:

$$f(r) = \frac{\Delta t}{\Delta x} r + \alpha r^\beta = \Omega \quad (32)$$

Como a equação 32 é não-linear em  $r$ , uma solução aproximada para a mesma pode ser obtida usando-se o seguinte esquema iterativo:

$$r^{k+1} = r^k - \frac{f'(r^k)}{f''(r^k)} \pm \sqrt{\left(\frac{f'(r^k)}{f''(r^k)}\right)^2 - \frac{2[f(r^k) - \Omega]}{f''(r^k)}} \quad (33)$$

em que  $r^k$  representa o valor de  $r$  na  $k$ -ésima iteração, sendo:

$$f(r^k) = \frac{\Delta t}{\Delta x} r^k + \alpha (r^k)^\beta \quad (34)$$

$$f'(r^k) = \frac{\Delta t}{\Delta x} + \alpha \beta (r^k)^{\beta-1} \quad (35)$$

$$f''(r^k) = \alpha \beta (\beta - 1) (r^k)^{\beta-2} \quad (36)$$

As iterações são realizadas até que  $|f(r^{k+1}) - \Omega|$  seja um valor próximo de zero ( $\varepsilon$ ). Segundo Li et al. (1975), um valor apropriado para  $\varepsilon$  é  $0,01\Omega$ , entretanto, optou-se por utilizar um valor fixo,  $\varepsilon = 10^{-9}$ . Portanto, o critério de parada adotado foi  $|f(r^{k+1}) - \Omega| \leq \varepsilon$ .

Como se pode observar, a equação 33 possui duas soluções, sendo escolhida a que apresentar menor valor de  $|f(r^{k+1}) - \Omega|$ .

De acordo com Li et al. (1975), uma boa estimativa do valor inicial  $r^0$  é determinante para uma rápida convergência do processo iterativo, sendo indicado para isto a solução linear descrita na seqüência.

O termo  $\partial h / \partial t$  na equação 21 pode ser expresso por:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial h}{\partial q} \frac{\partial q}{\partial t} \quad (37)$$

Também a partir da equação 23, tem-se que:

$$\frac{\partial h}{\partial q} = \alpha \beta q^{(\beta-1)} \quad (38)$$

A substituição das equações 37 e 38 na equação 21 resulta em:

$$\frac{\partial q}{\partial x} + \alpha \beta q^{(\beta-1)} \frac{\partial q}{\partial t} = i_i - T_i \quad (39)$$

Representando-se a equação 39 na forma de diferenças finitas e rearranjando-se, fica:

$$r^0 = q_{i+1}^{j+1} = \frac{\frac{\Delta t}{\Delta x} q_i^{j+1} + \alpha \beta q_{i+1}^j \left( \frac{q_{i+1}^j + q_i^{j+1}}{2} \right)^{\beta-1} + \Delta t (i_i - T_i)}{\frac{\Delta t}{\Delta x} + \alpha \beta \left( \frac{q_{i+1}^j + q_i^{j+1}}{2} \right)^{\beta-1}} \quad (40)$$

A equação 40 permite obter a melhor estimativa de  $r^0$ , usado como valor inicial para o esquema não-linear iterativo representado pela equação 33.

A resolução da equação 33 para todos os pontos do hidrograma promove o deslocamento do mesmo 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.

A precisão das estimativas pode ser melhorada diminuindo-se os valores de  $\Delta x$  e  $\Delta t$ . No presente, trabalho utilizou-se  $\Delta t = 12$  s, sendo que o valor de  $\Delta x$  variou em função da direção do escoamento. Onde a direção de escoamento foi perpendicular ao lado da célula, utilizou-se  $\Delta x = 5,0$  m, e onde foi diagonal, utilizou-se  $\Delta x = 7,071$  m.

Um exemplo de hidrograma propagado pelo modelo de ondas cinemáticas, usando-se a solução não-linear apresentada por Li et al. (1975), pode ser observado na Figura 6. Ressalta-se que o volume de escoamento do hidrograma propagado deve ser igual ao do hidrograma inicial, conforme ocorreu neste exemplo.

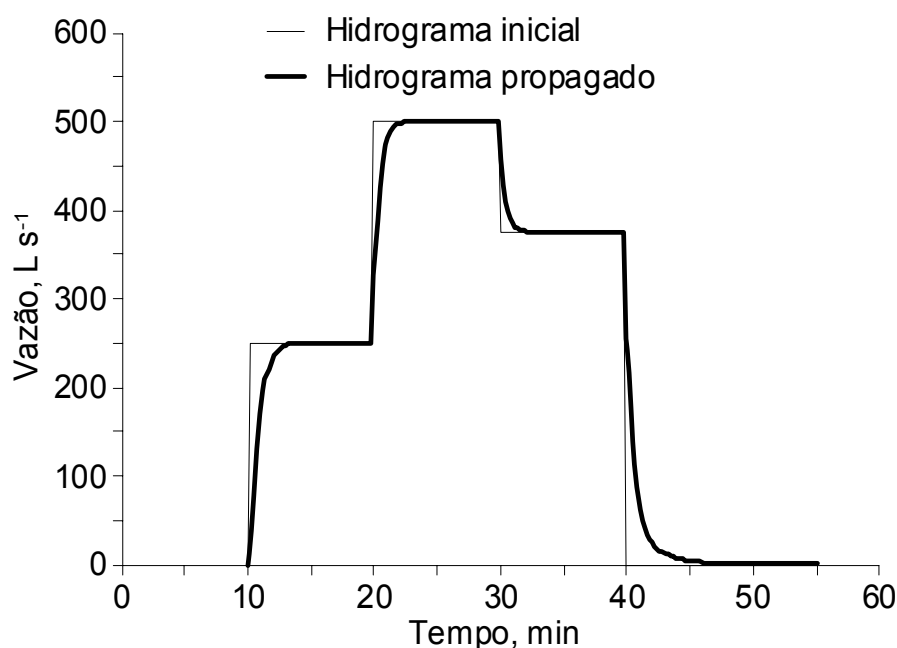


Figura 6 – Exemplo de propagação de hidrograma pelo modelo de ondas cinemáticas, usando-se a solução não-linear apresentada por Li et al. (1975).

### 3.2. Monitoramento da vazão do curso d'água

A vazão do curso d'água da bacia hidrográfica foi monitorada no período de janeiro de 2005 a maio de 2006. Para tanto, foi construído, no local correspondente ao exutório da bacia, um vertedor triangular de concreto, com 90° de abertura e com parede espessa (Figura 7a). Junto ao vertedor, foi instalado um equipamento medidor do nível d'água (Figura 7b), denominado *Thalimedes* (Ott, Alemanha). O *Thalimedes* foi configurado para registrar a altura da lâmina d'água em intervalos de 6 minutos.

A equação utilizada para a conversão da lâmina d'água em vazão, para vertedores triangulares e de parede delgada, é a equação de Thompson. Como o vertedor utilizado no presente trabalho possui parede espessa, fez-se necessário realizar a calibração do mesmo. Para tanto, foi realizada uma série de medições da vazão pelo método direto. A partir das vazões medidas e suas respectivas lâminas d'água sobre o vertedor, obteve-se, por meio de um ajuste matemático, uma equação de Thompson modificada, sendo a vazão expressa em  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$  e a carga hidráulica sobre o vertedor (H) em metros. A equação obtida e o gráfico demonstrando o ajuste estão apresentados na Figura 8.

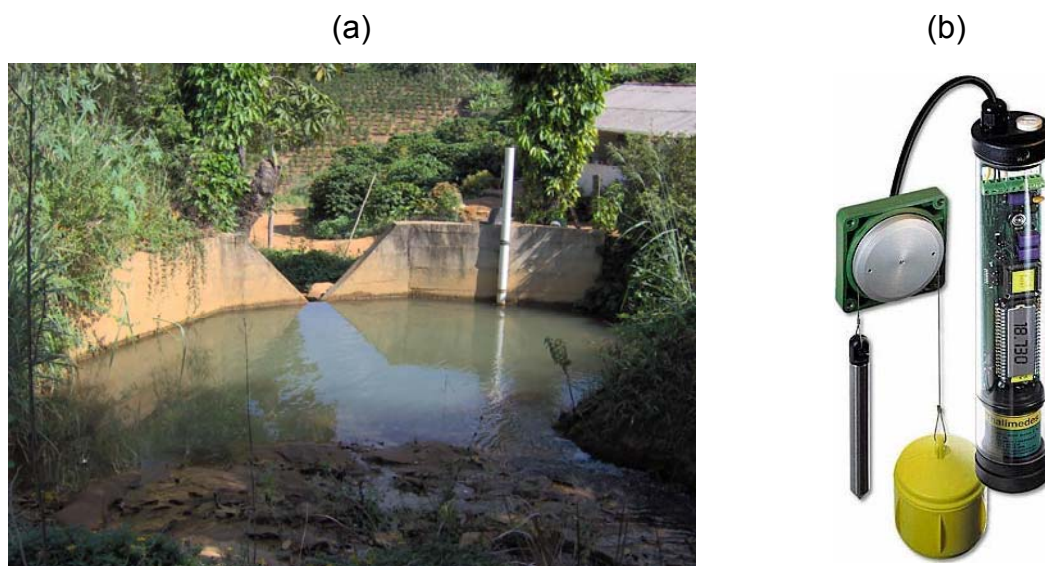


Figura 7 – (a) Vertedor construído no exutório da bacia hidrográfica e (b) medidor de nível - *Thalimedes*.

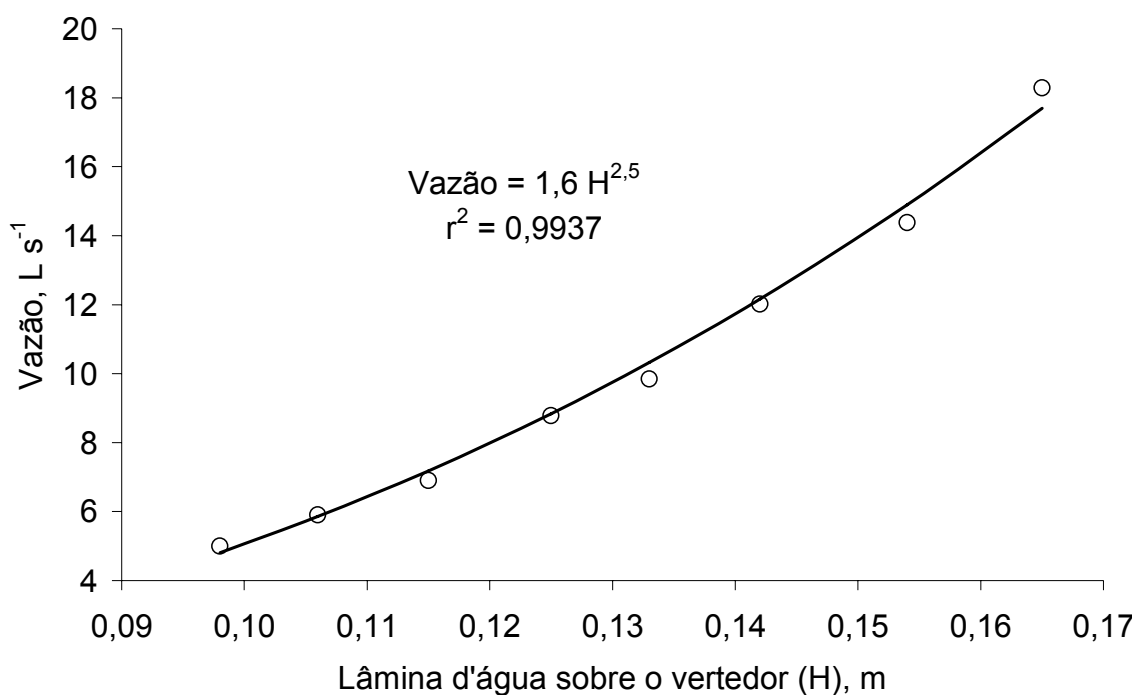


Figura 8 – Curva de calibração do vertedor utilizado na bacia hidrográfica.

A partir dos hidrogramas medidos no vertedor, efetuou-se para cada evento a separação entre hidrograma de escoamento superficial e hidrograma referente ao fluxo subterrâneo. Para tanto, utilizou-se o método de Barnes, apresentado por Custódio e Llamas (1983).



Segundo Custódio e Llamas (1983), o método de Barnes é o mais aproximado. Consiste em alocar as retas AB e BC, conforme apresentadas na Figura 9. Para tanto, deve-se representar graficamente o hidrograma em escala semi-logarítmica. Desta forma, a curva de recessão tende a ser uma reta. Prolongando esta reta, que passa pelo ponto C, até o ponto referente à direção vertical que passa pelo ponto de inflexão (ponto em que a concavidade à direita tem sinal diferente do da concavidade à esquerda) do hidrograma (ponto B), obtêm-se a reta BC. Unindo o ponto B com o ponto A (início do hidrograma) obtêm-se a reta AB. O hidrograma de escoamento superficial equivale, portanto, à diferença entre o hidrograma total observado e as retas AB e BC. Conseqüentemente, o volume de escoamento superficial é representado pela área acima das retas AB e BC. A vazão máxima considerada no presente trabalho foi o incremento de vazão entre a reta AB e a vazão máxima absoluta do hidrograma, na direção vertical do ponto de ocorrência desta última.

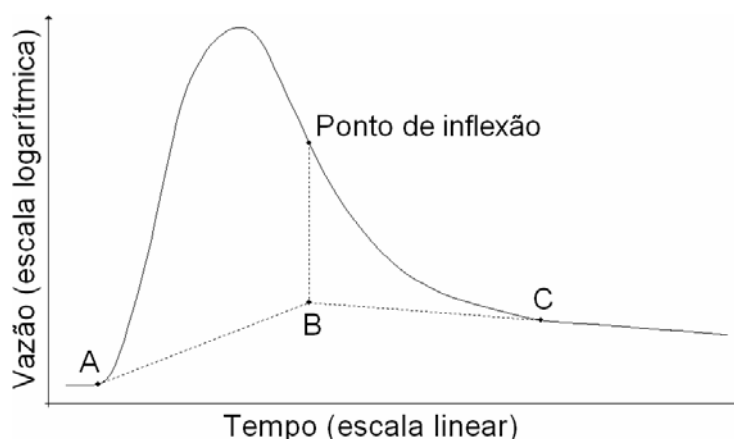


Figura 9 – Método de Barnes para separação dos hidrogramas de escoamento superficial e subterrâneo.

### 3.3. Monitoramento dos elementos climáticos

Os dados climáticos foram monitorados, no período de janeiro de 2005 a maio de 2006, por meio de uma estação meteorológica automática (*Thies Clima, Adolf Thies GmbH e Co., Alemanha*) – Figura 10a, a qual foi configurada para registrar dados de chuva, radiação solar, velocidade do vento, temperatura e umidade relativa do ar também em intervalos de 6 minutos. Adicionalmente,

outros três pluviógrafos (*Davis*, EUA) foram instalados (Figura 10b), visando a monitorar a precipitação em vários pontos da bacia. Juntamente com os pluviógrafos foram instalados *data loggers* (*WatchDog*, *Spectrum Technologies*, EUA), sendo estes configurados para registrar a lâmina de precipitação em intervalos de 10 minutos. Os pluviógrafos não foram configurados para registrar em intervalos de 6 minutos devido à menor capacidade de armazenamento dos coletores de dados.

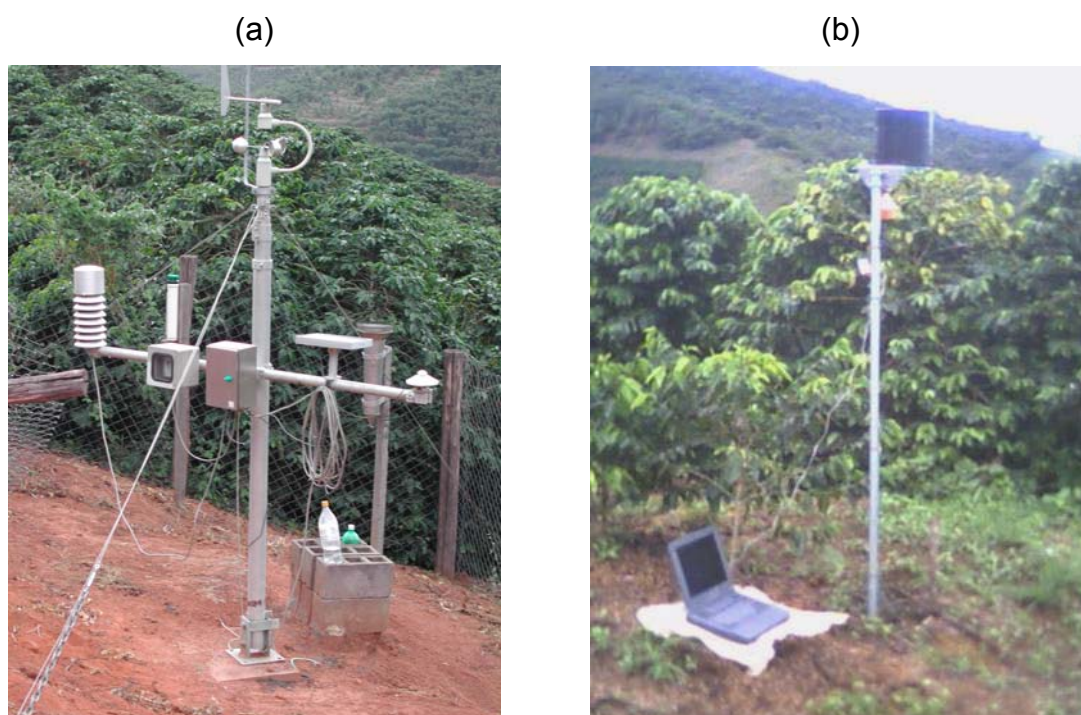


Figura 10 – (a) Estação meteorológica automática e (b) *data logger* com pluviógrafo.

Na Figura 11 consta a localização dos três pluviógrafos e da estação meteorológica automática na bacia hidrográfica. Na área de cabeceira da bacia não foram instaladas estações de coleta de dados climáticos em virtude da presença de vegetação alta e densa (floresta), fato este que invalidaria as medições.

Para fins de simulação, foram consideradas somente as chuvas com potencial para a produção de escoamento superficial, ou seja, chuvas cuja intensidade máxima de precipitação foi superior à menor taxa de infiltração estável ( $T_{ie}$ ) observada na bacia hidrográfica.

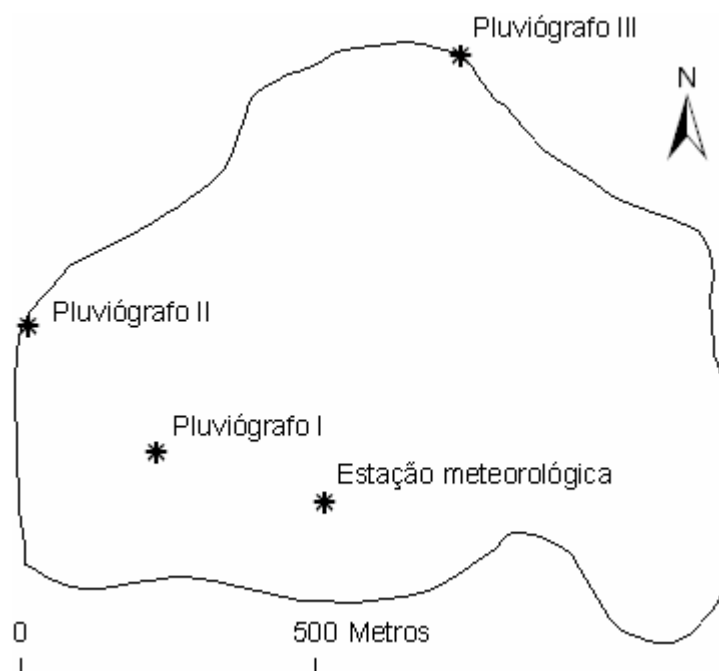


Figura 11 – Localização dos três pluviômetros e da estação meteorológica automática na bacia hidrográfica experimental.

Durante o período de monitoramento da chuva/vazão na bacia hidrográfica (janeiro de 2005 a maio de 2006), foram registrados 131 eventos de precipitação. Porém, dentre estes eventos, apenas 14 apresentaram intensidade máxima de precipitação superior à menor taxa de infiltração estável medida na bacia, que foi de  $49,3 \text{ mm h}^{-1}$ . Portanto, estes foram os eventos selecionados para simulação, por terem efetivamente potencial para produzir escoamento superficial em toda a bacia.

No Quadro 1, constam os dados das 14 precipitações mais intensas, com suas respectivas data, duração, lâmina, intensidade máxima, intensidade média, bem como a lâmina e a vazão máxima de escoamento superficial. Foram preparados hidrogramas dos 14 eventos de chuva-vazão selecionados para simulação com o modelo HidroBacia (Figura 1A).

Quadro 1 – Precipitações com intensidade máxima superior à menor taxa de infiltração estável, com suas respectivas lâminas e vazão máxima de escoamento superficial produzidas na bacia hidrográfica

Nº	Data	Duração (min)	Lâmina (mm)	$i_i$ máxima (mm h <sup>-1</sup> )	$i_i$ média (mm h <sup>-1</sup> )	LES (mm)	$Q_{máx}$ (L s <sup>-1</sup> )
1	21/04/2005	75	16,3	63,0	13,0	0,8	41,2
2	25/05/2005	100	34,3	101,6	20,6	0,1	368,9
3	02/12/2005	252	45,6	81,0	10,9	0,5	83,1
4	18/01/2006	40	18,5	85,3	27,8	0,7	34,8
5	31/01/2006	30	16,8	64,5	33,6	0,1	65,0
6	10/02/2006	260	54,4	83,0	12,6	0,1	127,9
7	14/02/2006	90	28,1	60,2	18,7	0,7	177,0
8	26/02/2006	130	41,6	62,5	19,2	0,5	185,5
9	05/03/2006	50	30,1	57,9	36,1	0,9	194,1
10	06/03/2006	260	39,4	57,9	9,1	0,6	241,7
11	15/03/2006	180	39,5	67,8	13,2	1,5	553,0
12	17/03/2006	30	12,7	56,4	25,4	1,2	177,2
13	20/03/2006	70	32,0	80,0	27,4	0,3	406,8
14	03/05/2006	50	12,3	54,1	14,8	0,9	47,1

$i_i$  = intensidade de precipitação;

LES = lâmina de escoamento superficial;

$Q_{máx}$  = vazão máxima de escoamento superficial.

### 3.4. Obtenção das imagens temáticas utilizadas nas simulações

Visando a obter informações cartográficas necessárias para a geração das imagens temáticas (*raster*), foi realizado um levantamento topográfico detalhado, resultando em 1243 pontos geo-referenciados. Para tanto, foi utilizado um equipamento baseado em GPS (SR510, *Leica Geosystems*, EUA). O contorno da bacia hidrográfica, bem como a rede de drenagem mapeada, podem ser observados na Figura 12, juntamente com a grade de geo-referenciamento, em metros.

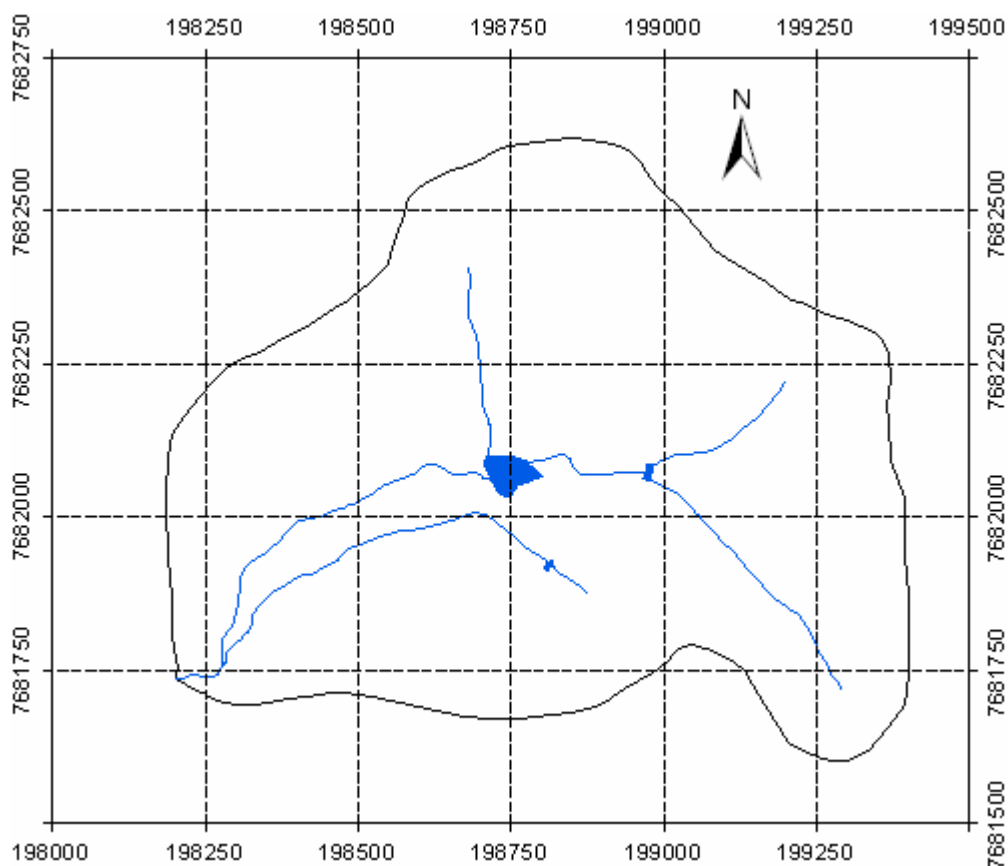


Figura 12 – Contorno da bacia hidrográfica, curso d'água principal e barragens.

Para a obtenção do modelo digital de elevação (MDE), foram utilizados os pontos geo-referenciados, os arcos da rede hidrográfica mapeada, os polígonos referentes a barragens existentes na bacia, e o limite que define a área de drenagem da mesma. A base de dados foi configurada no sistema de coordenadas UTM, datum SAD 69, fuso 24 (sul), com unidades verticais e horizontais em metros.

A partir da aplicação de técnicas de SIG e da utilização dos dados topográficos, as imagens temáticas foram preparadas considerando-se a divisão da área da bacia em células quadradas com dimensão de 5 m, dispostas em linhas e colunas, formando, assim, imagens *raster*, sendo que cada célula possui 25 m<sup>2</sup>. As células das imagens foram automaticamente indexadas por linhas (x) e colunas (y), referentes à posição geográfica da célula em relação à superfície terrestre, e um atributo z, referente ao parâmetro do terreno a ser representado.

O processamento dos dados foi realizado nos módulos ArcView e ArcInfo Workstation do programa computacional ArcGIS, versão 9.

A interpolação do MDE foi realizada com a utilização do algoritmo TOPOGRID, a partir da execução de comandos no ArcInfo Workstation. O

TOPOGRID é considerado padrão para obtenção de características morfométricas de bacias hidrográficas, apresentando-se como um MDE hidrológicamente consistente (Hutchinson, 1989). Este algoritmo foi validado por Pires et al. (2005) como sendo o melhor algoritmo de interpolação.

Após a geração do MDE, foi utilizada a extensão *Hydrology Modeling* do ArcView, visando a gerar as imagens referentes às direções de escoamento e à rede de drenagem numérica, por meio dos comandos *Flow Direction* e *Stream Network*, respectivamente. Neste último, foram realizadas diversas tentativas, obtendo-se melhor ajuste com a rede de drenagem real quando se utilizou o valor mínimo de 1.000 células contribuintes (25.000 m<sup>2</sup>) para identificar a pertinência de uma determinada célula à rede de drenagem numérica.

Além das imagens referentes às características físicas do relevo da bacia, obtidas a partir do processamento dos dados topográficos, outras referentes às características físicas da cobertura vegetal e do solo também foram geradas. Os procedimentos para a geração de tais imagens estão descritos nos dois itens subseqüentes.

#### **3.4.1. Imagens referentes às características físicas da cobertura vegetal**

Para realizar simulações com o modelo HidroBacia, foi considerada a variabilidade espacial dos parâmetros de entrada referentes às características físicas da cobertura vegetal. Na Figura 13, é apresentada a distribuição espacial da cobertura vegetal da bacia hidrográfica, a qual foi utilizada como base para confeccionar as imagens baseadas nas características da vegetação.

Os dados de entrada referentes à cobertura vegetal da bacia hidrográfica utilizados na forma de imagens foram:

1. interceptação pela cobertura vegetal (ICV), mm;
2. armazenamento superficial (ARM), mm;
3. coeficiente de rugosidade do terreno ( $n$ ), s m<sup>-1/3</sup>; e
4. coeficiente da cultura ( $K_c$ ), adimensional;

O valor de ICV para cada cultura da bacia hidrográfica foi estimado a partir de um banco de dados existente no programa HidroBacia, o qual é baseado em informações contidas em Woolhiser et al. (1990) e Morgan et al. (1998).

