

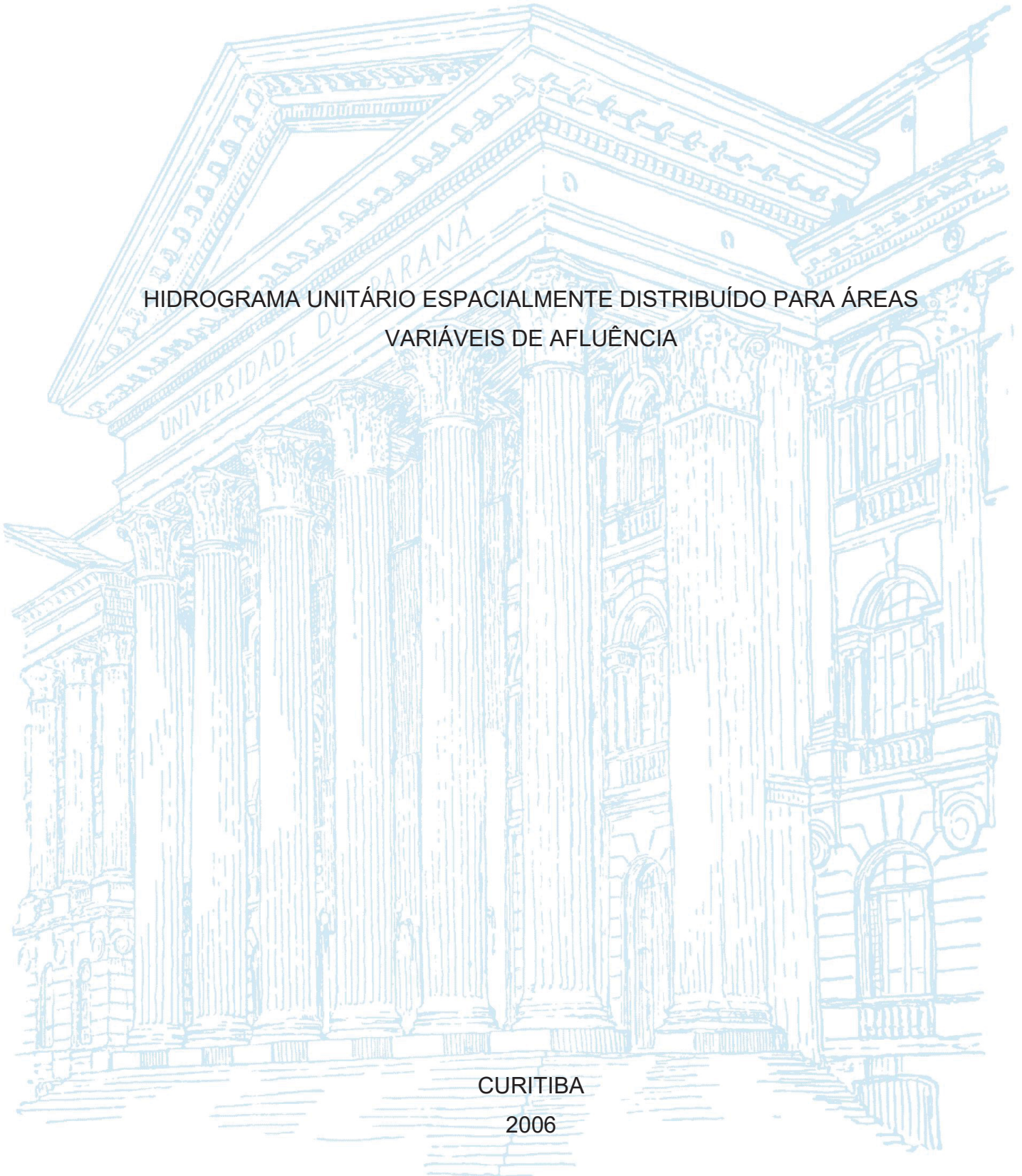
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