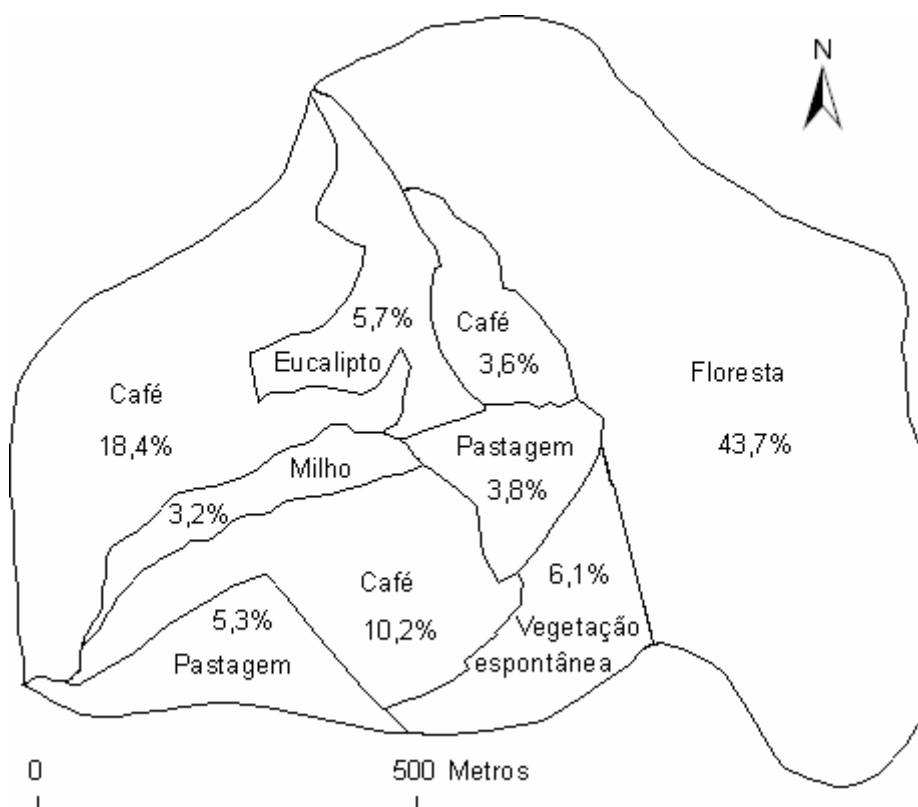


Figura 13 – Tipos e porcentagens de cobertura vegetal da microbacia hidrográfica experimental.

Como o banco de dados utilizado para obter o ICV não contempla todas as culturas existentes na bacia, optou-se por considerar os valores das culturas incluídas no banco de dados que são mais parecidas com as culturas da bacia. No Quadro 2, estão apresentadas as culturas existentes na bacia, bem como os valores de ICV adotados.

Quadro 2 – Valores de interceptação pela cobertura vegetal (ICV) para as diferentes culturas existentes na bacia hidrográfica

Cultura (bacia)	Cultura (banco de dados)	ICV (mm)
Café	tomate	0,90
Vegetação espontânea	floresta temperada inverno	1,00
Eucalipto	pinheiro	1,00
Floresta	floresta tropical	2,50
Pastagem	grama	2,00
Milho	milho	0,76

A capacidade de armazenamento de água sobre a superfície do solo (ARM) foi obtida utilizando-se a metodologia proposta por Onstad (1984), a partir da aplicação da equação 15.

Os valores da rugosidade randômica foram obtidos a partir do banco de dados também incluído no programa HidroBacia. A declividade média da área de cada cultura foi calculada usando-se técnicas de SIG. No Quadro 3, estão apresentadas as culturas existentes na bacia, bem como os valores de ARM calculados com o uso da equação 15.

Quadro 3 – Valores de capacidade de armazenamento superficial (ARM) para os diversos tipos de cobertura vegetal existentes na bacia hidrográfica

Cultura	Rugosidade randômica (mm)	Declividade média (%)	ARM (mm)
Café (área maior)	10,16	42,7	0,94
Café (área média)	10,16	34,2	1,04
Café (área menor)	10,16	43,9	0,92
Vegetação espontânea	10,16	54,1	0,80
Eucalipto	10,16	48,8	0,86
Floresta	16,51	53,0	1,64
Pastagem (área maior)	16,51	35,9	1,98
Pastagem (área menor)	16,51	43,1	1,84
Milho	16,51	19,4	2,31

Os coeficientes de rugosidade do terreno ( $n$ ) também foram obtidos a partir do referido banco de dados, o qual se baseia nos dados apresentados por Beasley e Huggins (1981). Os valores de  $n$  obtidos para cada tipo de cobertura da bacia hidrográfica encontram-se apresentados no Quadro 4.

Para a obtenção dos valores de  $K_c$  para as diversas culturas existentes na bacia hidrográfica, foram consultadas tabelas específicas, como por exemplo, aquela apresentada por Allen et al. (1998). Observando-se os valores tabelados de  $K_c$  para os diversos estádios fenológicos das culturas, e analisando-se o comportamento das chuvas durante o ano, optou-se por utilizar valores de  $K_c$  igual a 1,0 para toda a cobertura vegetal da bacia, acreditando-se que, na média, esta escolha é bem representativa e não compromete o balanço hídrico do solo.



Quadro 4 – Valores do coeficiente de rugosidade do terreno (n) para os diversos tipos de cobertura vegetal existentes na bacia hidrográfica

Cultura (bacia)	Cultura (banco de dados)	Cobertura	n ( $s\ m^{-1/3}$ )
Café	sem preparo	resíduo normal	0,12
Veg. espontânea	floresta	árvores pequenas	0,15
Eucalipto	floresta	árvores grandes	0,20
Floresta	floresta	árvores grandes	0,20
Pastagem	pastagem	cobertura média	0,10
Milho	pequenos grãos	resíduos incorporados	0,12

### 3.4.2. Imagens referentes às características físicas do solo

Para realizar simulações com o modelo HidroBacia, considerou-se, também, a variabilidade espacial dos parâmetros de entrada referentes às características físicas do solo. Na Figura 14, é apresentada a divisão espacial da bacia hidrográfica em áreas consideradas homogêneas, de acordo com o tipo de solo, cobertura vegetal e a individualização das encostas. Tal divisão foi utilizada como base para a geração das imagens referentes às características físicas do solo.

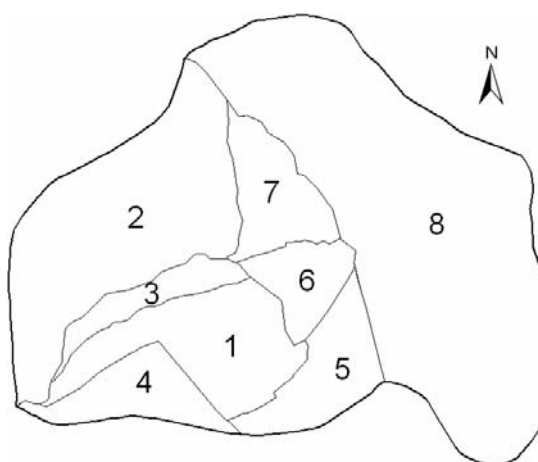


Figura 14 – Divisão espacial da bacia hidrográfica em oito áreas consideradas homogêneas, com base no tipo de solo, vegetação e encostas.

Os dados de entrada referentes às características físicas do solo da bacia hidrográfica utilizados na forma de imagens foram:

1. capacidade de campo (CC),  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ;
2. ponto de murcha permanente (PMP),  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ;
3. umidade inicial do solo ( $\theta_i$ ),  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ;
4. umidade do solo saturado ( $\theta_s$ ),  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ;
5. potencial matricial na frente de umedecimento ( $\psi_f$ ), mm.c.a.;
6. condutividade hidráulica do solo saturado ( $K_s$ ),  $\text{mm h}^{-1}$ ; e
7. taxa de infiltração estável ( $T_{ie}$ ),  $\text{mm h}^{-1}$ .

Visando a obter dados para a geração dos referidos imagens, foram realizadas amostragens de solo em 25 pontos distribuídos na área da bacia hidrográfica. Na Figura 15, é apresentada a distribuição espacial dos referidos pontos, os quais foram alocados em função das áreas de solo homogêneo apresentadas na Figura 14.

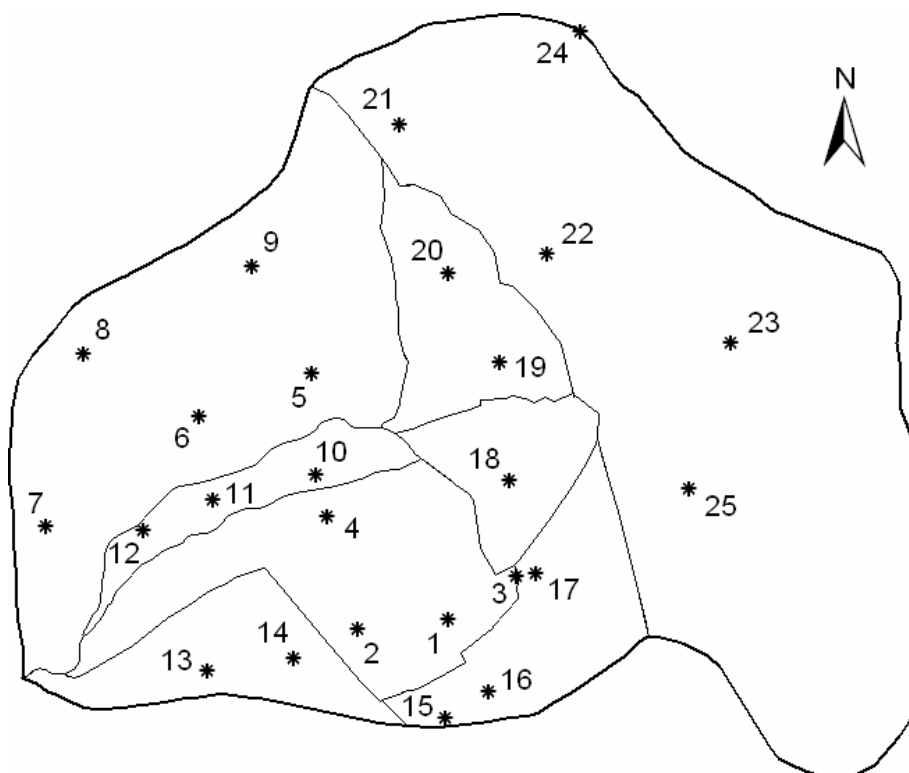


Figura 15 – Distribuição espacial dos 25 pontos de amostragem de solo da bacia hidrográfica para análise de suas propriedades físicas.

Para a geração das imagens, os dados obtidos nas análises físicas do solo (referentes aos pontos apresentados na Figura 15) foram agrupados em valores médios, de acordo com a divisão apresentada na Figura 14. O Quadro 5 apresenta os pontos de coleta de solo agrupados em valores médios para a geração das imagens com as características físicas do solo da bacia hidrográfica.

Quadro 5 – Pontos de coleta de solo agrupados em valores médios para a geração das imagens com as características físicas do solo da bacia

Área	Pontos agrupados em valores médios
1	1, 2, 3 e 4
2	5, 6, 7, 8 e 9
3	10, 11 e 12
4	13, 14 e 18
5	15, 16 e 17
6	13, 14 e 18
7	19 e 20
8	21, 22, 23, 24 e 25

As amostragens de solo foram realizadas em duas profundidades, definidas em função do perfil do solo, sendo considerados os horizontes A e B. A partir de uma investigação do solo da bacia (Latosolo Vermelho e Amarelo), adotou-se a profundidade de 0-10 cm para amostragem do horizonte A e 50-60 cm para o horizonte B.

Em cada ponto e em cada profundidade, foram coletadas 3 amostras de solo, sendo uma amostra deformada e duas amostras indeformadas. Estas últimas foram obtidas utilizando-se um trado Tipo Uhland. No total, foram coletadas 150 amostras de solo na bacia hidrográfica.

As amostras deformadas foram utilizadas para a determinação da densidade de partícula (real) e para a análise granulométrica do solo, a qual foi realizada de acordo com as recomendações de Embrapa (1997).

Dentre as amostras indeformadas, uma foi encaminhada para a determinação da curva de retenção de água no solo e a outra para a determinação da condutividade hidráulica do solo saturado e da densidade

aparente. Porém, devido a um equívoco ocorrido durante as análises laboratoriais, as curvas de retenção de água no solo foram obtidas após a deformação das amostras, condição esta que reduziu a qualidade da análise.

As curvas de retenção de água no solo foram obtidas para as tensões de 10, 30, 100, 300, 500, 1.000 e 1.500 kPa. A CC e o PMP foram considerados iguais à umidade do solo sob tensão de 30 e 1.500 kPa, respectivamente. A condutividade hidráulica do solo saturado foi determinada pelo método do permeâmetro de carga constante, conforme recomendações de Embrapa (1997). Já a densidade do solo foi determinada pelo método do anel volumétrico.

As análises foram realizadas no Centro de Análises da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ), localizado no Campus Dr. Leonel Miranda, Campos dos Goytacazes, RJ.

A partir das curvas de retenção obtidas nas análises, foram ajustadas equações baseadas no modelo de Brooks e Corey (1964), usando-se o programa computacional *Soil Water Retention Curve* – SWRC, desenvolvido por Dourado Neto et al. (2000).

A umidade do solo saturado ( $\theta_s$ ) foi considerada como sendo equivalente à porosidade total do solo ( $\phi$ ,  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ), a qual foi determinada a partir das densidades do solo e de partícula, sendo calculada usando-se a equação:

$$\phi = 1 - \frac{d_s}{d_p} \quad (41)$$

em que  $d_s$  é a densidade do solo e  $d_p$  é a densidade de partícula, ambas expressas em  $\text{g cm}^{-3}$ .

A umidade inicial do solo foi calculada para cada dia do período de monitoramento da bacia hidrográfica. O cálculo foi efetuado por meio do balanço hídrico do solo, utilizando-se imagens referentes aos parâmetros físicos do solo e da cobertura vegetal, sendo a umidade inicial também gerada na forma de imagens (*raster*), considerando-se o valor de 1 m como sendo a profundidade efetiva média do solo da bacia. Uma sub-rotina do HidroBacia foi adaptada para realizar o balanço hídrico. Imagens com a umidade inicial foram geradas somente

para os dias com ocorrência de precipitação, para os demais dias, apenas os cálculos foram realizados, visando-se a subsidiar o balanço contínuo.

No período de cálculo do balanço hídrico, existiram 131 dias com ocorrência de precipitação, portanto, foram geradas 131 imagens com a umidade inicial do solo e 131 imagens com a umidade final diária. Dentre as imagens com a umidade inicial do solo para cada dia chuvoso, foram extraídas as 14 imagens referentes aos eventos selecionados para simulação.

O balanço hídrico do solo foi realizado usando-se as seguintes equações:

$$\theta_{i(j)} = \theta_{f(j-1)} - \frac{ET_{r(j)}}{z} \quad (42)$$

$$\theta_{f(j)} = \theta_{i(j)} + \frac{P_{(j)} - ET_{r(j)}}{z} \quad (43)$$

em que

$\theta_{i(j)}$  = umidade inicial do solo no dia j,  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ;

$\theta_{f(j-1)}$  = umidade do solo no final do dia anterior (j-1),  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ;

$ET_{r(j)}$  = evapotranspiração real da cultura no dia j, mm;

$P_{(j)}$  = precipitação ocorrida no dia j, mm; e

$z$  = profundidade efetiva do solo, mm.

sendo

$$ET_{r(j)} = ET_{o(j)} K_c K_{s(j)} \quad (44)$$

em que

$ET_{o(j)}$  = evapotranspiração de referência no dia j, calculada pelo método de Penman-Monteith, mm; e

$K_{s(j)}$  = coeficiente de umidade do solo no dia j, adimensional.

No programa HidroBacia, o cálculo do coeficiente de umidade do solo,  $K_{s(j)}$ , estava sendo realizado com todas as unidades expressas em  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ , forma esta diferente daquela apresentada por Bernardo (1995), o qual propôs a aplicação da equação usando-se todas as unidades em milímetros. Diante desta

constatação, adaptou-se a referida equação inserindo-se a variável  $z$  (profundidade efetiva do solo, mm) e fazendo-se uma transformação de unidades, de forma que as demais variáveis de entrada pudessem continuar sendo utilizadas adimensionalmente. Após tal adaptação, o coeficiente de umidade do solo passou a ser realmente calculado conforme proposto por Bernardo (1995), por meio da equação:

$$K_{s(j)} = \frac{\ln((\theta_{f(j-1)} - \text{PMP})z + 1)}{\ln((\text{CC} - \text{PMP})z + 1)} \quad (45)$$

O potencial matricial na frente de umedecimento foi calculado por diversas metodologias, as quais estão citadas no subitem 3.4.4 e descritas no subitem 2.2.

A taxa de infiltração estável foi determinada no campo pelo método do infiltrômetro de anel (Brandão et al., 2006). Devido às dificuldades relacionadas com a disponibilidade de água em vários pontos da bacia e com o excessivo tempo requerido para realização dos testes de infiltração, optou-se por reduzir o número de pontos de amostragem. Na Figura 16, é apresentada a distribuição espacial dos 9 pontos de amostragem da taxa de infiltração estável na bacia.

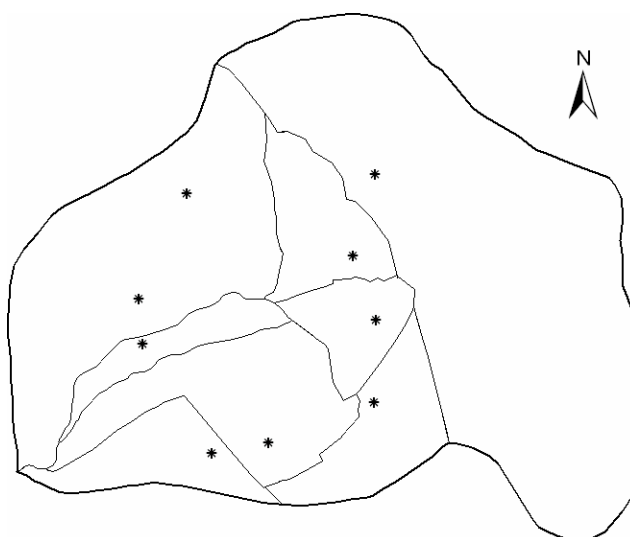


Figura 16 – Distribuição espacial dos pontos de amostragem da taxa de infiltração estável de água no solo da bacia hidrográfica.

### 3.4.3. Simulações desconsiderando a área de contribuição dos terraços e estradas em nível

A bacia hidrográfica possui, em diversos locais, estruturas com potencial para armazenamento da água proveniente do escoamento superficial. Tais estruturas são compostas por terraços e estradas, ambos em nível e fechados nas extremidades, conforme pode ser parcialmente observado na Figura 17.



Figura 17 – Estruturas com potencial para armazenamento da água proveniente do escoamento superficial: (a) terraço e (b) estrada, ambos em nível.

Considerando-se que estas estruturas podem causar influência expressiva nos resultados das simulações hidrológicas, e considerando-se que o volume de água armazenado nestas estruturas é de difícil mensuração, foi elaborado uma opção de simulação em que as áreas de contribuição destas estruturas fossem excluídas, considerando-se que tais estruturas tenham a capacidade de armazenar todo o volume d'água produzido em suas respectivas áreas de drenagem.

Para viabilizar a aplicação desta opção de simulação foi realizado o mapeamento de todos os terraços e estradas em nível. A partir deste mapa e das imagens com as direções de escoamento da bacia, as áreas de contribuição dos

terraços e das estradas foram identificadas e excluídas das imagens utilizadas pelo modelo.

Desta forma, ficam definidas duas opções de simulação, uma considerando-se a área total da bacia e outra desconsiderando-se a área dos terraços e estradas em nível, ou seja, considerando-se apenas a área remanescente após a exclusão das áreas de contribuição dos terraços e estradas em nível.

#### **3.4.4. Combinações dos parâmetros de entrada do modelo de Green-Ampt modificado por Mein e Larson**

Mesmo sendo a equação de GAML baseada em processos físicos, esta utiliza parâmetros cuja determinação envolve métodos empíricos e, ou, de difícil aplicação. Estes parâmetros são: o potencial matricial na frente de umedecimento, a condutividade hidráulica e a umidade do solo na zona de transmissão. Para tais parâmetros foram utilizados diversos métodos de obtenção apresentados na literatura. Por meio destes diferentes métodos, foram testadas várias combinações de formas de obtenção desses parâmetros, visando a identificar as que melhor representam o processo de infiltração e, conseqüentemente, apresentam melhor desempenho nas simulações com o modelo HidroBacia.

Nas simulações, foram considerados três métodos distintos para calcular o potencial matricial na frente de umedecimento:

1.  $\psi_f$  calculado pela equação 3, Mein e Larson (1973);
2.  $\psi_f$  calculado pela equação 7, Rawls e Brakensiek (1983); e
3.  $\psi_f$  calculado pela equação 10, Cecílio (2005).

Consideraram-se, ainda, nas simulações, três diferentes valores de condutividade hidráulica do solo na zona de transmissão:

1.  $K_w = K_s$ , obtido a partir do permeâmetro de carga constante;
2.  $K_w = T_{ie}$ ; e
3.  $K_w = 0,50 T_{ie}$ .



O valor correspondente à metade da  $T_{ie}$  foi utilizado em decorrência da provável possibilidade de superestimação da taxa de infiltração quando determinada pelo método do infiltrômetro de anéis concêntricos, conforme relatado por diversos autores (Sidiras e Roth, 1984; Brito et al., 1996; Costa et al., 1999; Coelho et al., 2000; Pott e De Maria, 2003).

Foram consideradas também quatro condições distintas de umidade do solo na zona de transmissão:

1.  $\theta_w = \theta_s$ ;
2.  $\theta_w = 0,90 \theta_s$ ;
3.  $\theta_w = 0,85 \theta_s$ ; e
4.  $\theta_w = 0,80 \theta_s$ .

Com base nestas opções de dados de entrada para o modelo de GAML, obtêm-se 36 combinações de parâmetros de entrada para a realização das simulações. Para cada evento de precipitação-vazão observado na bacia foram realizadas simulações com as 36 combinações propostas, sendo o número de simulações igual ao número de eventos (14) multiplicado pelo número de combinações (36), o que resultou em 504 simulações.

Para computar o número total de simulações, foram contabilizadas ainda as 504 simulações pertinentes à opção que considera os terraços e estradas em nível. Portanto, somando-se as 504 simulações anteriores com as 504 simulações atuais, resulta um total de 1008 simulações.

### **3.5. Comparação do HidroBacia com outros modelos**

Visando a analisar o desempenho do modelo HidroBacia em relação a outros métodos, as vazões máximas de escoamento superficial estimadas pelo mesmo foram comparadas com as estimativas obtidas pelo Método Racional, e as lâminas de escoamento superficial comparadas com as estimativas calculadas pelo Método do Número da Curva. Tais métodos foram adotados para comparação com o HidroBacia devido ao fato de serem amplamente utilizados e considerados tradicionais. Na seqüência, são descritos os procedimentos de cálculo dos referidos métodos.

### 3.5.1. Método Racional

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

$$Q_{\text{máx}} = \frac{C i_m A_d}{360} \quad (46)$$

em que

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

$C$  = coeficiente de escoamento superficial, adimensional;

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

$A_d$  = área de drenagem da bacia hidrográfica, 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), SCS-USDA e outros.

Neste caso, o coeficiente de escoamento foi calculado por meio da média ponderada em relação à porcentagem de cobertura vegetal de cada área da bacia hidrográfica, baseando-se nos dados recomendados pelo SCS-USDA (Quadro 1B). Segundos os dados apresentados no Quadro 6, o valor calculado de  $C$  foi de 0,67.

Quadro 6 – Coeficiente de escoamento superficial da bacia hidrográfica estudada

Tipo de cobertura	Área percentual (A)	Coef. de escoamento (C)	A x C
Café	32,2 %	0,80	0,26
Veg. espontânea	6,1 %	0,60	0,04
Pastagem	9,1 %	0,60	0,05
Milho	3,2 %	0,70	0,02
Eucalipto	5,7 %	0,60	0,04
Floresta	43,7 %	0,60	0,26
Área total ( $A_d$ ):	88,46 ha	Média ponderada:	0,67

A intensidade máxima média de precipitação foi calculada a partir da equação de chuvas intensas:

$$i_m = \frac{K T^a}{(t+b)^c} \quad (47)$$

em que

K, a, b, c = parâmetros de ajuste referentes à localidade de interesse;

T = período de retorno, anos; e

t = duração da precipitação, min.

Os parâmetros desta equação, para a cidade de Varre-Sai, RJ, foram obtidos no banco de dados incluído no próprio programa HidroBacia, sendo os valores de K, a, b e c iguais a 4915,236; 0,196; 34,048 e 0,982, respectivamente.

Para cada chuva utilizada nas simulações, foi calculado o período de retorno equivalente, considerando-se a lâmina precipitada e a duração da mesma, usando-se as equações 47 e 48.

$$PT = \frac{i_m t}{60} \quad (48)$$

em que PT é a precipitação total, mm.

Isolando-se  $i_m$  na equação 48, substituindo-se na equação 47 e isolando-se T, obtêm-se a equação para estimar o período de retorno equivalente:

$$T = \left( \frac{PT (t+b)^c}{K t} \right)^{\frac{1}{a}} \quad (49)$$

O tempo de concentração utilizado no cálculo da intensidade máxima média de precipitação foi obtido de duas formas, a partir da equação de Kirpich e da equação SCS – método cinemático, descritas na seqüência.

### Equação de Kirpich

De acordo com Porto et al. (2000), a equação de Kirpich foi desenvolvida a partir de informações de sete pequenas bacias agrícolas do Tennessee (EUA), com declividades variando entre 3 e 10% e áreas de, no máximo, 0,5 km<sup>2</sup>. A equação de Kirpich é expressa por:

$$t_c = 57 \left( \frac{L_t^3}{H_r} \right)^{0,385} \quad (50)$$

em que

$t_c$  = tempo de concentração da bacia hidrográfica, 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 a partir do modelo digital de elevação do terreno, sendo observados os seguintes valores para estas variáveis:  $L_t = 1,612$  km e  $H_r = 235$  m.

### Equação do SCS – método cinemático

Smedema e Rycroft (1983) salientam que o tempo de concentração pode ser obtido pela relação entre a distância percorrida e a velocidade do escoamento superficial, conforme a equação:

$$t_c = \frac{1000}{60} \sum_{i=1}^{num} \frac{L_t}{St_i} \quad (51)$$

em que

num = número de trechos que compõem o comprimento do talvegue;

$L_t$  = distância percorrida pela água no trecho considerado, km; e

$St_i$  = velocidade média no trecho considerado, m s<sup>-1</sup>.

A equação 51 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).

A velocidade média do escoamento em cada trecho do talvegue foi estimada usando-se o método apresentado por Matos et al. (2003), o qual baseia nos ábacos expostos por Smedema e Rycroft (1983). Este método consiste na utilização de equações de regressão para calcular a velocidade do escoamento superficial em função do tipo de cobertura vegetal e da declividade do terreno.

Para aplicação da equação 51, o perfil do talvegue da bacia hidrográfica foi dividido segundo os trechos descritos no Quadro 7.

Quadro 7 – Subdivisões pertinentes ao caminho percorrido pelo escoamento superficial na bacia hidrográfica experimental

Trecho	Cota (m)		Lt (m)	Declividade (%)	St (m s <sup>-1</sup> )	Lt / St
	Superior	Inferior				
Sem canal	908	820	165	53,3	0,54	0,30
Floresta	820	747	450	16,2	0,30	1,51
Veg. espontânea	747	688	202	29,2	2,46	0,08
Milho	688	673	795	1,9	0,62	1,28
Total			1612			3,17

Lt = distância percorrida no trecho; e St = velocidade média no trecho.

### 3.5.2. Método do Número da Curva

O Método do Número da Curva foi desenvolvido para estimar a lâmina de escoamento superficial, a qual é obtida usando-se a equação:

$$LES = \frac{(PT - 0,2 S_p)^2}{(PT + 0,8 S_p)} \quad (52)$$

em que

LES = lâmina de escoamento superficial, mm; e

S<sub>p</sub> = infiltração potencial, mm.

A partir da análise de vários hidrogramas associados a diferentes bacias hidrográficas, o SCS-USDA desenvolveu a seguinte relação:

$$S_p = \frac{25400}{NC} - 254 \quad (53)$$

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

Para a determinação do escoamento superficial pelo Método do Número da Curva, foi utilizada a precipitação total referente a cada evento de precipitação analisado e o valor do número da curva obtido a partir de tabelas, considerando-se as diferentes condições de superfície e tipos de solo da bacia hidrográfica, conforme apresentado no Quadro 8. As características físicas da bacia apresentadas no Quadro 8, para determinação do número da curva, são baseadas nas informações apresentados por Mockus (1972) (Quadro 2B).

Quadro 8 – Características físicas da bacia hidrográfica utilizadas para determinação do número da curva

Cobertura	Uso do solo	Tratamento	CH	NC
Café	Cultivo em fileiras	Com curvas de nível	Boa	75
Vegetação espontânea	Floresta	-	Regular	60
Pastagem	Pastagem para pastoreio	-	Regular	69
Milho	Cultivo em fileiras estreitas	Com curvas de nível	Má	74
Eucalipto	Floresta	-	Regular	60
Floresta	Floresta	-	Boa	55

CH = condição hidrológica; e NC = número da curva (AMC II).

De acordo com as proposições do SCS-USDA e de Pruski et al. (1997), que classificam o solo em função da taxa de infiltração de água, o solo da bacia foi enquadrado como pertencente ao tipo B, pois a amplitude de variação da taxa

de infiltração (entre 49,3 e 116,1 mm h<sup>-1</sup>) encontra-se dentro dos intervalos propostos para esta referida classe.

Para cada evento de precipitação analisado, quando houve necessidade, o valor do número da curva foi corrigido de acordo com a condição de umidade antecedente (AMC I e AMC III), em função da lâmina de precipitação acumulada nos cinco dias anteriores ao referido evento. Para tanto, foram utilizadas as tabelas sugeridas por Tucci (2002) (Quadro 3B e Quadro 4B).

### **3.6. Avaliação dos resultados**

Os resultados foram avaliados por meio da comparação entre os dados observados na bacia hidrográfica experimental e os dados simulados pelo modelo HidroBacia, estimados pelo Método Racional e pelo Método do Número da Curva. Especificamente, os resultados avaliados foram os hidrogramas de escoamento superficial, por meio de suas respectivas vazões máximas e lâminas escoadas, para todos os eventos de precipitação simulados e para todas as combinações de dados de entrada propostas.

Sobre a análise do desempenho de modelos hidrológicos e hidroclimáticos, encontram-se na literatura diversos trabalhos relatando a utilização de diferentes indicadores estatísticos. Portanto, constata-se que não existe consenso entre pesquisadores em relação aos métodos estatísticos mais recomendados para a análise do desempenho destes modelos.

Diante destas evidências, foram calculados alguns dos índices estatísticos atualmente mais utilizados para avaliação do desempenho de modelos hidrológicos e hidroclimáticos, já que não se conhece um método que possa ser utilizado como padrão.

Camargo e Sentelhas (1997) recomendam que, ao comparar valores observados e estimados, sejam considerados o coeficiente de correlação de Pearson; o índice de concordância (d), proposto por Willmott (1981); e o índice de confiança (c).

Segundo Camargo e Sentelhas (1997), a precisão do modelo é dada pelo coeficiente de correlação e a sua exatidão está relacionada ao afastamento dos valores estimados em relação aos observados. Matematicamente, essa aproximação é dada pelo índice de concordância (d), calculado pela equação 54.

O índice d é um valor adimensional, variando entre 0 e 1, sendo que o completo ajustamento é representado pelo valor 1 e o valor 0 indica o oposto. O valor de d é obtido pela equação:

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (E_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|E_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad (54)$$

em que

n = número de observações;

$E_i$  = valor estimado pelo modelo;

$O_i$  = valor observado experimentalmente; e

$\bar{O}$  = média dos valores observados experimentalmente.

O índice de confiança (c) permite analisar conjuntamente a precisão e a exatidão dos resultados obtidos, sendo o produto do coeficiente de correlação pelo índice de concordância (d).

Nash e Sutcliffe (1970) definiram um coeficiente de confiança (E) que pode variar entre  $-\infty$  e 1, sendo que os maiores valores indicam melhor ajuste entre dados observados e estimados. O coeficiente E tem sido utilizado na avaliação de diversos modelos hidrológicos (Wilcox et al., 1990; Risse et al., 1995; Yu, 1999).

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (E_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (55)$$

Segundo Legates e McCabe Jr. (1999), o uso do quadrado das diferenças no cálculo dos índices d e E faz com os mesmos resultem em valores relativamente altos, mesmo quando os modelos não apresentam boa performance. Assim, estes autores sugerem que se use o índice de concordância (d') e o coeficiente de eficiência (E'), ambos modificados, conforme consta nas equações 56 e 57.



$$d' = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |E_i - O_i|}{\sum_{i=1}^n |E_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|} \quad (56)$$

$$E' = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |E_i - O_i|}{\sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|} \quad (57)$$

A partir do índice  $d'$  foram calculados índices de confiança modificados ( $c'$ ), mais rigoroso que o índice  $c$ , por meio do produto de  $d'$  pelo respectivo coeficiente de correlação.

Além das modificações nos índices anteriores, Legates e McCabe Jr. (1999) sugerem que, adicionalmente, deve-se analisar o erro absoluto médio (EAM), a raiz do erro quadrado médio (REQM) e, ainda, gráficos representando os pontos observados e estimados, juntamente com os coeficientes de ajuste de regressões lineares simples ( $Y = \beta_0 + \beta_1 X$ ) entre estes. Neste caso, optou-se também por calcular a probabilidade de significância do teste F ( $P$ ) visando a analisar a significância da relação retilínea entre os dados observados e estimados, em nível de 5% de probabilidade, tendo como hipóteses  $H_0: \beta_1 = 0$  e  $H_a: \beta_1 \neq 0$ .

$$EAM = \frac{\sum_{i=1}^n |E_i - O_i|}{n} \quad (58)$$

$$REQM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (E_i - O_i)^2}{n}} \quad (59)$$

Finalmente, Chong et al. (1982) utilizaram o erro absoluto percentual médio (EAPM) para comparar dados estimados e observados, utilizando a seguinte equação:

$$EAPM = \frac{\sum_{i=1}^n |E_i - O_i|}{n} \frac{O_i}{n} 100 \quad (60)$$

#### 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

O primeiro resultado obtido com o presente trabalho foi a estrutura de coleta de dados montada na microbacia hidrográfica experimental. A construção da referida estrutura foi importante para a obtenção de dados hidrológicos e climáticos destinados não só ao desenvolvimento deste trabalho, como também de trabalhos posteriores.

Além da estrutura mencionada, ainda ficam disponíveis para futuras pesquisas os dados da topografia e das características físicas do solo da bacia, os quais foram preparados na forma de imagens temáticas (formato *raster*), estando apresentados no item subsequente.

Esta infra-estrutura de equipamentos e dados certamente facilitará a continuação dos trabalhos nessa linha de pesquisa, bem como o pleito de novos recursos para a execução dos mesmos.

O modelo HidroBacia, mesmo após a substituição do método usado na propagação dos hidrogramas (modelo de ondas cinemáticas), apresentou balanço de massa desequilibrado em suas simulações. Este comportamento do modelo coloca em dúvida a validade dos resultados até então gerados utilizando-se o mesmo. Estudos realizados com o modelo, como a análise de sensibilidade apresentada por Zanetti et al. (2005), certamente, perderam a confiabilidade.

Analisando-se o código-fonte do programa computacional HidroBacia, verificou-se que, no desenvolvimento do mesmo, vários aspectos passaram despercebidos, provavelmente porque o modelo foi testado apenas para uma

bacia com solo homogêneo, ou seja, não foi testado usando-se dados de entrada do solo e da cobertura vegetal na forma de imagens (*raster*).

Assim, utilizando-se os referidos dados de entrada na forma de imagens e tendo como referência a correção do balanço de massa do modelo, várias falhas foram localizadas e corrigidas. Mais difícil do que corrigir as falhas foi encontrá-las, devido à grande quantidade de cálculos e à complexidade dos mesmos. Algumas das falhas estavam relacionadas com a utilização inadequada de comparações entre números reais para a tomada de decisões durante a modelagem. Nestes casos, o problema foi contornado passando-se a considerar dois números reais iguais quando o módulo da diferença entre os mesmos for um valor pequeno, ou seja, menor que 0,001. A identificação direta de igualdade entre números reais estava causando erros na modelagem, em virtude da presença de pequenos erros comumente gerados no processamento numérico computacional.

A partir destas modificações implementadas no código-fonte, o balanço de massa do HidroBacia foi corrigido e as simulações passaram a gerar estimativas coerentes. Em virtude das alterações efetuadas no modelo e no programa computacional, o HidroBacia passou da versão 1.0 para a versão 1.1.

#### **4.1. Imagens temáticas utilizadas nas simulações**

A imagem apresentada na Figura 18 refere-se ao modelo digital de elevação (MDE) da bacia hidrográfica experimental, juntamente com a rede de drenagem real, representada pela linha tracejada, e a rede de drenagem numérica utilizada nas simulações, representada pela linha contínua.

O MDE possui 35384 células, sendo que cada célula representa uma área quadrada de 25 m<sup>2</sup>, portanto, a área total da bacia representada pelo MDE é de 884600 m<sup>2</sup>.

A semelhança apresentada entre as redes de drenagem real e numérica, na Figura 18, é um indicativo da satisfatória consistência hidrológica do MDE obtido para a bacia hidrográfica. A boa consistência hidrológica demonstra, conseqüentemente, que o algoritmo TOPOGRID desempenhou-se satisfatoriamente, conforme proposto por Hutchinson (1989) e confirmado por Pires et al. (2005).

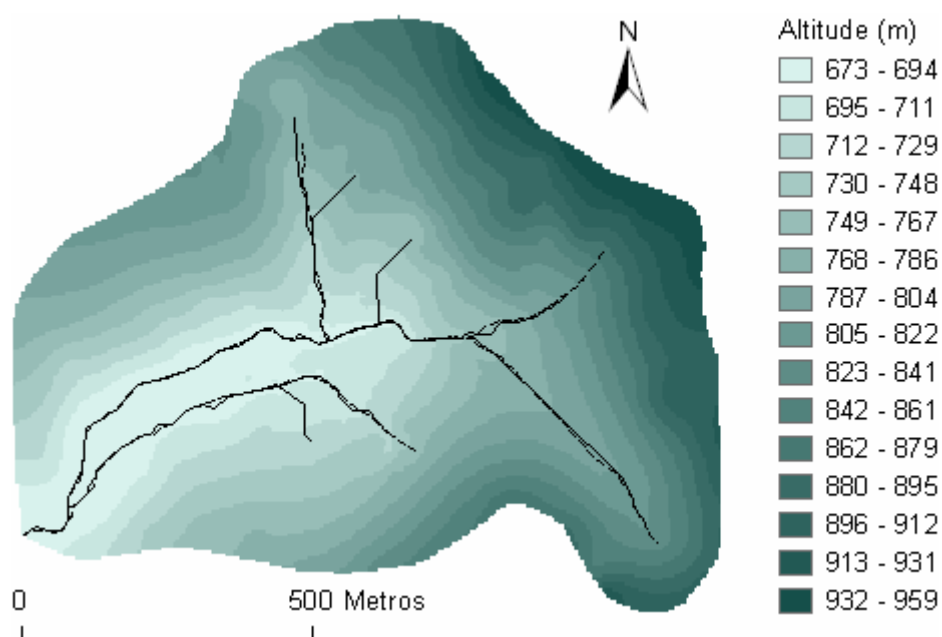


Figura 18 – Modelo digital de elevação da bacia hidrográfica, juntamente com as redes de drenagem real (linha tracejada) e numérica (linha contínua).

Na Figura 19, pode-se observar a imagem referente às direções do escoamento superficial da bacia hidrográfica utilizado nas simulações com o modelo HidroBacia. Cada célula desta imagem possui como atributo um número inteiro positivo que representa uma das oito direções de escoamento possíveis, conforme especificado na própria figura.

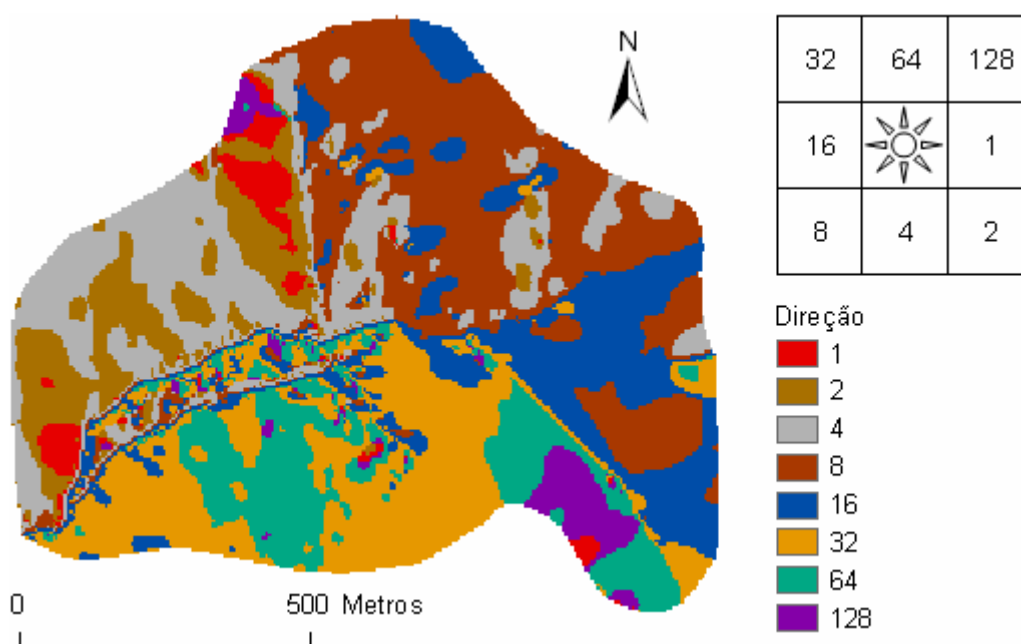


Figura 19 – Direções de escoamento da bacia hidrográfica.

#### 4.1.1. Imagens com as características físicas do solo

A partir dos valores de condutividade hidráulica do solo saturado e das proporções de areia, silte e argila, referentes aos 25 pontos de amostragem de solo na bacia hidrográfica (Quadro 1C), foram obtidos os valores médios apresentados na Figura 20. De acordo com o triângulo textural adotado pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, o solo da bacia hidrográfica se enquadra na classificação textural argilosa. Observa-se, na Figura 20, que os valores de  $K_s$  não apresentaram correlação com a textura do solo, contrariando o comportamento esperado. O coeficiente de variação dos valores pontuais de  $K_s$  (Quadro 1C) foi de 68,6 %, resultado este que confirma a alta variabilidade dos dados, conforme previsto por Mesquita e Moraes (2004).

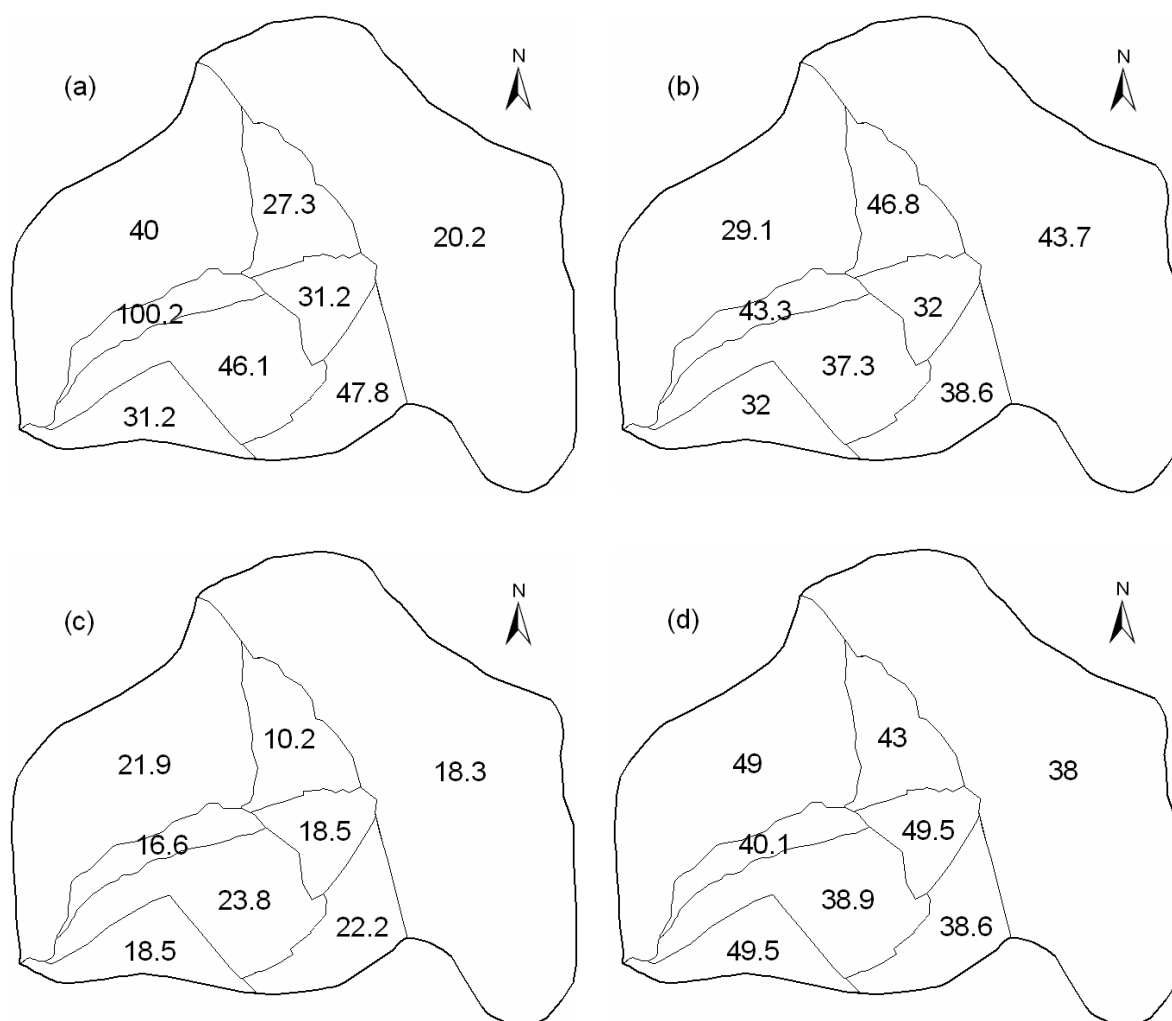


Figura 20 – (a) Condutividade hidráulica do solo saturado ( $K_s$ , mm h<sup>-1</sup>) e proporções médias (%) de (b) areia, (c) silte e (d) argila para as diferentes áreas da bacia hidrográfica.

Determinou-se também os dados das curvas de retenção de água para os 25 pontos de amostragem de solo na bacia hidrográfica (Quadro 2C). No Quadro 9 são apresentados os valores médios das curvas de retenção para as diferentes áreas da bacia, de acordo com a divisão apresentada na Figura 14. Tais dados foram disponibilizados ao HidroBacia na forma de imagens, como dados de entrada para a realização das simulações.

Quadro 9 – Curvas de retenção de água no solo para as diferentes áreas da bacia hidrográfica (valores médios)

Área	Tensão (kPa) – Umidade ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )						
	10	30	100	300	500	1000	1500
1	0,335	0,316	0,296	0,264	0,250	0,238	0,224
2	0,342	0,318	0,280	0,260	0,240	0,226	0,218
3	0,408	0,341	0,273	0,258	0,233	0,220	0,201
4	0,372	0,346	0,312	0,295	0,280	0,255	0,245
5	0,350	0,302	0,281	0,265	0,242	0,231	0,223
6	0,372	0,346	0,312	0,295	0,280	0,255	0,245
7	0,339	0,272	0,233	0,221	0,202	0,189	0,178
8	0,356	0,283	0,260	0,233	0,221	0,207	0,202

No Quadro 10 são apresentados os parâmetros obtidos a partir do ajuste do modelo de Brooks e Corey (1964) às curvas de retenção de água no solo observadas no Quadro 9.

Quadro 10 – Parâmetros de ajuste das curvas de retenção de água referente às áreas da bacia hidrográfica de Varre-Sai. Modelo de Brooks e Corey (1964)

Área	$\theta_r$ ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	$\psi_b$ (cm)	$\lambda$	$r^2$
1	0,000	0,28	0,0804	0,9802
2	0,000	0,17	0,0914	0,9931
3	0,000	19,88	0,1341	0,9833
4	0,000	0,23	0,0812	0,9848
5	0,110	0,50	0,1435	0,9836
6	0,000	0,23	0,0812	0,9746
7	0,000	1,57	0,1196	0,9888
8	0,177	9,55	0,3654	0,9802

Visando a inspecionar visualmente as curvas de retenção de água ajustadas pelo modelo de Brooks e Corey (1964), os dados contidos nos Quadros 9 e 10 foram representados na forma de gráficos (Figura 1C). O ajustamento das curvas aos dados observados foi considerado satisfatório, apresentando coeficientes de determinação superiores a 0,97.

Os resultados referentes à densidade de partícula, densidade do solo e porosidade, para os 25 pontos de amostragem de solo na bacia hidrográfica (Quadro 3C), foram utilizados para calcular os valores médios apresentados na Figura 21, considerando também as diferentes áreas da bacia hidrográfica, de acordo com a divisão espacial apresentada na Figura 14. Observa-se que a área cultivada com milho (várzea) apresentou maior densidade aparente do solo e, conseqüentemente, menor porosidade, provavelmente devido à compactação ocorrida com o constante preparo mecanizado do solo agrícola naquela área.

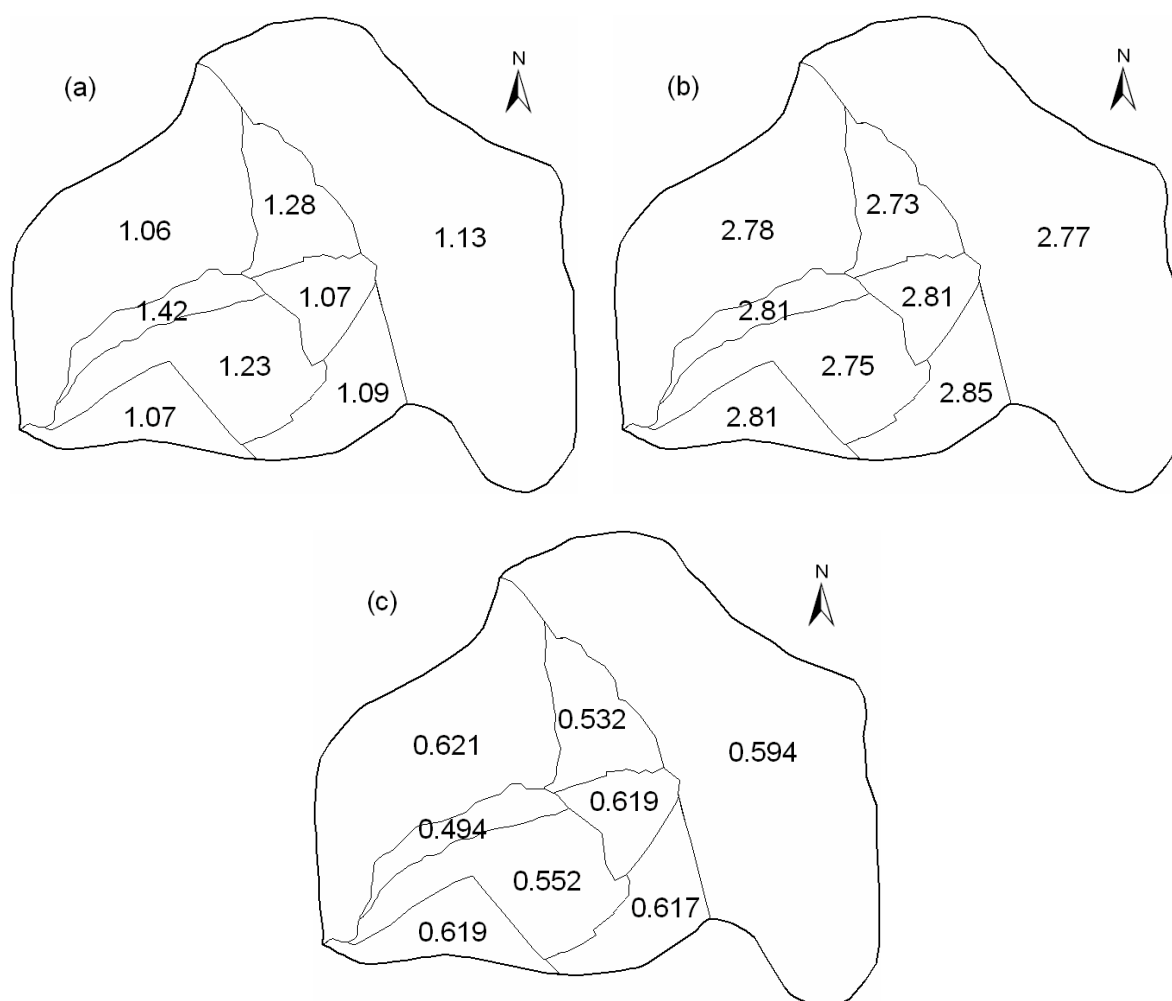


Figura 21 – (a) Densidade aparente do solo ( $d_a$ ,  $g\ cm^{-3}$ ), (b) densidade de partícula ( $d_p$ ,  $g\ cm^{-3}$ ), e porosidade ( $\phi$ ,  $cm^3\ cm^{-3}$ ) para as diferentes áreas da bacia hidrográfica (valores médios).

A partir do balanço hídrico contínuo do solo da bacia hidrográfica, foram geradas 131 imagens com a umidade inicial do solo, calculados para cada dia com ocorrência de precipitação durante o período de monitoramento. Outras 131 imagens foram geradas para a umidade final diária do solo. Tais imagens foram obtidas durante o cálculo da umidade inicial referente aos 14 eventos de precipitação utilizados nas simulações hidrológicas. Em decorrência da excessiva quantidade de dados não foram demonstradas neste trabalho todas as 262 imagens referentes às umidades iniciais e finais do solo da bacia hidrográfica. No Quadro 11, são apresentados os valores da umidade inicial do solo, nas diferentes áreas da bacia hidrográfica, contidos nas 14 imagens referentes aos eventos de chuva/vazão simulados.

Quadro 11 – Umidade inicial do solo nas diferentes áreas da bacia hidrográfica, para os 14 eventos de precipitação utilizados nas simulações

Eventos	Áreas da bacia hidrográfica – Umidade ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )							
	1	2	3	4	5	6	7	8
21/04/2005	0,224	0,218	0,201	0,245	0,223	0,245	0,178	0,202
25/05/2005	0,266	0,261	0,247	0,288	0,263	0,288	0,220	0,242
02/12/2005	0,288	0,289	0,287	0,317	0,274	0,317	0,244	0,255
18/01/2006	0,224	0,218	0,201	0,245	0,223	0,245	0,178	0,202
31/01/2006	0,250	0,245	0,229	0,272	0,248	0,272	0,204	0,228
10/02/2006	0,227	0,221	0,207	0,248	0,225	0,248	0,181	0,204
14/02/2006	0,300	0,296	0,283	0,323	0,286	0,323	0,255	0,267
26/02/2006	0,246	0,247	0,243	0,275	0,235	0,275	0,202	0,216
05/03/2006	0,292	0,294	0,317	0,322	0,278	0,322	0,248	0,259
06/03/2006	0,311	0,313	0,336	0,341	0,297	0,341	0,267	0,278
15/03/2006	0,285	0,287	0,310	0,315	0,272	0,315	0,241	0,253
17/03/2006	0,305	0,307	0,330	0,335	0,291	0,335	0,261	0,272
20/03/2006	0,309	0,311	0,334	0,339	0,295	0,339	0,265	0,276
03/05/2006	0,224	0,218	0,201	0,245	0,223	0,245	0,178	0,202

Na Figura 22, são apresentados os dados fornecidos ao HidroBacia na forma de imagens, relativos ao potencial matricial na frente de umedecimento ( $\psi_f$ , mm), para as diferentes áreas da bacia hidrográfica (valores médios), estimados utilizando-se diferentes métodos:



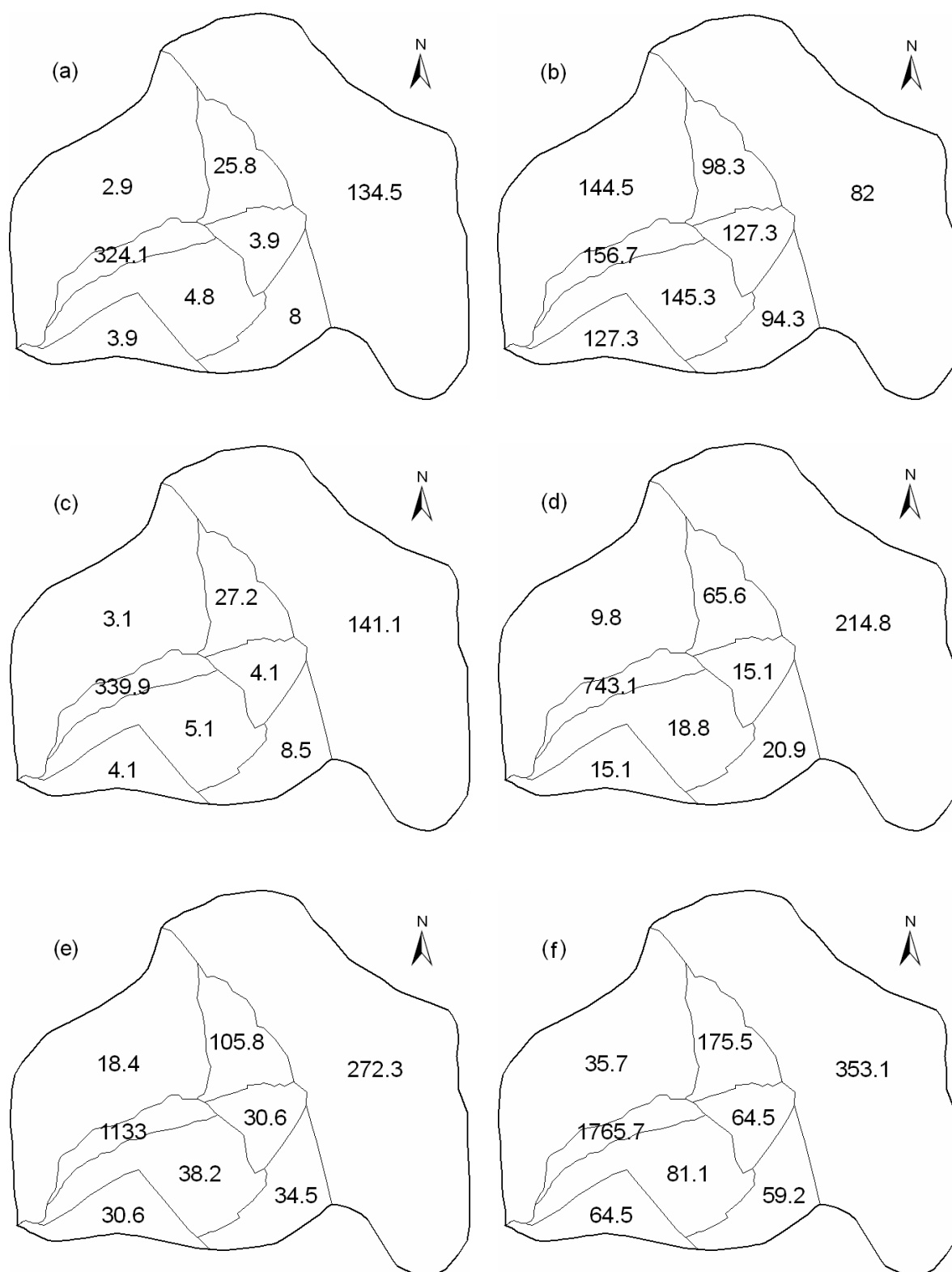


Figura 22 – Valores médios do potencial matricial na frente de umedecimento ( $\psi_f$ , mm) para as diferentes áreas da bacia hidrográfica. (a) equação 3, (b) equação 7, (c) equação 10:  $\theta_w = \theta_s$ , (d) equação 10:  $\theta_w = 0,9 \theta_s$ , (e) equação 10:  $\theta_w = 0,85 \theta_s$ , (f) Equação 10:  $\theta_w = 0,80 \theta_s$ .

- (a): equação 3 (Mein e Larson, 1973);
- (b): equação 7 (Rawls e Brakensiek, 1983);
- (c): equação 10 (Cecílio, 2005), considerando  $\theta_w = \theta_s$ ;
- (d): equação 10, considerando  $\theta_w = 0,90 \theta_s$ ;
- (e): equação 10, considerando  $\theta_w = 0,85 \theta_s$ ; e
- (f): equação 10, considerando  $\theta_w = 0,80 \theta_s$ .

Como a equação 10 leva em consideração a umidade inicial do solo, foi gerada, inicialmente, uma imagem para cada precipitação simulada. Porém, em virtude dos valores do  $\psi_f$  apresentarem pouca variação entre as imagens, e em virtude do  $\psi_f$  ser o parâmetro ao qual o modelo de Green-Ampt apresenta menor sensibilidade (Brakensiek e Onstad, 1977), foram utilizados os valores de  $\psi_f$  referentes à média entre as umidades no ponto de murcha permanente e na capacidade de campo. Com esta consideração, a quantidade de imagens utilizadas, pertinentes à equação 10, passou de 56 (14 eventos x 4 opções de  $\theta_w$ ) para apenas 4, apresentadas na Figura 22.

Na Figura 23, são apresentados os valores da taxa de infiltração estável para as diferentes áreas da bacia. Pode-se observar que a área 2 (Figura 14) foi subdividida em duas subáreas, uma vez que esta opção foi considerada mais adequada do que usar um valor médio para toda a referida área. Para delimitar tal divisão, levou-se em consideração a declividade da encosta, de forma visual e, portanto, aproximada.

#### **4.2. Resultados das simulações considerando-se a área total da bacia**

Utilizando-se as imagens que consideram a área total da bacia hidrográfica, cada uma das 36 combinações de dados de entrada propostas para a equação de GAML foi utilizada para simular cada um dos 14 eventos de precipitação selecionados, totalizando 504 simulações. Em todas as simulações foram gerados hidrogramas e, conseqüentemente, obtidas estimativas da lâmina de escoamento superficial e da vazão máxima.

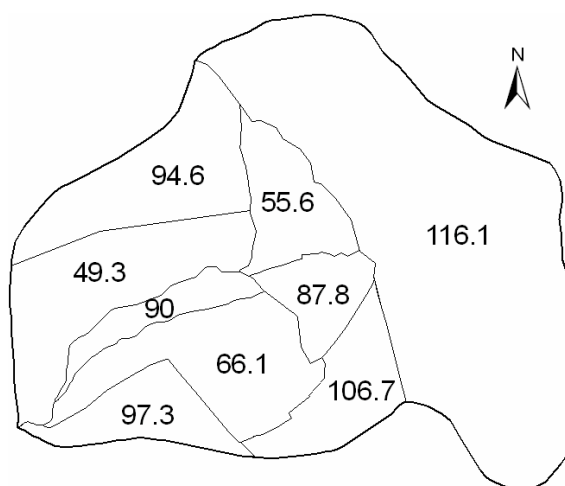


Figura 23 – Taxa de infiltração estável de água no solo (mm h<sup>-1</sup>) para as diferentes áreas da bacia hidrográfica experimental.

A partir destas estimativas e dos respectivos dados observados, foram calculados indicadores estatísticos visando a analisar o desempenho do modelo HidroBacia usando-se cada combinação de dados de entrada. Ressalta-se que cada indicador estatístico calculado é resultado de 14 simulações efetuadas com o modelo.

Os indicadores estatísticos estão exibidos em diversos quadros subseqüentes. Para evitar a repetição de informações, abaixo segue a descrição dos campos contidos nos cabeçalhos dos referidos quadros:

d' = índice de concordância modificado, adimensional;

c' = coeficiente de eficiência modificado, adimensional;

E' = índice de confiança modificado, adimensional;

EAM = erro absoluto médio, unidade da variável em análise;

REQM = raiz do erro quadrado médio, unidade da variável em análise;

EAPM = erro absoluto percentual médio, %;

r<sup>2</sup> = coeficiente de determinação, adimensional; e

P = probabilidade de significância do teste F, adimensional.

Visando a simplificar a referência a cada combinação, as mesmas serão oportunamente mencionadas usando-se como nomenclatura três números entre parênteses e separados por um traço (x-y-z), em que x se refere à opção do potencial matricial na frente de umedecimento ( $\psi_f$ ), y se refere à opção da condutividade hidráulica do solo na zona de transmissão ( $K_w$ ) e z se refere à

opção da umidade do solo na zona de transmissão ( $\theta_w$ ), respectivamente na ordem em que foram citadas no item 3.4.4.

No Quadro 12, estão apresentados os indicadores estatísticos do ajuste entre as lâminas de escoamento superficial observadas e estimadas pelo HidroBacia, para os 14 eventos de precipitação simulados, referentes às 36 combinações de dados de entrada.

Conforme apresentado no Quadro 12, dentre as combinações testadas, apenas seis apresentaram teste F significativo em nível de 5% de probabilidade, ou seja, houve correlação retilínea significativa entre os dados observados e estimados. Estas mesmas combinações também apresentaram, no conjunto, os melhores valores de  $d'$  (entre 0,50 e 0,54),  $c'$  (entre 0,31 e 0,39),  $E'$  (entre -0,04 e 0,12), EAM (entre 0,3 e 0,4 mm), REQM (entre 0,3 e 0,4 mm), EAPM (entre 142 e 154 %) e  $r^2$  (entre 0,3776 e 0,5263). As seis combinações mencionadas, consideradas com melhor desempenho, estão destacadas em negrito no Quadro 12.

As seis melhores combinações superestimaram a LES na maioria dos eventos simulados, conforme pode ser constatado nos gráficos apresentados na Figura 24. Observa-se, ainda, que foram subestimadas apenas as LES iguais ou maiores que 0,9 mm, porém, não se pode afirmar que este seja um comportamento generalizado do modelo HidroBacia, tendo em vista que a maior LES observada testada foi de apenas 1,5 mm. Não foram testados eventos com LES observadas maiores devido à indisponibilidade de dados com estas características.

No presente trabalho, a análise dos resultados da LES, quando feita em termos proporcionais, deve ser cuidadosa para se evitar erros de interpretação, uma vez que os valores analisados são muito pequenos. Por exemplo, para uma LES observada de 0,1 mm e uma LES estimada de 0,3 mm, o erro absoluto cometido pelo modelo é pequeno (apenas 0,2 mm), porém, o respectivo erro percentual relativo é alto (200%).

É provável que as superestimações obtidas sejam causadas, em grande parte, pela não consideração do armazenamento do escoamento superficial nos terraços e estradas em nível existentes na bacia. Diante desta hipótese, cabe a análise dos resultados apresentados no subitem 4.3, os quais foram obtidos considerando-se o armazenamento mencionado.

Quadro 12 – Indicadores estatísticos do ajuste entre as lâminas de escoamento superficial observadas e estimadas pelo HidroBacia, para os 14 eventos de precipitação simulados, considerando a área total da bacia da bacia hidrográfica

Combinação	d'	c'	E'	EAM (mm)	REQM (mm)	EAPM (%)	r <sup>2</sup>	P
(1-1-1)	0,11	0,02	-5,01	2,0	2,7	695	0,0496	0,444
(1-1-2)	0,12	0,03	-5,40	2,2	2,9	752	0,0635	0,385
(1-1-3)	0,13	0,04	-5,66	2,3	3,1	783	0,0792	0,330
(1-1-4)	0,13	0,04	-6,09	2,4	3,3	823	0,0799	0,328
(1-2-1)	0,34	0,05	-0,74	0,6	0,8	229	0,0255	0,586
(1-2-2)	0,34	0,10	-0,72	0,6	0,8	238	0,0879	0,303
(1-2-3)	0,38	0,15	-0,68	0,6	0,8	243	0,1639	0,151
(1-2-4)	0,37	0,14	-0,73	0,6	0,8	250	0,1550	0,164
(1-3-1)	0,09	0,02	-5,50	2,2	2,8	790	0,0454	0,465
(1-3-2)	0,12	0,03	-5,73	2,3	2,9	830	0,0678	0,369
(1-3-3)	0,12	0,04	-6,14	2,4	3,0	864	0,1119	0,242
(1-3-4)	0,12	0,04	-6,35	2,5	3,1	888	0,1152	0,235
(2-1-1)	0,34	0,05	-0,74	0,6	0,8	185	0,0232	0,603
(2-1-2)	0,32	0,10	-1,05	0,7	1,0	204	0,0974	0,277
(2-1-3)	0,33	0,13	-1,29	0,8	1,2	218	0,1579	0,160
(2-1-4)	0,29	0,12	-1,69	0,9	1,4	239	0,1588	0,158
(2-2-1)	0,45	0,09	-0,07	0,4	0,5	146	0,0433	0,475
(2-2-2)	0,47	0,24	0,04	0,3	0,4	144	0,2565	0,065
<b>(2-2-3)</b>	<b>0,54</b>	<b>0,39</b>	<b>0,12</b>	<b>0,3</b>	<b>0,3</b>	<b>142</b>	<b>0,5263</b>	<b>0,003</b>
<b>(2-2-4)</b>	<b>0,54</b>	<b>0,39</b>	<b>0,12</b>	<b>0,3</b>	<b>0,3</b>	<b>142</b>	<b>0,5263</b>	<b>0,003</b>
(2-3-1)	0,44	0,09	-0,08	0,4	0,5	147	0,0419	0,483
(2-3-2)	0,47	0,23	0,02	0,3	0,4	145	0,2447	0,072
<b>(2-3-3)</b>	<b>0,52</b>	<b>0,36</b>	<b>0,06</b>	<b>0,3</b>	<b>0,4</b>	<b>146</b>	<b>0,4707</b>	<b>0,007</b>
<b>(2-3-4)</b>	<b>0,51</b>	<b>0,34</b>	<b>0,00</b>	<b>0,3</b>	<b>0,4</b>	<b>150</b>	<b>0,4363</b>	<b>0,010</b>
(3-1-1)	0,11	0,03	-4,87	2,0	2,6	678	0,0502	0,441
(3-1-2)	0,19	0,05	-2,63	1,2	1,7	390	0,0676	0,369
(3-1-3)	0,31	0,11	-1,37	0,8	1,2	264	0,1185	0,228
(3-1-4)	0,43	0,19	-0,43	0,5	0,7	175	0,2011	0,108
(3-2-1)	0,34	0,05	-0,72	0,6	0,8	227	0,0257	0,584
(3-2-2)	0,40	0,16	-0,29	0,4	0,6	178	0,1478	0,175
<b>(3-2-3)</b>	<b>0,50</b>	<b>0,31</b>	<b>-0,04</b>	<b>0,4</b>	<b>0,4</b>	<b>154</b>	<b>0,3776</b>	<b>0,019</b>
<b>(3-2-4)</b>	<b>0,53</b>	<b>0,37</b>	<b>0,09</b>	<b>0,3</b>	<b>0,4</b>	<b>144</b>	<b>0,4895</b>	<b>0,005</b>
(3-3-1)	0,09	0,02	-5,40	2,2	2,8	774	0,0460	0,462
(3-3-2)	0,14	0,05	-3,55	1,5	2,0	515	0,1041	0,261
(3-3-3)	0,25	0,10	-2,16	1,1	1,4	365	0,1763	0,135
(3-3-4)	0,32	0,15	-1,18	0,7	0,9	255	0,2172	0,093

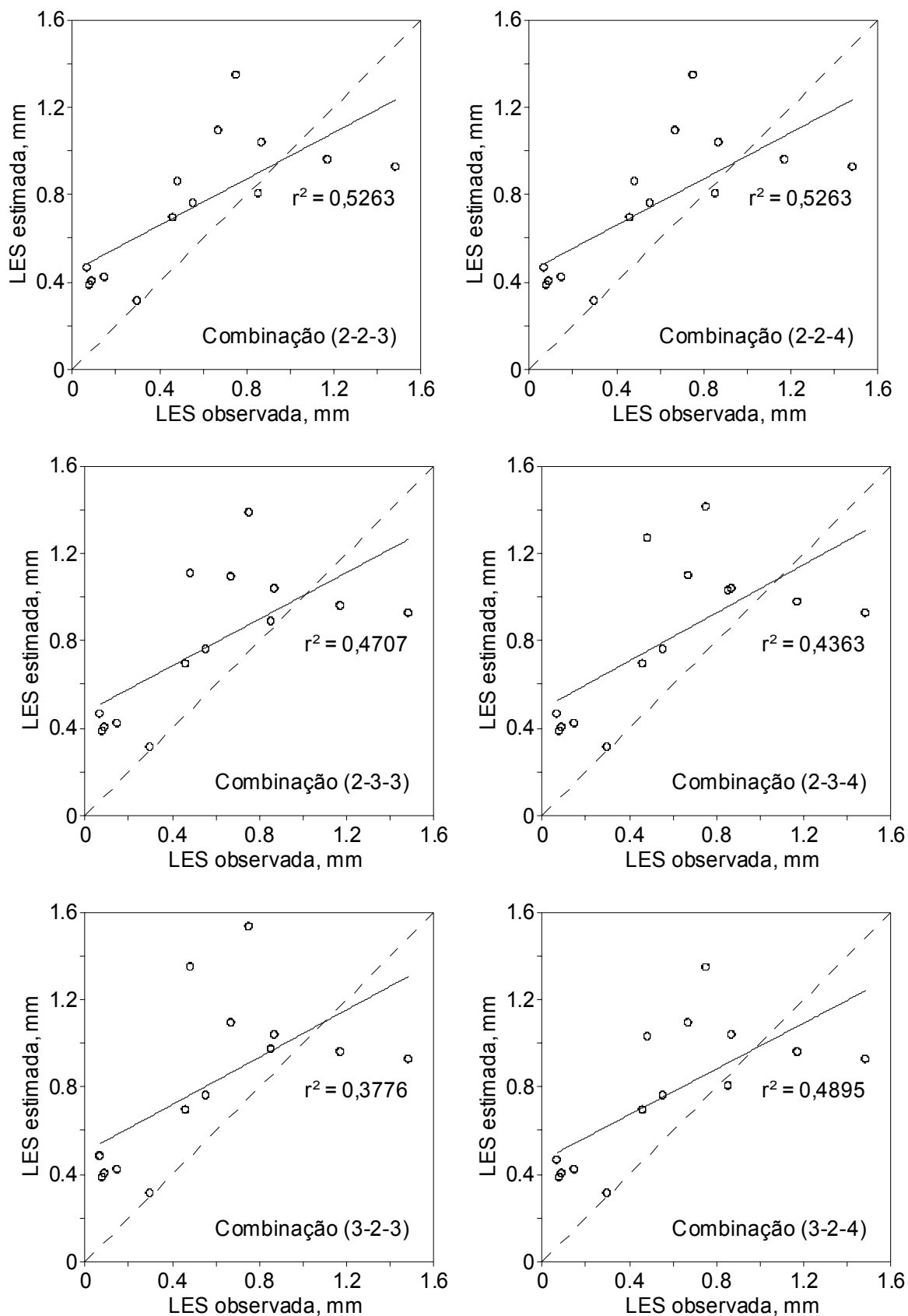


Figura 24 – Ajuste entre lâminas de escoamento superficial (LES) observadas e estimadas pelo HydroBacia, para os 14 eventos de precipitação simulados, referentes às seis combinações de dados de entrada com melhor desempenho, em simulações na área total da bacia.

De acordo com os indicadores estatísticos calculados, os melhores desempenhos na estimação da lâmina de escoamento superficial foram obtidos usando-se o potencial matricial na frente de umedecimento ( $\psi_f$ ) estimado pelas opções 2 (equação 7; Rawls e Brakensiek, 1983) e 3 (equação 10; Cecílio 2005). A equação 7 somente apresentou melhor desempenho quando associada com  $K_w = T_{ie}$  ou  $K_w = 0,50 T_{ie}$ , e  $\theta_w = 0,85 \theta_s$  ou  $\theta_w = 0,80 \theta_s$ , enquanto a equação 10 apresentou melhor desempenho somente quando associada com  $K_w = T_{ie}$  e  $\theta_w = 0,85 \theta_s$  ou  $\theta_w = 0,80 \theta_s$ .

Na Figura 25, é apresentada uma comparação gráfica entre as lâminas de escoamento superficial observadas e estimadas pelo HydroBacia, para os 14 eventos de precipitação simulados, referentes às seis combinações consideradas com melhor desempenho. Pode-se identificar nesta comparação que ambas as combinações proporcionaram estimativas semelhantes entre si, em vários dos eventos simulados.

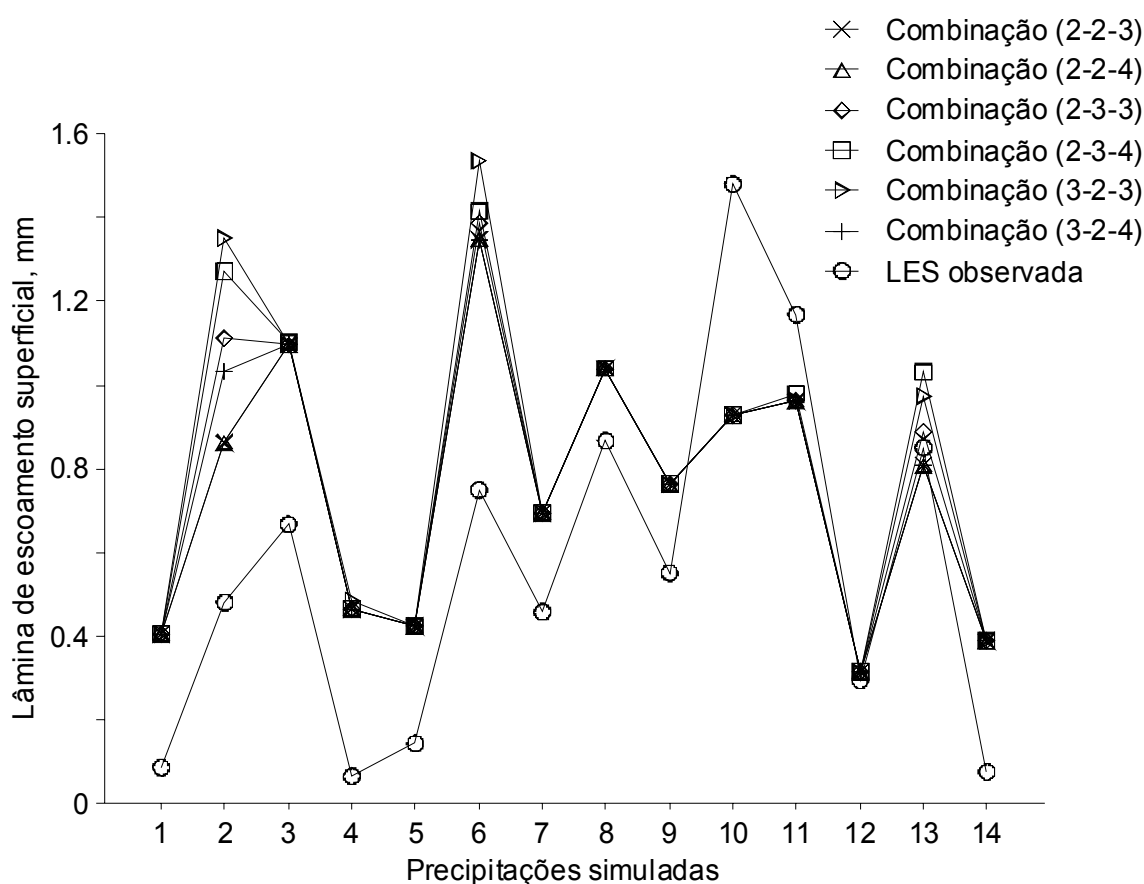


Figura 25 – Lâminas de escoamento superficial observadas e estimadas pelo HydroBacia, para os 14 eventos de precipitação simulados, referentes às seis combinações com melhor desempenho, em simulações na área total da bacia.

No Quadro 13, estão apresentados os indicadores estatísticos do ajuste entre vazões máximas de escoamento superficial ( $Q_{\text{máx}}$ ) observadas e estimadas pelo HidroBacia, para os 14 eventos de precipitação simulados, referente às 36 combinações de dados de entrada propostas.

De acordo com os dados apresentados no Quadro 13, dentre as combinações testadas, 24 apresentaram teste F significativo em nível de 5% de probabilidade. Porém, no geral, as oito combinações que estão destacadas em negrito foram as que apresentaram os melhores valores de  $d'$  (entre 0,32 e 0,40),  $c'$  (entre 0,19 e 0,25),  $E'$  (entre -0,05 e 0,05), EAM (entre 108 e 120 L s<sup>-1</sup>), REQM (entre 130 e 141 L s<sup>-1</sup>), EAPM (entre 135 e 141 %) e  $r^2$  (entre 0,2899 e 0,3820).

Dentre essas oito, as combinações (2-2-3), (2-2-4), (2-3-3), (2-3-4), (3-2-3) e (3-2-4) coincidiram com aquelas que apresentaram melhor desempenho na estimação da LES. Portanto, estas seis combinações são as que realmente proporcionaram melhor desempenho, pois o ajuste apresentado foi melhor tanto para a LES quanto para a  $Q_{\text{máx}}$ . Nas outras duas combinações que também se destacaram no Quadro 13, o  $\psi_f$  foi estimado usando-se a opção 2 (equação 7; Rawls e Brakensiek, 1983), sendo a combinação (2-2-2) associada com  $K_w = T_{ie}$  e a combinação (2-3-2) com  $K_w = 0,50 T_{ie}$ , e ambas associadas com  $\theta_w = 0,90 \theta_s$ .

De acordo com os gráficos apresentados na Figura 26, observa-se que as seis melhores combinações superestimaram a  $Q_{\text{máx}}$  na maioria dos eventos simulados. Estes gráficos permitem identificar, ainda, que as vazões máximas menores que 200 L s<sup>-1</sup> foram superestimadas, enquanto que as maiores foram subestimadas.

Na Figura 27, é apresentada uma comparação gráfica entre as vazões máximas observadas e estimadas pelo HidroBacia, para os 14 eventos de precipitação simulados, referentes às seis combinações que apresentaram melhor desempenho. Da mesma forma como ocorreu com as estimativas da LES, pode-se identificar também nesta comparação que ambas as combinações proporcionaram estimativas semelhantes entre si, em vários dos eventos simulados.



Quadro 13 – Indicadores estatísticos do ajuste entre vazões máximas observadas e estimadas pelo HidroBacia, para os 14 eventos de precipitação simulados, considerando a área total da bacia hidrográfica

Combinação	d'	c'	E'	EAM (L s <sup>-1</sup> )	REQM (L s <sup>-1</sup> )	EAPM (%)	r <sup>2</sup>	P
(1-1-1)	0,12	0,07	-6,10	810,4	1179,6	630	0,2758	0,054
(1-1-2)	0,12	0,07	-6,61	868,3	1261,8	681	0,2910	0,046
(1-1-3)	0,12	0,06	-6,93	905,5	1302,6	711	0,2947	0,045
(1-1-4)	0,11	0,06	-7,32	949,8	1352,0	745	0,3005	0,042
(1-2-1)	0,34	0,15	-0,64	186,9	240,8	199	0,2039	0,105
(1-2-2)	0,35	0,17	-0,58	180,9	244,6	201	0,2483	0,070
(1-2-3)	0,35	0,17	-0,62	185,4	251,9	205	0,2450	0,072
(1-2-4)	0,34	0,17	-0,67	190,2	260,2	209	0,2405	0,075
(1-3-1)	0,12	0,06	-6,37	841,4	1168,7	697	0,2931	0,046
(1-3-2)	0,11	0,06	-6,93	905,0	1238,1	739	0,3097	0,039
(1-3-3)	0,11	0,06	-7,51	970,9	1291,8	783	0,3196	0,035
(1-3-4)	0,10	0,06	-7,77	1001,3	1332,2	804	0,3209	0,035
(2-1-1)	0,30	0,13	-0,60	182,1	276,8	160	0,1796	0,131
(2-1-2)	0,22	0,11	-1,41	275,0	463,6	196	0,2193	0,091
(2-1-3)	0,26	0,14	-1,84	323,9	584,6	220	0,2917	0,046
(2-1-4)	0,22	0,13	-2,59	410,2	737,4	251	0,3511	0,026
(2-2-1)	0,30	0,10	-0,09	124,7	145,9	141	0,1076	0,252
<b>(2-2-2)</b>	<b>0,32</b>	<b>0,19</b>	<b>0,02</b>	<b>111,6</b>	<b>131,7</b>	<b>136</b>	<b>0,3330</b>	<b>0,031</b>
<b>(2-2-3)</b>	<b>0,32</b>	<b>0,19</b>	<b>0,02</b>	<b>111,6</b>	<b>131,7</b>	<b>136</b>	<b>0,3330</b>	<b>0,031</b>
<b>(2-2-4)</b>	<b>0,32</b>	<b>0,19</b>	<b>0,02</b>	<b>111,6</b>	<b>131,7</b>	<b>136</b>	<b>0,3330</b>	<b>0,031</b>
(2-3-1)	0,30	0,10	-0,09	124,7	145,9	141	0,1076	0,252
<b>(2-3-2)</b>	<b>0,33</b>	<b>0,19</b>	<b>0,03</b>	<b>110,8</b>	<b>131,2</b>	<b>135</b>	<b>0,3422</b>	<b>0,028</b>
<b>(2-3-3)</b>	<b>0,36</b>	<b>0,22</b>	<b>0,04</b>	<b>109,7</b>	<b>130,0</b>	<b>135</b>	<b>0,3506</b>	<b>0,026</b>
<b>(2-3-4)</b>	<b>0,40</b>	<b>0,25</b>	<b>0,03</b>	<b>110,2</b>	<b>130,4</b>	<b>136</b>	<b>0,3820</b>	<b>0,018</b>
(3-1-1)	0,13	0,07	-5,94	791,9	1156,2	615	0,2753	0,054
(3-1-2)	0,21	0,11	-2,89	444,0	707,8	339	0,2916	0,046
(3-1-3)	0,30	0,16	-1,36	269,8	441,7	222	0,3009	0,042
(3-1-4)	0,33	0,18	-0,46	166,6	222,3	158	0,2850	0,049
(3-2-1)	0,34	0,15	-0,62	185,3	238,4	197	0,2035	0,105
(3-2-2)	0,39	0,20	-0,17	133,4	166,8	158	0,2751	0,054
<b>(3-2-3)</b>	<b>0,37</b>	<b>0,20</b>	<b>-0,05</b>	<b>119,7</b>	<b>141,3</b>	<b>141</b>	<b>0,2899</b>	<b>0,047</b>
<b>(3-2-4)</b>	<b>0,35</b>	<b>0,20</b>	<b>0,05</b>	<b>108,4</b>	<b>131,2</b>	<b>135</b>	<b>0,3321</b>	<b>0,031</b>
(3-3-1)	0,12	0,06	-6,23	824,7	1145,8	682	0,2939	0,045
(3-3-2)	0,17	0,10	-4,00	570,2	781,8	456	0,3558	0,024
(3-3-3)	0,23	0,14	-2,46	394,6	555,0	325	0,3756	0,020
(3-3-4)	0,31	0,20	-1,21	252,0	344,3	228	0,4058	0,014

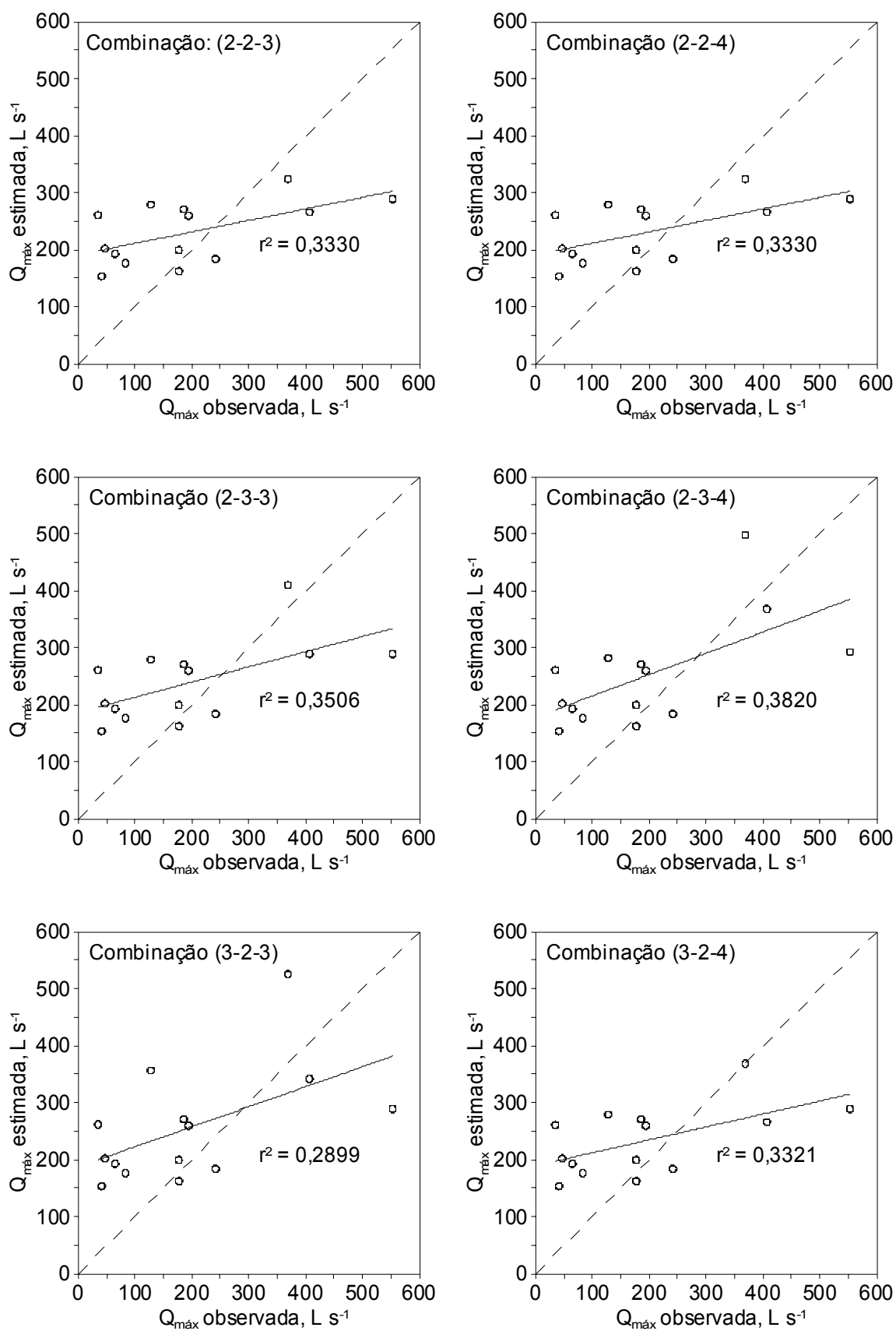


Figura 26 – Ajuste entre vazões máximas ( $Q_{\text{máx}}$ ) observadas e estimadas pelo HidroBacia, para o 14 eventos de precipitao simulados, referentes às seis combinações de dados de entrada com melhor desempenho, em simulações na área total da bacia.

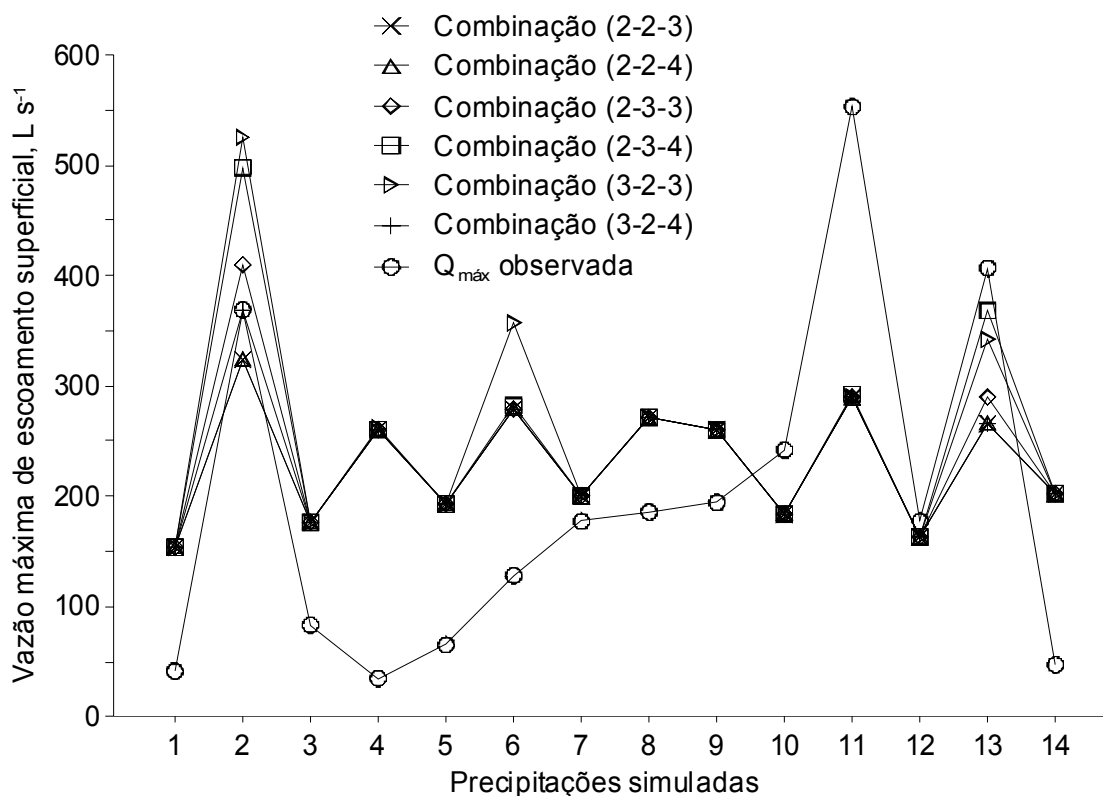


Figura 27 – Vazões máximas de escoamento superficial observadas e estimadas pelo HidroBacia, para o 14 eventos de precipitação simulados, referentes às seis combinações com melhor desempenho, em simulações na área total da bacia.

Os 14 eventos simulados com as seis melhores combinações de dados de entrada resultaram em 84 hidrogramas. Diante de tantos hidrogramas, apenas dois eventos foram selecionados para apresentação dos mesmos. Na Figura 28, são apresentados os hidrogramas observados nos dias 25/05/2005 (evento 2) e 10/02/2006 (evento 6), bem como os hidrogramas simulados usando-se as seis melhores combinações de dados de entrada.

Pode-se observar que os hidrogramas simulados apresentaram dois ou mais picos de vazão para cada pico de vazão existente nos hidrogramas observados. Este comportamento surgiu em virtude do modelo considerar que diferentes hidrogramas são gerados para as diferentes áreas da bacia hidrográfica, como normalmente ocorre em condições reais. Porém, os hidrogramas que o HidroBacia simulou para as diferentes áreas da bacia foram mais discrepantes entre si do que os hidrogramas que são produzidos em condições reais. Em consequência disto, na soma destes diferentes hidrogramas, dois ou mais picos foram gerados, demonstrando os hidrogramas predominantes que foram simulados em cada situação.

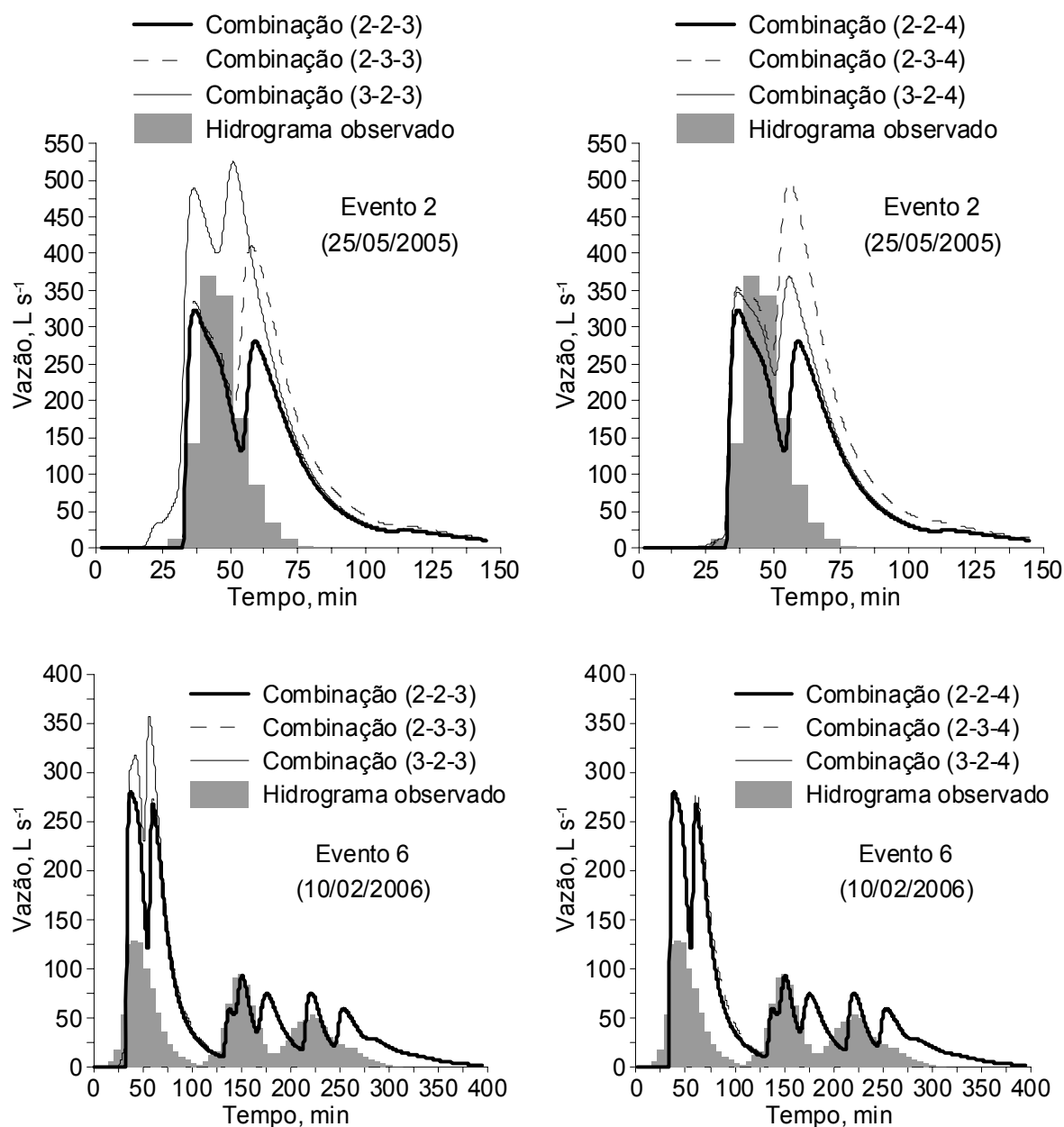


Figura 28 – Superposição de hidrogramas de escoamento superficial observados e simulados pelo HidroBacia, referentes às seis combinações com melhor desempenho. Eventos 2 (25/05/2005) e 6 (10/02/2006).

Estas discrepâncias entre hidrogramas gerados em diferentes áreas da bacia resultam das diferenças que as mesmas apresentam nos valores de interceptação pela cobertura vegetal, armazenamento superficial e coeficiente de rugosidade do terreno, além da influência produzida pela discretização da bacia em células, por meio do modelo digital de elevação. Enquanto a interceptação pela cobertura vegetal e o armazenamento superficial influenciam no tempo de início do escoamento superficial, a rugosidade do terreno e o gradiente de

declividade influenciam na propagação dos hidrogramas, representada pelo modelo de ondas cinemáticas.

Ressalta-se que os valores de interceptação pela cobertura vegetal, armazenamento superficial e coeficiente de rugosidade do terreno utilizados no presente trabalho não foram medidos na bacia. Os mesmos foram obtidos a partir do banco de dados incluído no programa HidroBacia, conforme relatado anteriormente no item 3.4.1. Portanto, é possível que tais valores não representem adequadamente as condições reais da bacia hidrográfica experimental, reduzindo, assim, a qualidade do desempenho do modelo.

#### 4.3. Resultados desconsiderando-se as áreas de contribuição dos terraços e estradas em nível

Na Figura 29, é apresentado o modelo digital de elevação da bacia hidrográfica, juntamente com os terraços e as estradas em nível, bem como suas respectivas áreas de contribuição excluídas da modelagem. A área excluída corresponde a cerca de 36% da área total da bacia.

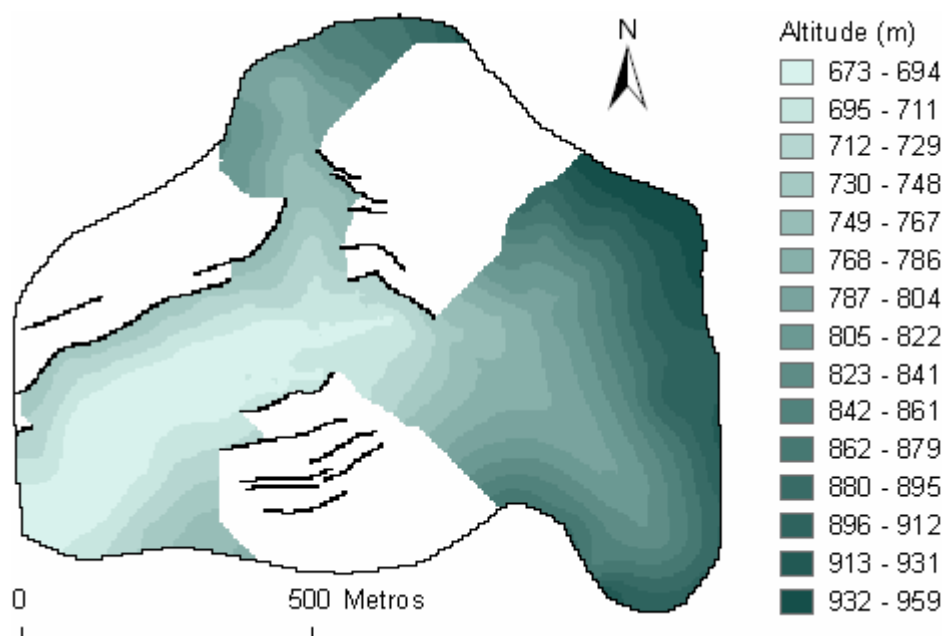


Figura 29 – Modelo digital de elevação da bacia hidrográfica juntamente com os terraços e estradas em nível, bem como suas respectivas áreas de contribuição excluídas.

Os terraços e estradas em nível mostrados na Figura 29 foram construídos nas áreas mais íngremes, com menor taxa de infiltração e, conseqüentemente, com ocorrência de maior volume de escoamento superficial. Além do maior volume, o escoamento nessas áreas ocorre com maior velocidade que nas outras áreas da bacia, devido à maior declividade do terreno. O objetivo dessas estruturas é, portanto, armazenar o volume de escoamento produzido, evitando a erosão hídrica e possibilitando uma maior infiltração da água no solo.

No Quadro 14, estão apresentados os indicadores estatísticos do ajuste entre as lâminas de escoamento superficial observadas e estimadas pelo HydroBacia, para os 14 eventos de precipitação simulados, desconsiderando-se o volume de escoamento superficial armazenado nos terraços e estradas em nível.

Conforme apresentado no Quadro 14, dentre as combinações testadas, apenas cinco apresentaram teste F significativo em nível de 5% de probabilidade, as quais estão destacadas em negrito no Quadro 14. Estas cinco combinações também apresentaram, no geral, os melhores valores de  $d'$  (entre 0,49 e 0,51),  $c'$  (entre 0,28 e 0,37),  $E'$  (entre 0,16 e 0,18), EAM (0,3 mm), REQM (0,4 mm), EAPM (entre 65 e 66 %) e  $r^2$  (entre 0,2975 e 0,5263).

Verifica-se que as combinações (2-2-3), (2-2-4), (2-3-3), (2-3-4) e (3-2-4), consideradas melhores neste caso, coincidem com cinco das seis combinações consideradas melhores no caso anterior (simulações realizadas na área total da bacia, item 4.2). Houve, neste caso, uma melhoria nos indicadores  $E'$  e EAPM, em relação aos mesmos indicadores calculados para o caso anterior, sendo que os demais indicadores se apresentaram relativamente semelhantes.

A combinação (3-2-3), neste caso, apresentou teste F não significativo em nível de 5% de probabilidade, e os demais indicadores, no geral, foram ligeiramente inferiores, em relação às outras cinco combinações consideradas melhores. Como esta combinação esteve dentre as seis que apresentaram melhor desempenho no caso anterior, esta também será incluída dentre as combinações com melhores resultados neste caso.

As seis melhores combinações subestimaram a LES na maioria dos eventos simulados, conforme pode ser constatado nos gráficos apresentados na Figura 30. Observa-se, ainda, que foram superestimadas principalmente as LES menores que 0,2 mm.

Quadro 14 – Indicadores estatísticos do ajuste entre as lâminas de escoamento superficial observadas e estimadas pelo HidroBacia, para os 14 eventos de precipitação simulados, considerando-se os terraço e estradas em nível

Combinação	d'	c'	E'	EAM (mm)	REQM (mm)	EAPM (%)	r <sup>2</sup>	P
(1-1-1)	0,16	0,04	-3,53	1,5	2,1	526	0,0545	0,422
(1-1-2)	0,15	0,03	-3,95	1,7	2,3	577	0,0517	0,434
(1-1-3)	0,16	0,04	-4,25	1,8	2,5	608	0,0619	0,391
(1-1-4)	0,15	0,04	-4,66	1,9	2,7	645	0,0632	0,386
(1-2-1)	0,42	0,05	-0,27	0,4	0,6	145	0,0168	0,659
(1-2-2)	0,42	0,07	-0,30	0,4	0,6	155	0,0279	0,568
(1-2-3)	0,42	0,11	-0,27	0,4	0,6	159	0,0638	0,384
(1-2-4)	0,41	0,10	-0,31	0,4	0,6	166	0,0595	0,401
(1-3-1)	0,11	0,02	-4,01	1,7	2,2	625	0,0438	0,473
(1-3-2)	0,12	0,03	-4,26	1,8	2,3	660	0,0503	0,441
(1-3-3)	0,13	0,04	-4,68	1,9	2,4	693	0,0968	0,279
(1-3-4)	0,13	0,04	-4,83	2,0	2,5	712	0,1009	0,268
(2-1-1)	0,41	0,05	-0,41	0,5	0,7	99	0,0128	0,700
(2-1-2)	0,42	0,09	-0,66	0,6	0,9	116	0,0501	0,442
(2-1-3)	0,41	0,12	-0,84	0,6	1,1	126	0,0908	0,295
(2-1-4)	0,35	0,11	-1,28	0,8	1,3	149	0,0999	0,271
(2-2-1)	0,48	0,10	0,08	0,3	0,5	67	0,0446	0,469
(2-2-2)	0,49	0,19	0,10	0,3	0,5	66	0,1451	0,179
<b>(2-2-3)</b>	<b>0,51</b>	<b>0,37</b>	<b>0,16</b>	<b>0,3</b>	<b>0,4</b>	<b>65</b>	<b>0,5263</b>	<b>0,003</b>
<b>(2-2-4)</b>	<b>0,51</b>	<b>0,37</b>	<b>0,16</b>	<b>0,3</b>	<b>0,4</b>	<b>65</b>	<b>0,5263</b>	<b>0,003</b>
(2-3-1)	0,48	0,10	0,09	0,3	0,5	66	0,0417	0,484
(2-3-2)	0,50	0,18	0,13	0,3	0,5	65	0,1307	0,204
<b>(2-3-3)</b>	<b>0,50</b>	<b>0,31</b>	<b>0,17</b>	<b>0,3</b>	<b>0,4</b>	<b>65</b>	<b>0,3810</b>	<b>0,019</b>
<b>(2-3-4)</b>	<b>0,51</b>	<b>0,28</b>	<b>0,18</b>	<b>0,3</b>	<b>0,4</b>	<b>66</b>	<b>0,2975</b>	<b>0,044</b>
(3-1-1)	0,17	0,04	-3,42	1,5	2,0	512	0,0555	0,418
(3-1-2)	0,30	0,07	-1,61	0,9	1,4	263	0,0484	0,450
(3-1-3)	0,40	0,11	-0,65	0,6	0,9	154	0,0698	0,361
(3-1-4)	0,48	0,14	-0,09	0,4	0,5	85	0,0919	0,292
(3-2-1)	0,42	0,06	-0,27	0,4	0,6	143	0,0169	0,658
(3-2-2)	0,47	0,10	0,00	0,3	0,5	95	0,0452	0,466
(3-2-3)	0,50	0,22	0,13	0,3	0,4	71	0,1943	0,115
<b>(3-2-4)</b>	<b>0,49</b>	<b>0,31</b>	<b>0,16</b>	<b>0,3</b>	<b>0,4</b>	<b>65</b>	<b>0,4043</b>	<b>0,015</b>
(3-3-1)	0,11	0,02	-3,94	1,7	2,2	614	0,0440	0,472
(3-3-2)	0,18	0,05	-2,48	1,2	1,5	393	0,0896	0,299
(3-3-3)	0,31	0,12	-1,36	0,8	1,1	267	0,1406	0,187
(3-3-4)	0,44	0,17	-0,48	0,5	0,7	160	0,1444	0,180

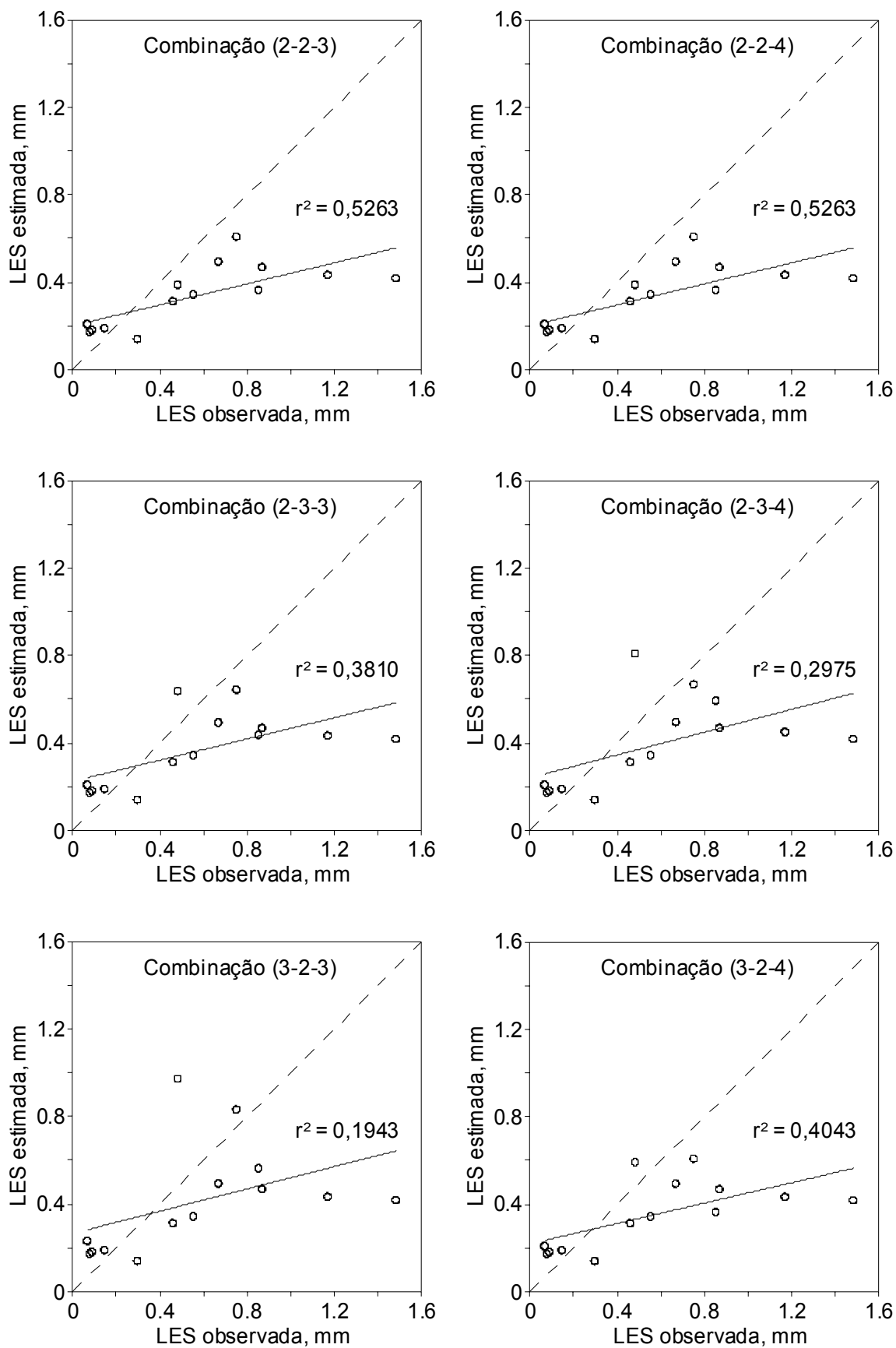


Figura 30 – Ajuste entre lâminas de escoamento superficial (LES) observadas e estimadas pelo HidroBacia, para o 14 eventos de precipitação simulados, referentes às seis combinações com melhor desempenho, desconsiderando-se as áreas dos terraços e estradas em nível.



De acordo com os indicadores estatísticos calculados, os melhores desempenhos na estimação da lâmina de escoamento superficial foram obtidos usando-se  $\psi_f$  estimado pelas opções 2 (equação 7; Rawls e Brakensiek, 1983) e 3 (equação 10; Cecílio, 2005). A equação 7 somente apresentou melhor desempenho quando associada com  $K_w = T_{ie}$  ou  $K_w = 0,50 T_{ie}$ , e  $\theta_w = 0,85 \theta_s$  ou  $\theta_w = 0,80 \theta_s$ , enquanto a equação 10 apresentou melhor desempenho somente quando associada com  $K_w = T_{ie}$  e  $\theta_w = 0,80 \theta_s$ .

Na Figura 31, é apresentada uma comparação gráfica entre as lâminas de escoamento superficial observadas e estimadas pelo HydroBacia, para os 14 eventos de precipitação simulados, referentes às seis combinações consideradas com melhor desempenho. Pode-se identificar nesta comparação que, da mesma forma como ocorreu no caso anterior, ambas as combinações proporcionaram estimativas semelhantes entre si, para a maioria dos eventos simulados.

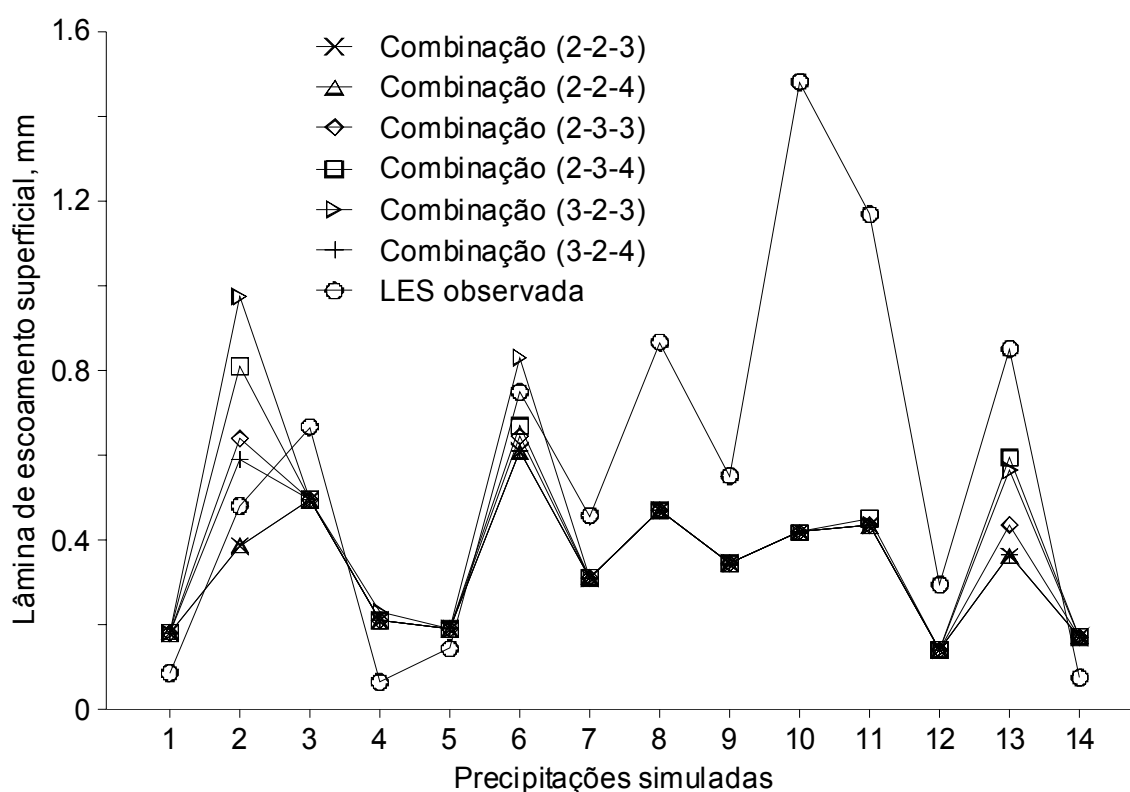


Figura 31 – Lâminas de escoamento superficial observadas e estimadas pelo HydroBacia, para os 14 eventos de precipitação simulados, referentes às seis combinações com melhor desempenho, desconsiderando-se as áreas dos terraços e estradas em nível.

No Quadro 15, estão apresentados os indicadores estatísticos do ajuste entre vazões máximas de escoamento superficial ( $Q_{\text{máx}}$ ) observadas e estimadas pelo HidroBacia, para os 14 eventos de precipitação simulados, referentes às 36 combinações de dados de entrada.

Conforme apresentado no Quadro 15, dentre as combinações testadas, 28 apresentaram teste F significativo em nível de 5% de probabilidade. Porém, no geral, as 13 combinações que estão destacadas em negrito foram as que apresentaram os melhores valores de  $d'$  (entre 0,45 e 0,61),  $c'$  (entre 0,24 e 0,39),  $E'$  (entre -0,18 e 0,15), EAM (entre 97 e 135 L s<sup>-1</sup>), REQM (entre 131 e 190 L s<sup>-1</sup>), EAPM (entre 50 e 73 %) e  $r^2$  (entre 0,2859 e 0,4614).

Dentre essas 13 combinações, seis coincidiram com aquelas que apresentaram melhor desempenho na estimação da LES: (2-2-3), (2-2-4), (2-3-3), (2-3-4), (3-2-3) e (3-2-4). A combinação (3-2-3), que na estimação da LES apresentou-se ligeiramente inferior, voltou a apresentar melhor desempenho na estimação da  $Q_{\text{máx}}$ , uma vez que a mesma já havia se destacado no caso anterior (considerando-se a área total da bacia nas simulações). Portanto, as combinações (2-2-3), (2-2-4), (2-3-3), (2-3-4), (3-2-3) e (3-2-4) foram, no geral, as que mais se destacaram, pois apresentaram melhor desempenho na estimação da LES e da  $Q_{\text{máx}}$ , tanto neste caso, como no caso anterior.

Ainda dentre as 13 combinações mencionadas, outras sete se destacaram na estimação da  $Q_{\text{máx}}$  neste caso. Em quatro delas, o  $\psi_f$  foi estimado usando-se a opção 2 (equação 7; Rawls e Brakensiek, 1983), associado com  $K_w = T_{ie}$  ou  $K_w = 0,50 T_{ie}$ , e associados ainda com  $\theta_w = \theta_s$  ou  $\theta_w = 0,90 \theta_s$ : combinações (2-2-1), (2-2-2), (2-3-1) e (2-3-2). Em outras duas, o  $\psi_f$  foi estimado usando-se a opção 3 (equação 10; Cecílio, 2005), associado com  $K_w = K_s$ , associados ainda com  $\theta_w = 0,85 \theta_s$  ou  $\theta_w = 0,80 \theta_s$ : combinações (3-1-3) e (3-1-4). Finalmente, na combinação (3-3-4) o  $\psi_f$  foi estimado usando-se também, a opção 3, porém, associado com  $K_w = 0,50 T_{ie}$  e  $\theta_w = 0,80 \theta_s$ .

De acordo com os gráficos apresentados na Figura 32, observa-se que as seis melhores combinações subestimaram a  $Q_{\text{máx}}$  em todos eventos simulados, com exceção da menor  $Q_{\text{máx}}$  (34,8 L s<sup>-1</sup>), ocorrida no dia 18/01/2006, que foi superestimada nas seis combinações.

Quadro 15 – Indicadores estatísticos do ajuste entre vazões máximas observadas e estimadas pelo HidroBacia, para os 14 eventos de precipitação simulados, considerando-se os terraços e estradas em nível

Combinação	d'	c'	E'	EAM (L s <sup>-1</sup> )	REQM (L s <sup>-1</sup> )	EAPM (%)	r <sup>2</sup>	P
(1-1-1)	0,33	0,18	-1,54	290,2	438,1	244	0,2927	0,046
(1-1-2)	0,30	0,16	-1,80	319,4	472,1	269	0,2982	0,043
(1-1-3)	0,29	0,16	-1,90	330,6	488,4	280	0,3061	0,040
(1-1-4)	0,28	0,16	-2,02	344,4	508,1	293	0,3136	0,037
(1-2-1)	0,50	0,23	-0,02	116,6	155,6	74	0,2100	0,099
(1-2-2)	0,50	0,23	-0,01	115,8	152,6	76	0,2170	0,093
(1-2-3)	0,50	0,24	-0,01	114,9	150,6	76	0,2230	0,088
(1-2-4)	0,50	0,23	-0,01	115,8	150,8	78	0,2196	0,091
(1-3-1)	0,33	0,19	-1,33	266,2	394,1	229	0,3307	0,031
(1-3-2)	0,31	0,18	-1,51	286,7	423,8	245	0,3304	0,032
(1-3-3)	0,28	0,17	-1,76	315,3	448,4	265	0,3428	0,028
(1-3-4)	0,27	0,16	-1,88	329,2	467,8	277	0,3397	0,029
(2-1-1)	0,50	0,22	-0,24	142,1	205,4	62	0,1995	0,109
(2-1-2)	0,45	0,23	-0,66	189,8	295,2	85	0,2525	0,067
(2-1-3)	0,44	0,25	-0,94	221,5	362,7	101	0,3146	0,037
(2-1-4)	0,45	0,27	-1,20	251,0	456,5	113	0,3609	0,023
<b>(2-2-1)</b>	<b>0,45</b>	<b>0,24</b>	<b>-0,18</b>	<b>135,2</b>	<b>189,6</b>	<b>57</b>	<b>0,2859</b>	<b>0,049</b>
<b>(2-2-2)</b>	<b>0,45</b>	<b>0,28</b>	<b>-0,17</b>	<b>133,4</b>	<b>187,4</b>	<b>56</b>	<b>0,3896</b>	<b>0,017</b>
<b>(2-2-3)</b>	<b>0,46</b>	<b>0,31</b>	<b>-0,16</b>	<b>132,1</b>	<b>185,9</b>	<b>56</b>	<b>0,4614</b>	<b>0,008</b>
<b>(2-2-4)</b>	<b>0,46</b>	<b>0,31</b>	<b>-0,16</b>	<b>132,1</b>	<b>185,9</b>	<b>56</b>	<b>0,4614</b>	<b>0,008</b>
<b>(2-3-1)</b>	<b>0,45</b>	<b>0,24</b>	<b>-0,18</b>	<b>134,7</b>	<b>188,9</b>	<b>57</b>	<b>0,2926</b>	<b>0,046</b>
<b>(2-3-2)</b>	<b>0,46</b>	<b>0,29</b>	<b>-0,14</b>	<b>130,6</b>	<b>183,6</b>	<b>55</b>	<b>0,3999</b>	<b>0,015</b>
<b>(2-3-3)</b>	<b>0,47</b>	<b>0,30</b>	<b>-0,10</b>	<b>125,1</b>	<b>176,8</b>	<b>54</b>	<b>0,4136</b>	<b>0,013</b>
<b>(2-3-4)</b>	<b>0,50</b>	<b>0,32</b>	<b>-0,03</b>	<b>117,6</b>	<b>167,6</b>	<b>51</b>	<b>0,4123</b>	<b>0,013</b>
(3-1-1)	0,34	0,18	-1,47	282,3	429,1	237	0,2920	0,046
(3-1-2)	0,46	0,25	-0,54	175,9	253,1	123	0,2958	0,044
<b>(3-1-3)</b>	<b>0,54</b>	<b>0,30</b>	<b>-0,11</b>	<b>126,3</b>	<b>171,2</b>	<b>73</b>	<b>0,2981</b>	<b>0,043</b>
<b>(3-1-4)</b>	<b>0,56</b>	<b>0,31</b>	<b>0,08</b>	<b>104,9</b>	<b>154,4</b>	<b>50</b>	<b>0,3135</b>	<b>0,037</b>
(3-2-1)	0,50	0,23	-0,02	116,4	155,9	74	0,2104	0,099
(3-2-2)	0,48	0,24	-0,03	117,5	161,6	61	0,2514	0,068
<b>(3-2-3)</b>	<b>0,49</b>	<b>0,27</b>	<b>-0,04</b>	<b>119,0</b>	<b>170,0</b>	<b>53</b>	<b>0,3036</b>	<b>0,041</b>
<b>(3-2-4)</b>	<b>0,46</b>	<b>0,30</b>	<b>-0,13</b>	<b>128,6</b>	<b>181,3</b>	<b>55</b>	<b>0,4230</b>	<b>0,012</b>
(3-3-1)	0,33	0,19	-1,27	259,6	384,5	223	0,3312	0,031
(3-3-2)	0,47	0,30	-0,41	161,1	226,0	138	0,3956	0,016
(3-3-3)	0,54	0,34	-0,09	124,0	161,2	103	0,4028	0,015
<b>(3-3-4)</b>	<b>0,61</b>	<b>0,39</b>	<b>0,15</b>	<b>96,8</b>	<b>130,7</b>	<b>71</b>	<b>0,3999</b>	<b>0,015</b>

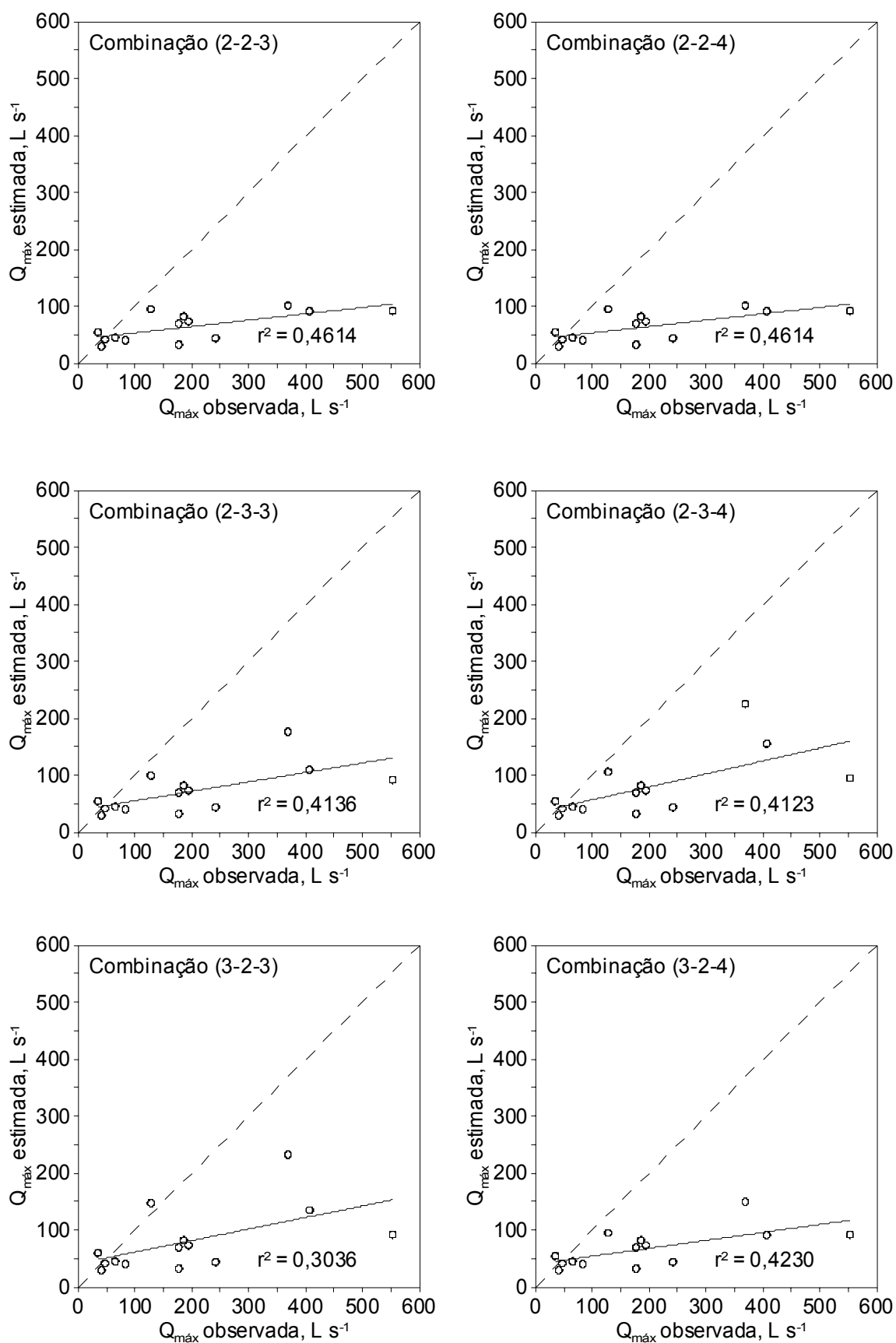


Figura 32 – Ajuste entre vazões máximas ( $Q_{máx}$ ) observadas e estimadas pelo HidroBacia, para o 14 eventos de precipitação simulados, referentes às seis combinações com melhor desempenho, desconsiderando-se as áreas dos terraços e estradas em nível.

Neste caso, na estimação da  $Q_{\text{máx}}$ , houve uma melhoria nos indicadores  $d'$ ,  $c'$ , EAPM e  $r^2$ , em relação aos mesmos indicadores calculados para o caso anterior, porém os demais indicadores se apresentaram inferiores.

Enquanto no caso anterior, a LES e a  $Q_{\text{máx}}$  foram superestimadas na maioria dos eventos simulados, neste caso foram subestimadas, porém, apresentando EAPM cerca de 80% menor que no caso anterior.

Este comportamento pode ser entendido analisando-se o fato das áreas excluídas das simulações serem as produtoras de maior volume de escoamento superficial. Coerentemente, nas simulações considerando-se a área total da bacia, a LES e a  $Q_{\text{máx}}$  tendem a ser superestimadas, e nas simulações desconsiderando-se as áreas de contribuição dos terraços e estradas em nível, as LES e  $Q_{\text{máx}}$  estimadas tendem a apresentar menor erro. Entretanto, esperava-se, para este caso, um melhor equilíbrio entre subestimações e superestimações.

Na Figura 33, é apresentada uma comparação gráfica entre as vazões máximas observadas e estimadas pelo HidroBacia, para os 14 eventos de precipitação simulados, referentes às seis combinações que apresentaram melhor desempenho. Da mesma forma como ocorreu no caso anterior, pode-se identificar também neste caso que ambas as combinações proporcionaram estimativas semelhantes entre si, na maioria dos eventos simulados, tendo ocorrido, neste caso, muitas subestimações.

Na Figura 34, são apresentados os hidrogramas de escoamento superficial observados nos dias 25/05/2005 (evento 2) e 10/02/2006 (evento 6), juntamente com os hidrogramas simulados usando-se as seis combinações de dados de entrada que proporcionaram os melhores desempenhos. Assim como ocorreu no caso anterior, neste caso os hidrogramas simulados também apresentaram pelo menos dois picos de vazão para cada pico existente nos hidrogramas observados. A superposição dos hidrogramas demonstra claramente a tendência de subestimação das vazões quando se desconsideraram as áreas de contribuição dos terraços e estradas em nível, com exceção da combinação (3-2-3) na simulação do evento 6.

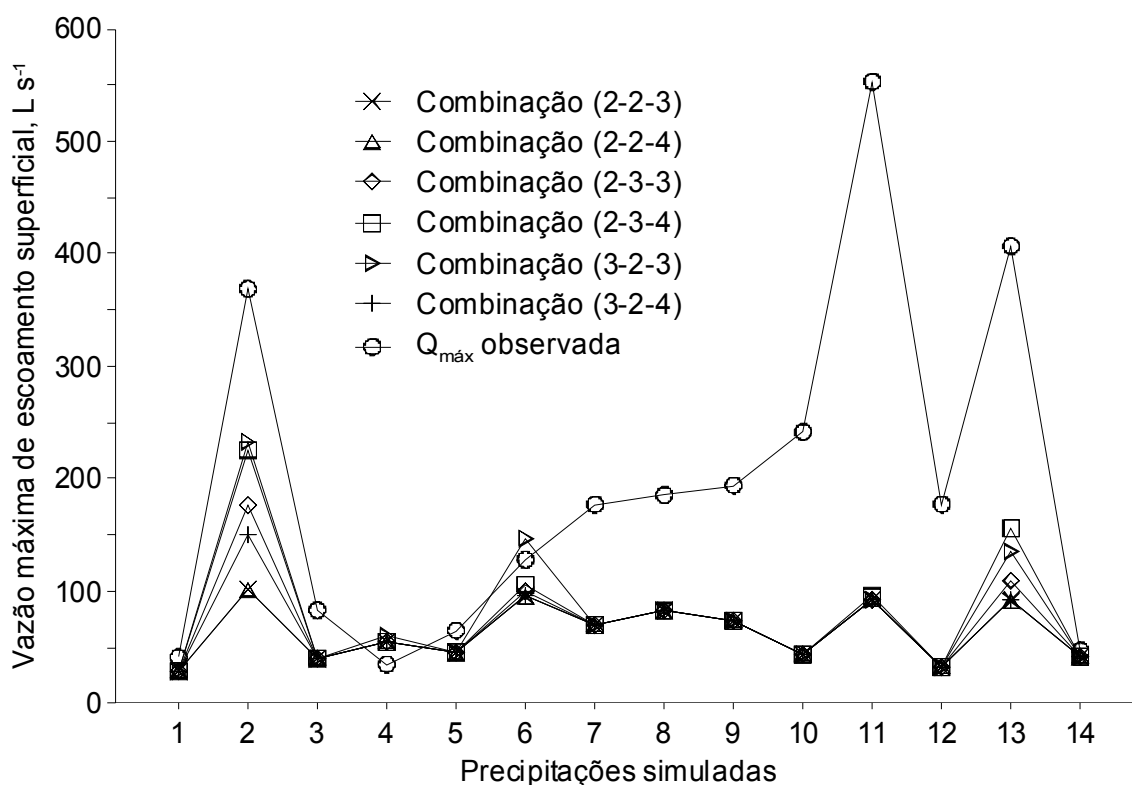


Figura 33 – Vazões máximas de escoamento superficial observadas e estimadas pelo HidroBacia, para o 14 eventos de precipitação simulados, referentes às cinco combinações com melhor desempenho.

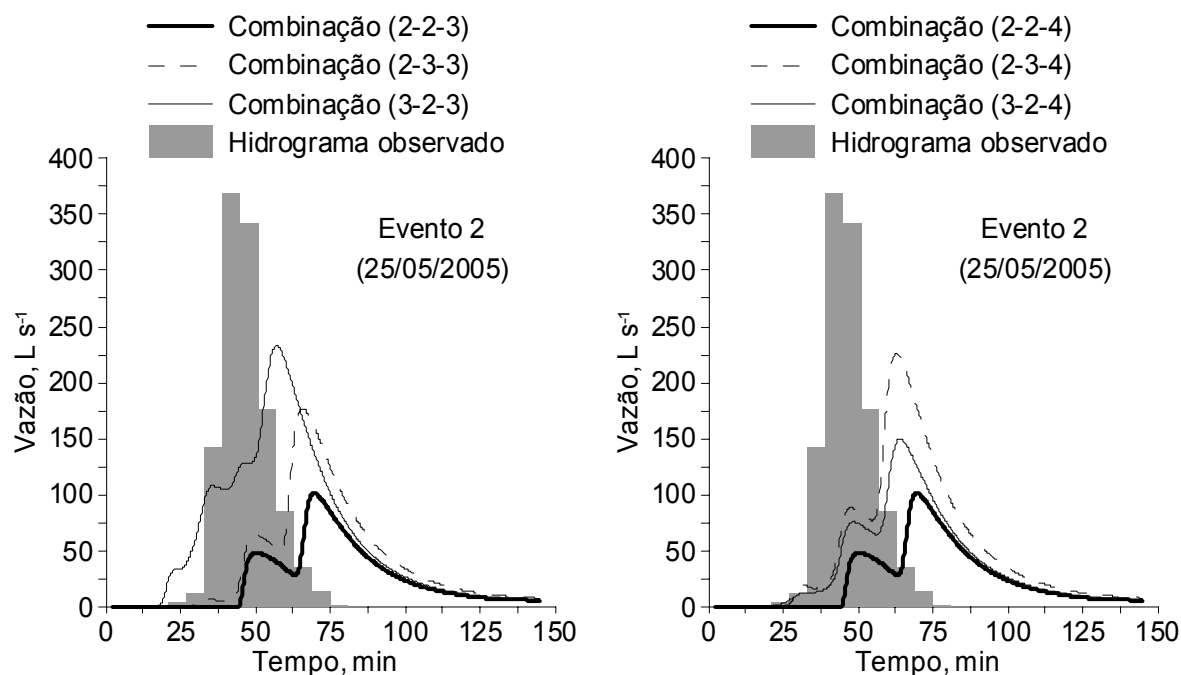


Figura 34 – Superposição de hidrogramas de escoamento superficial observados e simulados pelo HidroBacia, referentes às seis combinações com melhor desempenho. Eventos 2 (25/05/2005) e 6 (10/02/2006).

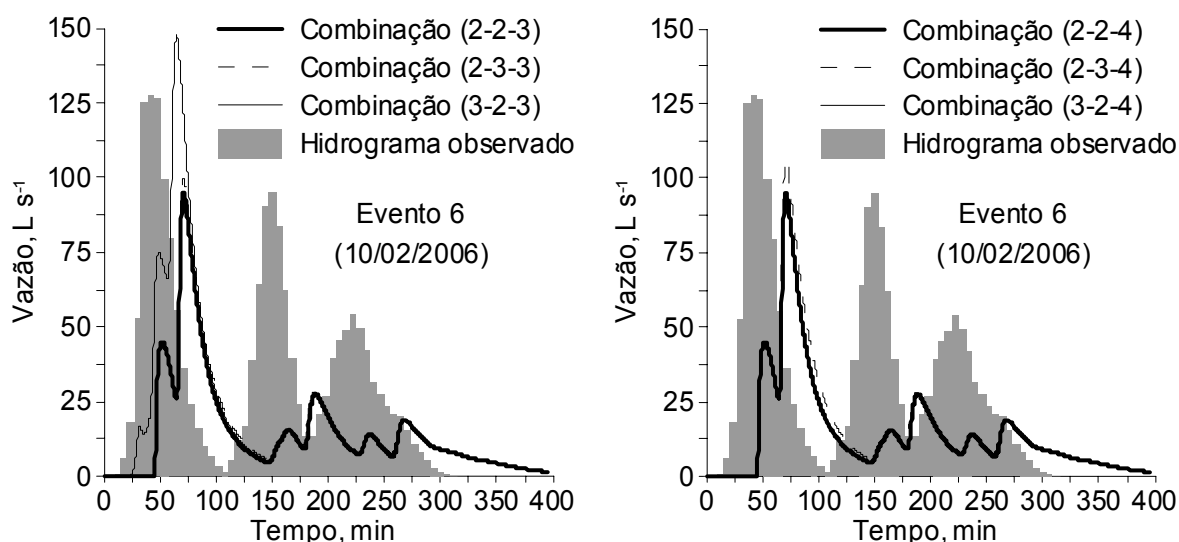


Figura 34 – Cont.

Os melhores desempenhos das simulações com o HidroBacia ao utilizar a opção  $K_w = T_{ie}$ , além dos ótimos resultados também obtidos por Cecílio (2005), confirmam sua eficiência, a qual foi inicialmente proposta por Silva e Kato (1998). Mesmo que neste trabalho estejam sendo analisados a LES e a  $Q_{máx}$ , e os autores Cecílio (2005) e Silva e Kato (1998) tenham analisado a infiltração da água no solo, presume-se que boas estimativas da LES e da  $Q_{máx}$  sejam consequência de boas estimativas da infiltração, tornando válida a comparação feita entre os resultados.

Quanto às opções de  $\theta_w$  que proporcionaram melhor desempenho na estimativa da LES e  $Q_{máx}$  ( $\theta_w = 0,80 \theta_s$  e  $\theta_w = 0,85 \theta_s$ ), tais resultados vão ao encontro daqueles encontrados por Cecílio (2002) na estimativa da infiltração da água no solo, o qual propôs a utilização de valores de  $\theta_w$  variando entre  $0,79 \theta_s$  a  $0,81 \theta_s$  para Latossolo Vermelho-Amarelo de textura argilosa, e na faixa de  $0,85 \theta_s$  a  $0,86 \theta_s$  para textura franca. Os resultados são considerados coerentes pelo fato da maioria dos solos da bacia ser desta mesma classe e possuir textura semelhante à textura do solo estudado por Cecílio (2002).

Nos dois casos simulados, quando utilizado  $K_w = T_{ie}$ , as combinações (2-2-3) e (2-2-4), respectivamente com  $\theta_w = 0,85 \theta_s$  e  $\theta_w = 0,80 \theta_s$ , apresentaram hidrogramas idênticos. Observou-se, também, que, para as seis melhores combinações, naquelas em que o  $\psi_f$  foi estimado pela opção 2 (equação 7; Rawls e Brakensiek, 1983), os resultados usando-se  $K_w = T_{ie}$  e  $K_w = 0,50 T_{ie}$

apresentaram hidrogramas idênticos para a maioria dos 14 eventos simulados. Estes comportamentos demonstram que, nestas duas situações, o modelo não apresentou sensibilidade à variação da umidade de saturação e à variação da condutividade hidráulica do solo, respectivamente.

Em relação ao teste das três opções de  $K_w$ , esperava-se que apenas uma apresentasse bons resultados, permitindo identificar a que melhor representou a condutividade hidráulica do solo saturado. Entretanto, duas opções ( $K_w = T_{ie}$  e  $K_w = 0,50 T_{ie}$ ) apresentaram bons resultados quando associadas com o  $\psi_f$  estimado pela opção 2 (equação 7; Rawls e Brakensiek, 1983). A opção  $K_w = T_{ie}$  apresentou ligeira superioridade na estimação da LES, enquanto que a opção  $K_w = 0,50 T_{ie}$  foi ligeiramente superior na estimação da  $Q_{máx}$ .

Alguns comportamentos do modelo HidroBacia indicam que o mesmo ainda necessita de aprimoramentos, juntamente com análises de sensibilidade, visando a identificar possíveis incompatibilidades entre os dados de entrada e os respectivos resultados das simulações, uma vez que o modelo apresentou resultados incoerentes nas situações mencionadas acima.

Os resultados obtidos no presente trabalho, apesar de indicarem a necessidade de mais aprimoramentos no modelo HidroBacia, apresentaram, na maioria das situações, erros percentuais relativos menores do que os obtidos por Silva (2002), mesmo fazendo simulações numa bacia maior, sob condições mais complexas.

Percebeu-se, no presente trabalho, que, por mais eficiente que seja um modelo, suas estimativas sempre tenderão a manter certa discrepância em relação aos dados observados, pois além dos erros inerentes ao próprio modelo, existem os erros experimentais. Estes erros são particulares dos equipamentos e métodos utilizados para medir a precipitação na bacia, a vazão no curso d'água, os demais elementos do clima, os diversos parâmetros físicos do solo, a separação entre escoamento superficial e subterrâneo, e muitos outros dados que são comumente utilizados pelos modelos em geral. No somatório destes erros, é possível que, em alguns casos, os erros experimentais sejam maiores do que os erros de estimação do modelo, mascarando a análise dos resultados.



#### 4.4. Resultados dos métodos Racional e Número da Curva

Utilizando os métodos Racional e Número da Curva, foram estimadas, respectivamente, as vazões máximas e as lâminas de escoamento superficial para os 14 eventos de precipitação/vazão simulados no presente trabalho.

Na aplicação do Método Racional, os dois métodos adotados para calcular o tempo de concentração resultaram nos valores de 12,1 min (equação de Kirpich) e 52,9 min (equação do SCS – método cinemático).

No Quadro 16, consta, para cada evento, o valor do período de retorno equivalente, bem como os valores da intensidade máxima média de precipitação e da vazão máxima, estimados usando-se os dois métodos de cálculo do tempo de concentração da bacia hidrográfica.

Quadro 16 – Período de retorno equivalente ( $T_r$ ), intensidade máxima média de precipitação ( $i_m$ ) e Vazão máxima ( $Q_{m\acute{a}x}$ ), usando o tempo de concentração calculado pelas equações de Kirpich e do SCS (método cinemático), para os 14 eventos de precipitação

Data	$Q_{m\acute{a}x}$ Observada ( $L\ s^{-1}$ )	Equação de Kirpich		Equação do SCS	
		$i_m$ ( $mm\ h^{-1}$ )	$Q_{m\acute{a}x}$ ( $L\ s^{-1}$ )	$i_m$ ( $mm\ h^{-1}$ )	$Q_{m\acute{a}x}$ ( $L\ s^{-1}$ )
21/04/2005	41,2	30,3	4976	16,3	2671
25/05/2005	368,9	58,7	9618	31,5	5162
02/12/2005	83,1	65,1	10681	35,0	5733
18/01/2006	34,8	44,2	7241	23,7	3886
31/01/2006	65,0	46,4	7603	24,9	4081
10/02/2006	127,9	77,4	12689	41,5	6811
14/02/2006	177,0	49,5	8113	26,6	4355
26/02/2006	185,5	66,7	10941	35,8	5873
05/03/2006	194,1	65,1	10673	34,9	5729
06/03/2006	241,7	56,0	9190	30,1	4933
15/03/2006	553,0	59,4	9743	31,9	5230
17/03/2006	177,2	35,1	5748	18,8	3085
20/03/2006	406,8	61,0	9995	32,7	5365
03/05/2006	47,1	34,4	5638	18,5	3026

Os valores de vazão máxima obtidos pelo Método Racional superestimaram todos os valores de vazão máxima observados na bacia experimental, tanto utilizando-se a equação de Kirpich como a equação do SCS – método cinemático para cálculo do tempo de concentração. Os EAPM, calculados entre vazões máximas observadas e estimadas, foram de 7698% quando utilizada a primeira equação, e de 4085% quando utilizada a segunda, respectivamente. O Método Racional superou também até as maiores vazões máximas estimadas pelo modelo HidroBacia.

Uma das causas dessas superestimativas foi o elevado coeficiente de escoamento superficial (0,67) utilizado nos cálculos da vazão máxima. Tal coeficiente foi obtido de valores tabelados recomendados pelo SCS-USDA em função do tipo de cobertura do solo da bacia hidrográfica.

O coeficiente de escoamento obtido a partir da média dos valores medidos, referentes aos 14 eventos de precipitação/vazão estudados, foi de 0,02, aproximadamente. Portanto, a utilização de valores tabelados do coeficiente de escoamento em ambientes diferentes daquele em que foram determinados (EUA) pode produzir estimativas incoerentes, não representando satisfatoriamente o escoamento superficial produzido nestes locais, como foi o caso do presente trabalho.

Embora o coeficiente de escoamento tenha sido superestimado, tradicionalmente se sabe que o Método Racional superestima a vazão máxima de escoamento superficial, pois considera que toda a área da bacia hidrográfica contribui simultaneamente com o escoamento superficial na seção de deságüe, sendo este provocado por uma precipitação com intensidade constante e uniforme em toda a bacia. Sabe-se, também, que nem sempre estas condições ocorrem na realidade. Além destas características, o Método Racional desconsidera a influência de muitos componentes do ciclo hidrológico no processo de formação do escoamento superficial, como por exemplo, a interceptação pela cobertura vegetal, o armazenamento superficial, a infiltração, o perfil de precipitação, a rede drenagem e outros.

No Quadro 17, são apresentadas as condições de umidade antecedente (AMC) e as lâminas de precipitação utilizadas pelo Método do Número da Curva, bem como as LES observadas e estimadas pelo referido método para os 14 eventos considerados. Pode-se observar que todas as LES observadas na bacia

hidrográfica foram superestimadas pelo Método do Número da Curva. O EAPM calculado entre as mesmas foi de 3048%. O método superou, inclusive, as maiores LES estimadas pelo modelo HidroBacia.

O Método do Número da Curva foi desenvolvido considerando precipitações com intensidade constante, portanto, também não considera o perfil da precipitação na estimação da LES. Outra limitação é a consideração da taxa de infiltração da água no solo de forma indireta, por meio do enquadramento do solo nos grupos pré-estabelecidos pelo método. Esta simplificação possibilita que solos com diferentes taxas de infiltração apresentem o mesmo comportamento em relação à LES, o que não se observa na realidade. O método limita-se, ainda, a estimar a umidade inicial do solo pela condição de umidade antecedente, o que representa mais uma simplificação considerável.

Quadro 17 – Lâminas de escoamento superficial (LES) observadas e estimadas pelo Método do Número da Curva, referentes aos 14 eventos de precipitação simulados

Data	P5DA (mm)	AMC	PT (mm)	LES observada (mm)	LES estimada (mm)
21/04/2005	0,0	I	16,3	0,8	9,6
25/05/2005	35,3	II	34,3	0,1	1,2
02/12/2005	5,3	I	45,6	0,5	2,9
18/01/2006	0,0	I	18,5	0,7	8,8
31/01/2006	49,3	II	16,8	0,1	1,7
10/02/2006	1,4	I	54,4	0,1	2,2
14/02/2006	100,8	III	28,1	0,7	4,0
26/02/2006	3,3	I	41,6	0,5	3,3
05/03/2006	81,8	III	30,1	0,9	4,8
06/03/2006	87,1	III	39,4	0,6	9,2
15/03/2006	6,3	I	39,5	1,5	3,7
17/03/2006	51,5	II	12,7	1,2	2,6
20/03/2006	115,5	III	32,0	0,3	5,6
03/05/2006	0,0	I	12,3	0,9	9,7

PT = Lâmina de precipitação observada, mm;

P5DA = Lâmina de precipitação acumulada nos cinco dias antecedentes ao evento, mm; e

AMC = condição de umidade antecedente (Tucci, 2002).

Além destas limitações, o Método do Número da Curva foi desenvolvido com dados de pequenas bacias agrícolas do meio-oeste americano, de forma que sua aplicação em ambientes diferentes do que foi desenvolvido é incerta. Estudos ainda devem ser conduzidos com a finalidade de melhorar o método para regiões diferentes das quais ele foi desenvolvido, caso do Brasil.

Os demais indicadores estatísticos de ajuste entre dados observados e estimados pelos métodos Racional e Número da Curva não foram apresentados devido à excessiva discrepância apresentada entre os mesmos.

## 5. RESUMO E CONCLUSÕES

O presente trabalho se resume na modelagem hidrológica de uma microbacia hidrográfica utilizando-se o método proposto por Pruski et al. (2001), por meio da aplicação do programa computacional HidroBacia, desenvolvido por Silva (2002). A aplicação do modelo foi viabilizada pela montagem de uma estrutura de coleta de dados numa microbacia hidrográfica experimental localizada na bacia do rio Paraíba do Sul, município de Varre-Sai, noroeste do Estado do Rio de Janeiro.

O modelo HidroBacia permite realizar o balanço hídrico e obter o hidrograma de escoamento superficial, a vazão máxima e o volume escoado para qualquer posição de uma bacia hidrográfica, sendo possível, ainda, considerar a variabilidade espacial dos parâmetros da bacia que interferem no processo de obtenção do hidrograma de escoamento superficial.

Sendo assim, foi realizado um levantamento dos dados de entrada referentes à cobertura vegetal e às características físicas do solo da bacia, os quais foram inseridos no modelo na forma de imagens temáticas (formato *raster*), considerando-se a distribuição espacial dos mesmos. Além destas, o modelo necessitou, ainda, das imagens relativas ao modelo digital de elevação do terreno (MDE), às direções de escoamento e à rede de drenagem numérica. Para obtenção das mesmas, foi realizado, também, o levantamento topográfico da bacia, sendo os dados topográficos processados usando-se ferramentas computacionais baseadas em sistemas de informações geográficas.

No HidroBacia, a taxa de produção de vazão é obtida pela diferença entre a precipitação e a infiltração, sendo esta última calculada por meio da equação de Green-Ampt modificada por Mein e Larson. Dentre os parâmetros desta equação, o potencial matricial na frente de umedecimento ( $\psi_f$ ), a condutividade hidráulica ( $K_w$ ) e a umidade do solo na zona de transmissão ( $\theta_w$ ) foram obtidos utilizando-se diversos métodos apresentados na literatura. Por meio destes diferentes métodos, foram preparadas 36 combinações de dados de entrada, visando a identificar as que apresentam melhor desempenho nas simulações com o modelo.

A bacia foi monitorada no período de janeiro de 2005 a maio de 2006. Dentre os 131 eventos de precipitação/vazão registrados neste intervalo, foram selecionados os 14 maiores para realização das simulações com o modelo HidroBacia. Para cada evento foram testadas as 36 combinações propostas, totalizando 504 simulações. Além das simulações considerando a área total da bacia, uma segunda opção de simulação foi testada. Nesta, foram desconsideradas as áreas de contribuição dos terraços e estradas em nível existentes na bacia. Desta forma, outras 504 simulações foram efetuadas, totalizando, no geral, 1008 simulações.

Testes iniciais realizados com o modelo HidroBacia permitiram identificar que o método utilizado por Silva (2002) para a solução das equações do modelo de ondas cinemáticas estava produzindo hidrogramas com volumes diferentes daqueles observados nos hidrogramas de entrada, desequilibrando, assim, o balanço de massa do modelo. Diante deste fato, substituiu-se o referido algoritmo pela solução não-linear apresentada por Li et al. (1975).

Nas primeiras simulações, mesmo após a substituição do método de solução das equações do modelo de ondas cinemáticas, o modelo HidroBacia apresentou balanço de massa desequilibrado. Diante desta pendência, várias falhas foram localizadas e corrigidas no programa computacional, até que o balanço de massa do modelo ficasse normalizado. Uma vez gerando estimativas coerentes, o modelo foi utilizado para simular as 1008 configurações de dados planejadas.

A estrutura de coleta de dados montada na microbacia hidrográfica experimental foi importante não só para o desenvolvimento deste trabalho, como também de trabalhos posteriores. Além da estrutura mencionada, todos os dados

registrados no monitoramento da bacia também servirão como contrapartida para o desenvolvimento de novos projetos de pesquisa na microbacia hidrográfica;

Com base nos resultados obtidos no presente trabalho, concluiu-se que:

- O balanço de massa do modelo HidroBacia demandou correções, portanto, várias alterações foram implementadas no código-fonte do programa computacional, dentre elas, a substituição do método utilizado para a solução das equações do modelo de ondas cinemáticas;
- Em virtude das alterações efetuadas no modelo e no programa computacional, o HidroBacia passou da versão 1.0 para a versão 1.1;
- No teste das 36 combinações de dados de entrada da equação de Green-Ampt modificada por Mein e Larson, seis apresentaram melhor desempenho na estimação dos hidrogramas de escoamento superficial. Nestas, o potencial matricial na frente de umedecimento ( $\psi_f$ ) foi estimado pela equação 7 (Rawls e Brakensiek, 1983) ou pela equação 10 (Cecílio, 2005);
- A equação 7 somente apresentou melhor desempenho quando associada com  $K_w = T_{ie}$  ou  $K_w = 0,50 T_{ie}$ , associada, ainda, com  $\theta_w = 0,85 \theta_s$  ou  $\theta_w = 0,80 \theta_s$ , enquanto a equação 10 apresentou melhor desempenho somente quando associada com  $K_w = T_{ie}$ , associada ainda com  $\theta_w = 0,85 \theta_s$  ou  $\theta_w = 0,80 \theta_s$ ;
- Outras combinações de dados de entrada também se destacaram, mas apenas em casos isolados. A maioria das combinações apresentou resultados insatisfatórios, no geral;
- O modelo HidroBacia ainda necessita de mais aprimoramentos, juntamente com análises de sensibilidade, visando a identificar possíveis incompatibilidades entre os dados de entrada e os respectivos resultados das simulações, uma vez que o modelo apresentou resultados incoerentes em determinadas situações; e
- Os métodos Racional e Número da Curva superestimaram a vazão máxima e a lâmina de escoamento superficial. As estimativas destes métodos superaram até as maiores superestimativas obtidas nas duas opções de simulação testadas com o modelo HidroBacia.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M. (1998) *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements*. Rome: FAO, 300p. (FAO Irrigation and Drainage Paper 56).
- Arnold, J.G., Srinivazan, R., Muttiah, R.S., Williams, J.R. (1998) Large area hydrologic modeling and assessment. Part I; Model development. *Journal of the American Water Resources Association*, 34(1):73-89.
- Arnold, J.G., Williams, J.R., Nicks, A.D., Sammons, N.B. (1990) *SWRRB: A basin scale simulation model for soil and water resources management*. Texas: A&M University Press, College Station, 115p.
- Ataide, W.F. (2005) *Modelagem do potencial matricial na frente de umedecimento*. Tese (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Viçosa - MG, Universidade Federal de Viçosa - UFV, 64p.
- Beasley, D.B., Huggins, L.F. (1981) *Answers: user's manual*. Chicago, United States Environmental protection Agency, Region V, 51p.
- Beldring, S. (2002) Multi-criteria validation of a precipitation-runoff model. *Journal of Hydrology*, 257:189-211.
- Bernardo, S. (1995) *Manual de irrigação*. 5. ed. Viçosa: UFV, 596p.
- Beven, K. (1989) Changing ideas in hydrology - the case of physically based models. *Journal of Hydrology*, 105:157-172.
- Beven, K.J., Quinn, P., Romanowicz, R., Freer, J., Fisher, J. E Lamb, R. (1994) *Topmodel and gridatb Distribution Programs - A users guide to the distribution versions (94.01)*. *CRES Technical Report TR110/94*, Lancaster University.



- Bonta, J.V., Rao, A.R. (1992) Estimating peak flows from small agricultural watersheds. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 118(1):122-137.
- Bouwer, H. (1969) Infiltration of water into nonuniform soil. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 95(4):451-462.
- Braga, J.C. (2000) *Modelo hidrológico de parâmetros distribuídos para obtenção do hidrograma de escoamento superficial*. Tese (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Viçosa - MG, Universidade Federal de Viçosa - UFV, 76p.
- Brakensiek, D.L. (1977) Estimating the effective capillary pressure in the Green and Ampt infiltration equation. *Water Resources Research*, 13(3):680-682.
- Brakensiek, D.L., Onstad, C.A. (1977) Parameter estimation of the Green and Ampt infiltration equation. *Water Resources Research*, 13(6):1009-1012.
- Brandão, V.S., Cecílio, R.A., Pruski, F.F., Silva, D.D. (2006) *Infiltração da água no solo*. 3. ed. Viçosa: UFV, 120p.
- Bras, R.L. (1990) *Hydrology: an introduction to hydrological sciences*. Addison-Wesley Series in Civil Engineering, New York: Addison-Wesley. 643p.
- Brito, L.T.L., Loureiro, B.T., Deniculi, W., Ramos, M.M., Soares, J.M. (1996) Influência do método na determinação da velocidade de infiltração. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 20(4):503-507.
- Brooks, R.H., Corey, A.T. (1964) *Hydraulic properties of porous media*. Hydrologic Paper #3, Colorado State University. 26p.
- Calijuri, M.L., Meira, A.D., Prusk, F.F. (1998) Geoprocessamento aplicado aos recursos hídricos. *Anais do congresso brasileiro de engenharia agrícola*, 27, Poços de Caldas: SBEA, p.200-225.
- Camargo, A.P., Sentelhas, P.C. (1997) Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo, Brasil. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, 5(1):89-97.
- Campbell, G.S. (1974) A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science*, 117(2):311-313.
- Cecílio, R.A. (2002) *Aplicação da equação de Green-Ampt na modelagem da infiltração de água em Latossolo Vermelho-Amarelo estratificado*. Tese (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Viçosa - MG, Universidade Federal de Viçosa - UFV, 119p.

- Cecílio, R.A. (2005) *Modelagem da infiltração da água no solo fundamentada na equação de Green-Ampt-Mein-Larson*. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Viçosa - MG, Universidade Federal de Viçosa - UFV, 151p.
- Cecílio, R.A., Silva, D.D, Pruski, F.F., Martinez, M.A. (2003) Modelagem da infiltração de água no solo sob condições de estratificação utilizando-se a equação de Green-Ampt. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 7(3):415-422.
- Chaves, H.M.L. (1994) Novidades sobre o water erosion prediction project. In: Pereira, V.P., Ferreira, M.E., Cruz, M.C.P. (org.) *Solos altamente suscetíveis à erosão*. Jaboticabal: FCAV/UNESP/SBCS, p.207-212.
- Chong, S.K., Green, R.E., Ahuja, L.R. (1982) Infiltration prediction based on estimation of Green-Ampt wetting front pressure head from measurements of soil water redistribution. *Soil Science Society of America Journal*, 46:235-239.
- Coelho, R.D., Miranda, J.H, Duarte, S.N. (2000) Infiltração de água no solo: Parte I. Infiltrômetro de anéis versus infiltrômetro de aspersores. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 4(2):137-141.
- Costa, E.L., Silva, A.M., Colombo, A., Abreu, A.R. (1999) Infiltração de água em solo, determinada pelo simulador de chuvas e pelo método dos anéis. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 3(2):131-134.
- Custódio, E., Llamas, M. R. (1983) *Hidrologia subterrânea*. Barcelona: Omega, 1157p.
- Di Luzio, M.; Srinivasan, R.; Arnold, J. (2002) *ArcView interface for SWAT2000 - User's Guide*. Temple: Blackland Research Center, Texas Agricultural Experiment Station, 345 p.
- Dourado Neto, D., Nielsen, D.R., Hopmans, J.W., Reichardt, K., Bacchi, O.O.S. (2000) Software to model soil water retention curves (SWRC, version 2.00). *Scientia Agrícola*, 57(1):191-192.
- Embrapa – Centro Nacional de Pesquisa de Solo. (1997) *Manual de métodos de análise de solo*. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa-CNPS, 212p.
- Flanagan, D.C., Frankenberger, J.R. (2002) *Water erosion prediction project (WEPP): windows interface tutorial*. West Lafayette: USDA-ARS/NSERL, 75p.
- Fraisse, C. W., Campbell, K. L., Joves, J. W., Boggess, W. G. (1994) *Integration of GIS and GLEAMS for alternative dairy waste management analysis*. Saint Joseph: ASAE, 154p. (ASAE Paper, 94-205).

- Genovez, A.M. (2003) Vazões máximas. In: Paiva, J.B.D., Paiva, E.M.C.D. (org.) *Hidrologia aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas*. Porto Alegre: ABRH, p. 33-112.
- Goldenfum, J.A., Tucci, C.E.M. (1996) *Hidrologia de águas superficiais*. Brasília, DF: ABEAS; Viçosa, MG: UFV, Departamento de Engenharia Agrícola, 128p.
- Goodrich, D.C., Kepner, W.G., Hernandez, M., Jones, B., Edmonds, C. (2000) Landscape indicator interface with hydrologic models – Research plan. *Environment Protection Agency. EPA/600/R-00/42*. Washington, DC. 57p.
- Green, W.H., Ampt, G.A. (1911) Studies on soil physics-1. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, 4(1):1-24.
- Griebeler, N.P., Pruski, F.F., Martins Júnior, D., Silva, D.D. (2001) Avaliação de um modelo para a estimativa da lâmina máxima de escoamento superficial. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 25:411-417.
- Grigg, N.S. (1996) *Water resources management: principles, regulations, and cases*. New York: McGraw-Hill Book, 540p.
- Grunwald, S., Norton, L.D. (1999) An AGNPS-based runoff and sediment yield model for two small watersheds in Germany. *Transactions of the ASAE*, 42(6):1723-1731.
- Hartkamp, A.D., White, J.W., Hoogenboom, G. (1999) Interfacing geographical information systems with agronomic modeling: a review. *Agronomy Journal*, 91(5):761-772.
- Hession, C. W., Shanholtz, V. O. (1988) A geographical information system for targeting nonpoint source agricultural pollution. *Journal of Soil Water Conservation*, 43:264-266.
- Huang, C., Gascuel-Oudou, C., Cros-Cayot, S. (2001) Hillslope topographic and hydrologic effects on overland flow and erosion. *Catena*, (46):177-188.
- Hutchinson, M.F.A. (1989) A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology*, p.211-232.
- Jain, M.K., Kothiyari, U.C., Raju, K.G.R. (2004) A GIS based distributed rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, 299:107-135.
- Knisel, W.G. (1980) *CREAMS, a field scale model for chemicals, runoff and erosion from agricultural management systems*. Washington: USDA Conservation, 89p. (Research Report, 26).

- Lafren, J.M., Flanagan, D. C. (1992) A powerful tool. *Agricultural Engineering*, 73(4):18 -19.
- Lafren, J.M., Lane, L.J., Foster, G.R. (1991) The water erosion prediction Project – a new generation of erosion prediction technology. *Journal of Soil and Water Conservation*, 46(1):34-38.
- Legates, D.R., McCabe Jr., G.J. (1999) Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research*, 35(1):233-241.
- Li, R.M., Simons, D.B., Stevens, M.A. (1975) Nonlinear kinematic wave approximation for water routing. *Water Resources Research*, 11(2):245-252.
- Linsley Jr., R.K., Kohler, M.A., Paulhus, J.L.H. (1975) *Hydrology for engineers*. New York: McGraw-Hill Book Co., Inc.
- Machado, R.E. (2002) *Simulação de escoamento e de produção de sedimentos em uma microbacia hidrográfica utilizando técnicas de modelagem e geoprocessamento*. Tese (Doutorado em Irrigação e Drenagem) - Piracicaba - SP, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz /Universidade de São Paulo - ESALQ/USP, 152 p.
- Machado, R.E., Vettorazzi, C.A., Xavier A.C. (2003) Simulação de cenários alternativos de uso da terra em uma microbacia utilizando técnicas de modelagem e geoprocessamento. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 27:737-733.
- Matos, A.T., Silva, D.D., Pruski, F.F. (2003) *Barragens de terra de pequeno porte*. 2. ed. Viçosa: UFV, 124p. (Caderno didático, 73).
- Mein, R.G., Larson, C.L. (1973) Modeling infiltration during a steady rain. *Water Resources Research*, 9(4):384-394.
- Mello, L.T.A. (2003) *Avaliação de metodologias para obtenção dos parâmetros do modelo de Green-Ampt modificado por Mein e Larson*. Tese (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Viçosa - MG, Universidade Federal de Viçosa - UFV, 77p.
- Mendes, C.A.B. (1996) Integração de modelos hidrológicos e sistemas de informações geográficas: Fundamentos. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 1(1):48-66.
- Mendes, C.A.B., Cirilo, J.A. (2001) *Geoprocessamento em recursos hídricos: princípios, integração e aplicação*. 1. ed. Porto Alegre: ABRH, 536 p.

- Merritt, W. S., Letcher, R. A., Jakeman, A. J. (2003) A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling & Software*, 18:761-799.
- Mesquita, M.G.B.F., Moraes, S.O. (2004) A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. *Ciência Rural*, 34(3):963-969.
- Mockus, V. (1972) Hydrology soil-cover complexes. In: *SCS National Engineering Handbook*, Section 4, Hidrology, Part 1.
- Mohamoud, Y.M., Ewing, L.K., Boast, C.W. (1990) Small plot hydrology: I. Rainfall infiltration and depression storage determination. *Transactions of the ASAE*, 33(4):1121-1131.
- Moraes, J.M. (2003) Propriedades físicas dos solos na parametrização de um modelo hidrológico. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 8(1):61-70.
- Morgan, R.P.C., Quinton, J.N., Rickison, R.J. (1998) *EUROSEM: a user guide. Version 2*. Silsoe. 86p.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. (1970) River flow forecasting through conceptual models, I, A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10:282-290.
- Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Williams, J.R. (2002) *Soil and water assessment tool - User's Manual: Version 2000*. Temple: Blackland Research Center, Texas Agricultural Experiment Station, 472 p.
- Nyabeze, W.R. (2003) Modification of a rainfall-runoff model for distributed modeling in a GIS and its validation. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28:1025-1032.
- O'Callaghan, J.F., Mark, D.M. (1984) The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28:323-344.
- Ogden, F.J. (1997) *CASC2D Reference manual*. Storrs: Department of Civil and Environmental Engineering/University of Connecticut. 77p.
- Ogden, F.L. (2006) *CASC2D: hydrologic modeling*; <http://gcmd.nasa.gov/records/CASC2D.html>, em 11/09/2006, página mantida pela NASA.
- Onstad, C.A. (1984) Depressional storage on tilled soil surfaces. *Transactions of the ASAE*, 27:729-732.
- Paiva, E.M.C.D. (2003) Métodos de estimativa da produção de sedimentos em pequenas bacias hidrográficas. In: Paiva, J.B.D., Paiva, E.M.C.D. (org.) *Hidrologia aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas*. Porto Alegre: ABRH, p. 365-394.

- Panikar, J.T., Nanjappa, G. (1977) Suction head at wet front in unsaturated-flow problems – a new definition. *Journal of Hydrology*, 33:1-14.
- Pathak, P., Laryea, K.B., Sudi, R. (1989) A runoff model for small watersheds in the semi-arid tropics. *Transactions of the ASAE*, 32(5):1619-1624.
- Pessoa, M. C. P. Y.; Luchiari, A. J.; Fernandes, E. N.; Lima, M. A. (1997) *Principais modelos matemáticos e simuladores utilizados para análise de impactos ambientais das atividades agrícolas*. Jaguariúna: EMBRAPA, CNPMA, 83p. (EMBRAPA. CNPMA. Documentos, 8).
- Pires, J.M., Nascimento, M.C., Santana, R.M., Ribeiro, C.A.A.S. (2005) Análise da exatidão de diferentes métodos de interpolação para geração de modelos digitais de elevação e obtenção de características morfométricas em bacias hidrográficas. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 10(2):39-47.
- Porto, R., Zahel, F. K., Tucci, C.E.M., Bidone, F. (2000) Drenagem urbana. In: Tucci, C. E. M. (org.) *Hidrologia: ciência e aplicação*. 3. ed. Porto Alegre: UFRGS/ABRH, 943p.
- Pott, C.A., De Maria, I.C. (2003) Comparação de métodos de campo para determinação da velocidade de infiltração básica. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 7(1):19-27.
- Pruski, F.F., Brandão, V.S., Silva, D.D. (2003) *Escoamento superficial*. Viçosa: UFV, 88 p.
- Pruski, F.F., Ferreira, P.A., Ramos, M.M., Cecon, P.R. (1997) A model to design level terraces. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 123(1):8-12.
- Pruski, F.F., Rodrigues, L.N., Silva, D.D. (2001) Modelo hidrológico para estimar o escoamento superficial em áreas agrícolas. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 5(2):301-307.
- Pruski, F.F., Silva, D.D., Koetz, M. (2006) *Estudo da vazão em cursos d'água*. Viçosa: UFV, 151p. (Caderno didático, 43).
- Rauhofer, J., Jarret, A.R., Shannon, R.D. (2001) Effectiveness of sedimentation basins that do not totally impound a runoff event. *Transactions of the ASAE*, 44(4):813-818.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L. (1983) A procedure to predict Green and Ampt infiltration parameters. *Proceedings of ASAE Conference on Advances in Infiltration*, 3, Saint Joseph: ASAE, p.102-112.

- Rawls, W.J., David, G., van Mullen, J.A., Ward, T.J. (1996) Infiltration. In: ASCE. *Hydrology Handbook*. 2. ed. New York. p.75-124. (ASCE Manuals and Report on Engineering Practice, 28).
- Renschler, C.S. (2006) *Geo-spatial interface for the water erosion prediction project (GeoWEPP)*; <http://lesam.geog.buffalo.edu/lesam/geowepp-csrees.htm>, em 18/09/2006, página mantida Universidade Estadual de Nova York.
- Risse, L.M., Nearing, M.A., Zhang, X.C. (1995) Variability in Green-Ampt effective conductivity under fallow conditions. *Journal of Hydrology*, 169:1-24.
- Rocha, C, H, B. (2002) *Geoprocessamento: tecnologia transdisciplinar*. 2. ed. Juiz de Fora: Ed. do Autor, 219p.
- Rodrigues, L.N. (1999) *Modelo para dimensionamento e para simulação do desempenho de pivô central*. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Viçosa - MG, Universidade Federal de Viçosa - UFV, 145p.
- Schuwab, G.O., Frevert, R.K., Edminster, T.W., Barnes, K.K. (1981) *Soil and water conservation engineering*, 3 ed., New-York: John Wiley & Sons, Inc., 683p.
- Sidiras, N., Roth, C.H. (1984) *Medições de infiltração com infiltrômetros e um simulador de chuvas em Latossolo Roxo Distrófico, Paraná, sob vários tipos de cobertura do solo e sistemas de preparo*. Londrina: Instituto Agrônomo do Paraná, 13p.
- Silva, C.L., Kato, E. (1998) Avaliação de modelos para previsão da infiltração de água em solos sob cerrado. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 33(7):1149-1158.
- Silva, J.M.A. (1999) *Metodologia para obtenção do hidrograma de escoamento superficial para qualquer ponto ao longo de uma encosta*. Tese (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Viçosa - MG, Universidade Federal de Viçosa - UFV, 61p.
- Silva, J.M.A. (2002) *Modelo hidrológico para o cálculo do balanço hídrico e obtenção do hidrograma de escoamento superficial em bacias hidrográficas: desenvolvimento e aplicação*. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Viçosa - MG, Universidade Federal de Viçosa - UFV, 142p.
- Slack, D.C. (1980) Modeling infiltration under moving sprinkler irrigation systems. *Transactions of the ASAE*, 23(3):596-600.

- Smedema, L.K., Rycroft, D.W. (1983) *Land drainage: planning and design of agricultural drainage systems*. New York: Cornell University Press, 376p.
- Soil Conservation Service. (1972) *National engineering handbook*. s.l., n. p. (Section 4: Hydrology).
- Srinivasan, R.; Arnold, J.G. (1994) Integration of a basin-scale water quality model with GIS. *Water Resources Bulletin*, 30(3):453-462.
- Stallings, C., Huffman, R. L., Khorram, S., GUO, Z. (1992) *Linking GLEAMS and GIS*. Saint Joseph: ASAE, 124p. (ASAE Paper, 92-36/13).
- Szilagyi, J., Parlange, M.B. (1999) A geomorphology-based semi-distributed watershed model. *Advances in Water Resources*, 23:177-187.
- Tim, U.S. (1996) Emerging technologies for hydrologic and water quality modeling research. *Transactions of the ASAE*, 39(20):465-476.
- Tim, U.S., Jolly R. (1994) Evaluating Agricultural Nonpoint-Source Pollution Using Integratd Geographhc Information Systems and Hidrology/Water Quality Model. *Journal in Environmental Quality*, 23:25-35.
- Tucci, C.E.M. (1998) *Modelos hidrológicos*. 1. ed. Porto Alegre: UFRGS/ABRH, 669p.
- Tucci, C.E.M. (2002) *Hidrologia: ciência e aplicação*. 3. ed. Porto Alegre: UFRGS/ABRH, 943p.
- USDA. (1995) *Water erosion prediction project – WEPP*. West Laffayette. 1995. Paginação irregular. (Technical documentation, NSERL, Report n. 10).
- Verdin, K. L., Jenson, S. K. (1996) Development of continental scale digital elevation models and extraction of hydrographic features. *International Conference*, 3, Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling. Santa Fé, NM: NCGIA. (CD-ROM).
- Wang, X., Benson, C.H. (1995) Infiltration and saturated hydraulic conductivity of compacted clay. *Journal of Geotechnical Engineering*, 121(10):713-722.
- Wilcox, B.P.; Rawls, W.J.; Brakensiek, D.L.; Wight, J.R. (1990) Predicting runoff from rangeland catchments: a comparison of two models. *Water Resources Research*, 26:2401-2410.
- Wilken, P.S. (1978) *Engenharia de drenagem superficial*. São Paulo: CETESB, 477p.
- Willmott, C.J. (1981) On the validation of model. *Physical Geography*, 2(2):184-194.



- Wilson, B.N., Oduro, P. (2004) Analytical sensitivity coefficients for the GAML infiltration model. *Transactions of the ASAE*, 47(2):479-484.
- Wood, E. F., O'Connell, P.E. (1985). Real-time Forecasting. In: Anderson, M.G., Burt, T.P. (eds.) *Hydrological Forecasting*. John Wiley and Sons Ltda, 505-558 (Chapter 15).
- Woolhiser, D.A., Smith, R.E., Goodrich, D.C. (1990) *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.
- Young, M.D.B., Gowing, J.W., Wyseure, G.C.L., Hatibu, N. (2002) Parched-Thirst: development and validation of a process-based model of rainwater harvesting. *Agricultural Water Management*, 55:121-140.
- Young, R.A., Onstad, C.A., Bosch, D.D., Anderson, W.P. (1987) *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.
- Yu, B. (1999) A comparison of the Green-Ampt and a spatially variable infiltration model for natural storm events. *Transactions of the ASAE*, 42(1):88-97.
- Yu, Z. (2000) Assessing the response of su grid hydrologic processes to atmospheric forcing with a hydrologic model system. *Global and Planetary Change*, 25:1-17.
- Yu, Z. (2006) *Hydrologic model system*; <http://www.essc.psu.edu/hms>, em 12/09/2006, página mantida pela Universidade Estadual da Pensilvânia.
- Zanetti, S.S., Oliveira, V.P.S., Sousa, E.F., Silva, J.M.A., Almeida, F.T. (2005) Análise de sensibilidade do modelo HidroBacia. *Anais do Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola*, 34, Canoas: SBEA.
- Zhang, H., Haan, C. T., Nofziger, D. L. (1990) Hydrologic modeling with GIS: an overview. *Applied Engineering in Agriculture*, 6(4):453-458.

## APÉNDICES

## APÉNDICE A

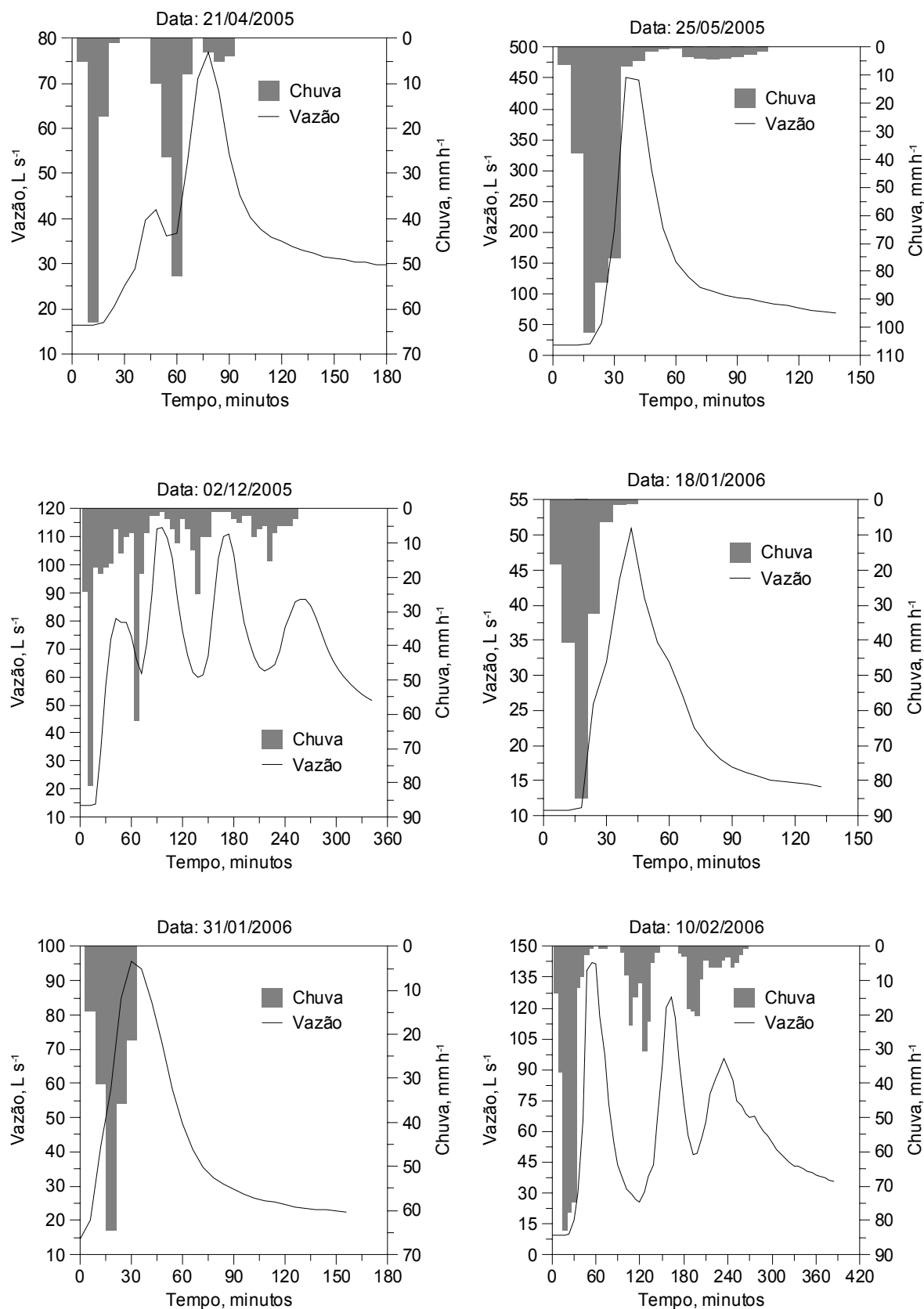


Figura 1A – Hidrogramas dos 14 eventos de chuva-vazão selecionados para simulação com o modelo HidroBacia.

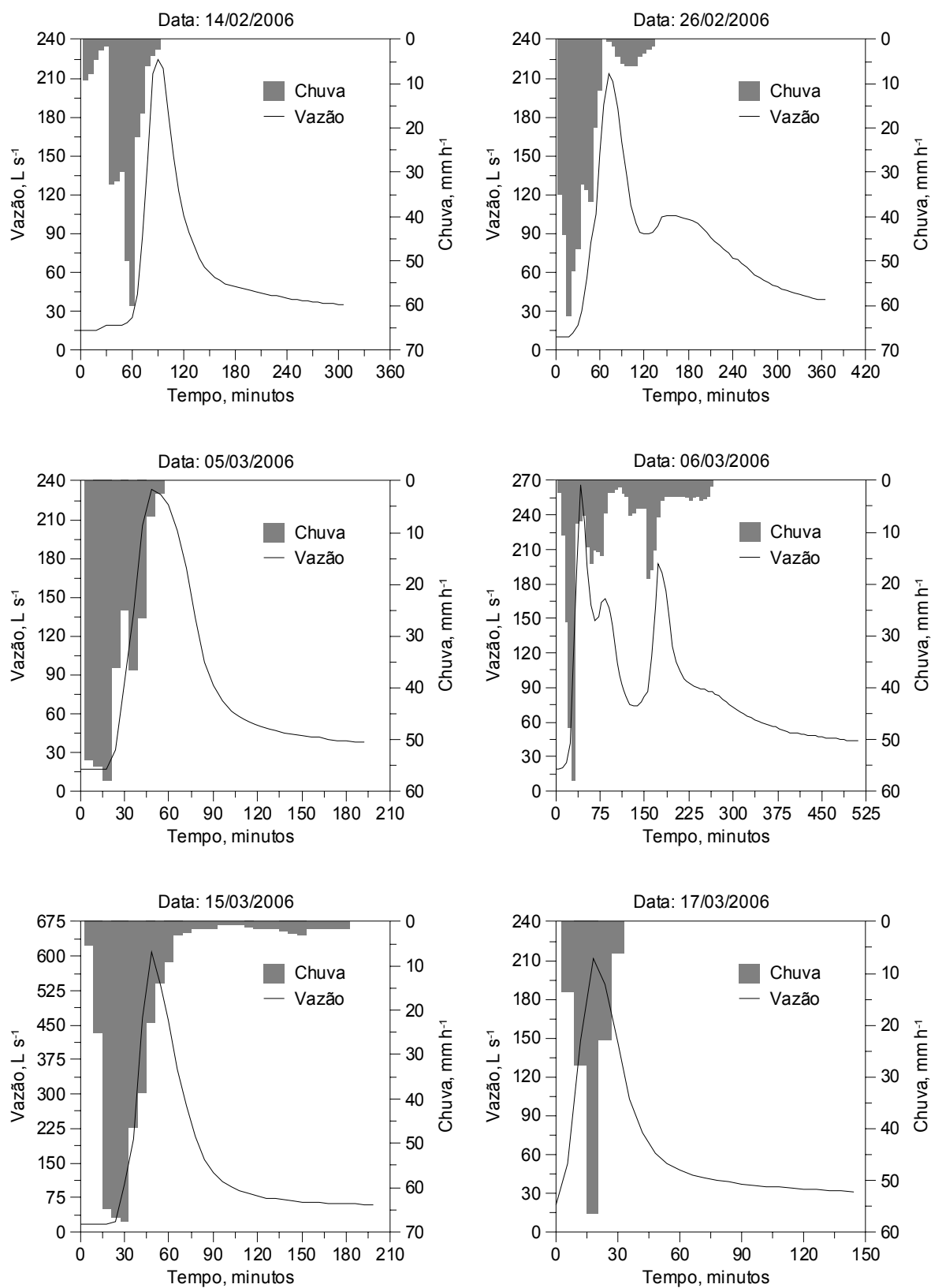


Figura 1A – Cont.

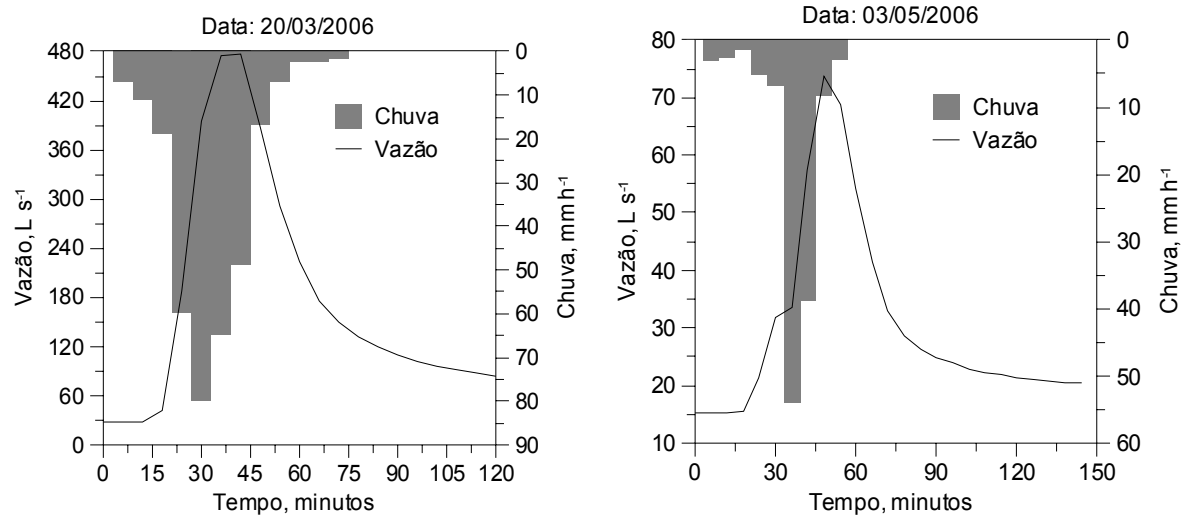


Figura 1A – Cont.

## APÉNDICE B

Quadro 1B – Valores de C recomendados pelo *Soil Conservation Service* - USDA

Tipo de cobertura do solo	Declividade (%)	Textura do solo		
		Arenosa	Franca	Argilosa
Florestas	0 - 5	0,10	0,30	0,40
	5 - 10	0,25	0,35	0,50
	10 - 30	0,30	0,50	0,60
Pastagens	0 - 5	0,10	0,30	0,40
	5 - 10	0,15	0,35	0,55
	10 - 30	0,20	0,40	0,60
Terras cultivadas	0 - 5	0,30	0,50	0,60
	5 - 10	0,40	0,60	0,70
	10 - 30	0,50	0,70	0,80

Fonte: Pruski et al. (2003).



Quadro 2B – Valores do número da curva 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
Cultivo em fileiras	Fileiras retas	Má	72	81	88	91
		Boa	67	78	85	89
	Com curvas de nível	Má	70	79	84	88
		Boa	65	75	82	86
	Com curvas de nível e terraços	Má	66	74	80	82
		Boa	62	71	78	81
Cultivo em fileiras estreitas	Fileiras retas	Má	65	76	84	88
		Boa	63	75	83	87
	Com curvas de nível	Má	63	74	82	85
		Boa	61	73	81	84
	Com curvas de nível e terraços	Má	61	72	79	82
		Boa	59	70	78	81
Leguminosas em fileiras estreitas	Fileiras retas	Má	66	77	85	89
		Boa	58	72	81	85
	Com curvas de nível	Má	64	75	83	85
		Boa	55	69	78	83
	Com curvas de nível e terraços	Má	63	73	80	83
		Boa	51	67	76	80
Pastagens para pastoreio		Má	68	79	86	89
		Regular	49	69	79	84
		Boa	39	61	74	80
	Com curva de nível	Má	47	67	81	88
		Regular	25	59	75	83
		Boa	6	35	70	79
Floresta		Má	45	66	77	83
		Regular	36	60	73	79
		Boa	25	55	70	77

Fonte: Mockus (1972).

Quadro 3B – 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 (2002).

Quadro 4B – Correção do NC 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 (2002).

## APÉNDICE C

Quadro 1C – Condutividade hidráulica do solo saturado ( $K_s$ ) e proporções de areia, silte e argila referentes aos 25 pontos de amostragem de solo na bacia hidrográfica (valores médios dos perfis)

Ponto	$K_s$ (mm h <sup>-1</sup> )	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
1	40,3	32,8	26,8	40,4
2	46,4	34,0	24,7	41,3
3	51,7	42,3	21,9	35,8
4	46,2	40,2	21,6	38,2
5	43,8	32,5	28,9	38,6
6	17,2	20,7	27,2	52,1
7	37,2	28,9	18,4	52,7
8	13,0	31,8	22,3	45,9
9	89,0	31,5	12,9	55,6
10	97,2	42,7	18,4	39,0
11	2,1	46,1	14,1	39,8
12	103,2	41,1	17,3	41,6
13	15,6	27,9	21,9	50,2
14	37,3	32,8	17,8	49,4
15	28,8	40,1	19,0	40,9
16	13,2	34,8	25,3	39,9
17	66,9	40,8	24,1	35,2
18	40,7	35,4	15,7	48,9
19	19,9	46,8	11,6	41,6
20	34,8	46,7	8,9	44,4
21	17,6	45,6	14,6	39,9
22	10,1	54,5	14,3	31,2
23	71,0	34,6	17,6	47,8
24	24,0	39,6	24,0	36,4
25	29,2	44,2	21,3	34,6

Quadro 2C – Curvas de retenção de água no solo referentes aos 25 pontos de amostragem de solo da bacia hidrográfica (valores médios dos perfis)

Ponto	Tensão (kPa) – Umidade (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )						
	10	30	100	300	500	1000	1500
1	0,351	0,338	0,320	0,282	0,266	0,253	0,238
2	0,340	0,326	0,307	0,284	0,271	0,259	0,242
3	0,326	0,293	0,289	0,246	0,236	0,220	0,211
4	0,321	0,307	0,268	0,242	0,228	0,222	0,205
5	0,317	0,292	0,257	0,238	0,221	0,210	0,195
6	0,357	0,317	0,285	0,262	0,240	0,229	0,220
7	0,405	0,388	0,352	0,322	0,307	0,295	0,291
8	0,292	0,277	0,239	0,225	0,203	0,190	0,184
9	0,338	0,317	0,266	0,254	0,227	0,206	0,202
10	0,363	0,316	0,256	0,237	0,227	0,206	0,194
11	0,462	0,370	0,297	0,283	0,250	0,242	0,219
12	0,401	0,336	0,267	0,253	0,223	0,212	0,191
13	0,376	0,353	0,307	0,294	0,280	0,254	0,237
14	0,357	0,334	0,298	0,280	0,264	0,230	0,221
15	0,350	0,319	0,275	0,264	0,248	0,238	0,231
16	0,364	0,301	0,289	0,274	0,256	0,241	0,234
17	0,337	0,287	0,279	0,256	0,223	0,213	0,203
18	0,382	0,350	0,332	0,311	0,297	0,282	0,278
19	0,322	0,284	0,239	0,226	0,211	0,199	0,193
20	0,356	0,261	0,226	0,215	0,192	0,179	0,163
21	0,384	0,304	0,298	0,252	0,240	0,223	0,219
22	0,261	0,208	0,188	0,168	0,151	0,140	0,139
23	0,351	0,269	0,231	0,214	0,201	0,188	0,185
24	0,422	0,339	0,300	0,277	0,254	0,250	0,242
25	0,364	0,296	0,282	0,254	0,257	0,233	0,226

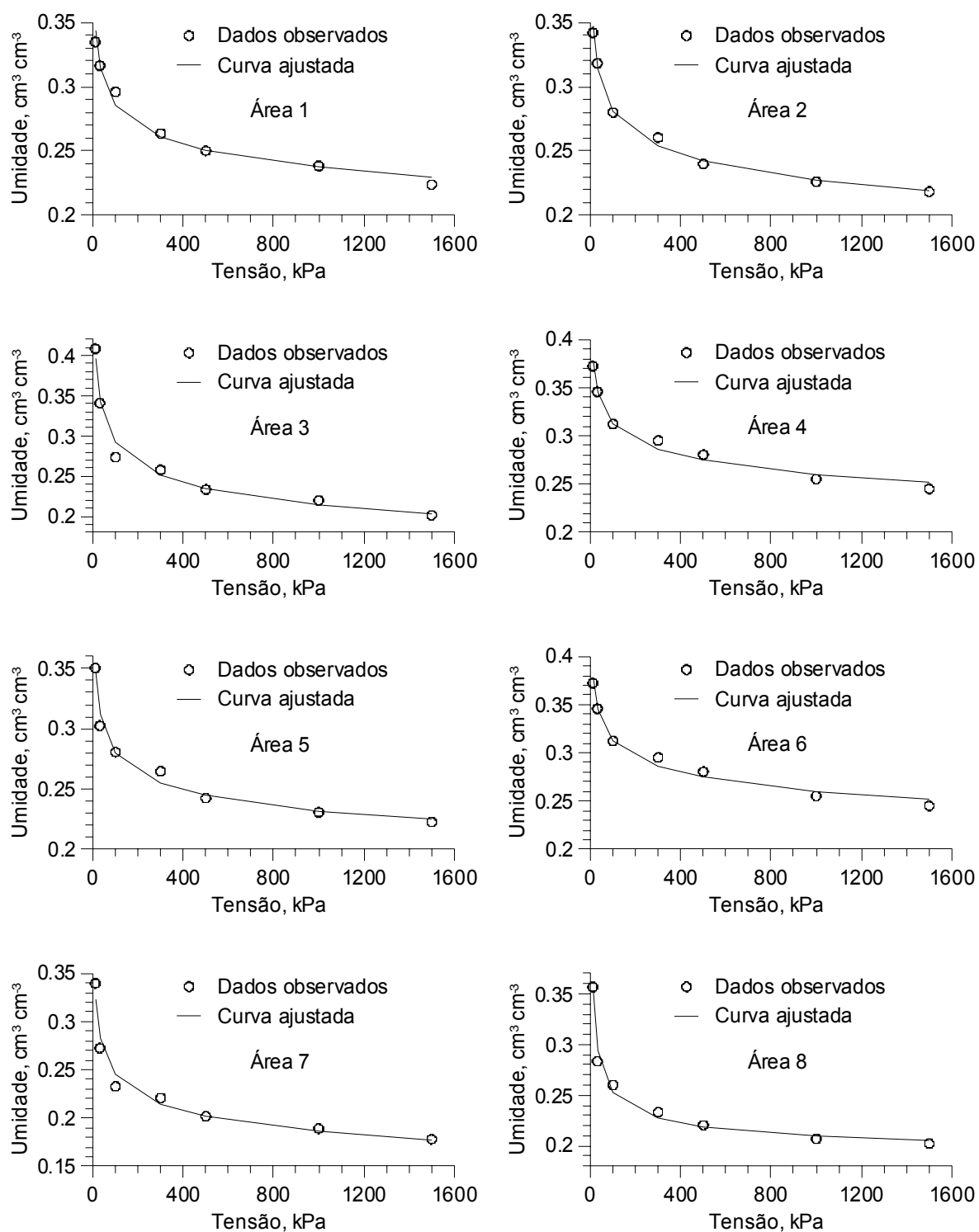


Figura 1C – Curvas de retenção de água no solo, ajustadas pelo modelo de Brooks e Corey (1964), para as diferentes áreas da bacia hidrográfica.

Quadro 3C – Densidade de partícula ( $d_p$ ), densidade do solo ( $d_s$ ) e porosidade ( $\phi$ ) referentes aos 25 pontos de amostragem de solo da bacia hidrográfica (valores médios dos perfis)

Ponto	$d_p$ (g cm <sup>-3</sup> )	$d_s$ (g cm <sup>-3</sup> )	$\phi$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )
1	2,77	1,30	0,530
2	2,72	1,10	0,596
3	2,84	1,29	0,547
4	2,68	1,25	0,534
5	2,74	0,97	0,645
6	2,78	0,96	0,656
7	2,81	1,13	0,598
8	2,84	1,09	0,617
9	2,75	1,13	0,587
10	2,77	1,35	0,512
11	2,86	1,53	0,466
12	2,81	1,39	0,505
13	2,83	1,00	0,645
14	2,81	1,08	0,615
15	2,86	1,15	0,599
16	2,84	1,07	0,622
17	2,83	1,04	0,631
18	2,80	1,13	0,595
19	2,74	1,34	0,512
20	2,72	1,21	0,553
21	2,65	1,05	0,603
22	2,71	1,08	0,602
23	2,84	1,06	0,629
24	2,84	1,17	0,588
25	2,83	1,27	0,551