DALTON LUCIO BRASIL PEREIRA FILHO

HIDROGRAMA UNITÁRIO ESPACIALMENTE DISTRIBUÍDO PARA ÁREAS
VARIÁVEIS DE AFLUÊNCIA

CURITIBA

2006



DALTON LUCIO BRASIL PEREIRA FILHO

HIDROGRAMA UNITÁRIO ESPACIALMENTE DISTRIBUÍDO PARA ÁREAS
VARIÁVEIS DE AFLUÊNCIA

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, área de concentração Engenharia Hidrológica, Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Profº Dr. Heinz Dieter Fill

Co-orientador: Profº Msc. Irani dos Santos

CURITIBA

2006

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

P436h Pereira Filho, Dalton Lucio Brasil
Hidrograma unitário espacialmente distribuído para áreas
variáveis de afluência [recurso eletrônico] / Dalton Lucio Brasil
Pereira Filho – Curitiba, 2006.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de
Tecnologia, Programa de Pós-graduação em Engenharia de
Recursos Hídricos e Ambiental.

Orientador: Heinz Dieter Fill

Coorientador: Irani dos Santos

1. Hidrologia. 2. Hidrometria – Pequeno, Rio (PR). I.
Universidade Federal do Paraná. II. Fill, Heinz Dieter. III. Santos,
Irani dos. IV. Título.

CDD: 551.57

Bibliotecária: Roseny Rivelini Morciani CRB-9/1585



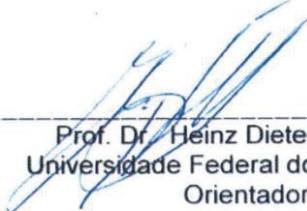
TERMO DE APROVAÇÃO

DALTON LUCIO BRASIL PEREIRA FILHO

**HIDROGRAMA UNITÁRIO ESPACIALMENTE DISTRIBUÍDO PARA ÁREAS
VARIÁVEIS DE AFLUÊNCIA**

Dissertação aprovada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre, pelo Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental do Setor de Tecnologia da Universidade Federal do Paraná, pela comissão formada pelos professores:


PRESIDENTE:


Prof. Dr. Heinz Dieter Fill
Universidade Federal do Paraná
Orientador

Co-Orientador:


Prof. Msc. Irani dos Santos
Universidade Federal do Paraná
Co-Orientador

MEMBROS:


Prof. Dr. Masato Kobiyama
Universidade Federal de Santa Catarina


Profª. Drª. Miriam Rita Moró Mine
Universidade Federal do Paraná

Curitiba, 27 de janeiro de 2006

AGRADECIMENTOS

Ao professor Fill por sua dedicação em transmitir precioso conhecimento, foi um privilégio receber sua orientação.

Ao professor Irani dos Santos, tanto pela co-orientação nesse trabalho bem como inestimável contribuição na minha formação profissional.

Ao professor Eloy Kavinski pelo auxílio nas rotinas computacionais.

Ao professor Cristóvão pela sua dedicação em prol do PPGERHA.

A todos os professores, funcionários e colegas do PPGERHA pelos valiosos conhecimentos, não só acadêmicos.

Ao Centro de Hidráulica e Hidrologia Professor Parigot de Souza – CEHPAR do Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento – LACTEC, nas pessoas do professor Eloy Kavinski e Ralph Carvalho Groszewic, pela oportunidade de atuar em renomada instituição e conseqüente suporte financeiro.

Aos amigos Fernando Weigert Machado e Nicolas Lopardo pelo companheirismo.

À minha família, pais e irmãs, pelo apoio e compreensão.

Finalmente, a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a execução deste trabalho.

*“Mas se você quiser transformar
O ribeirão em braço de mar
Você vai ter que encontrar
Aonde nasce a fonte do ser”
(Lô Borges, Márcio Borges, 2003)*

“Demore o tempo que for para decidir o que você quer da vida, e depois que decidir não recue ante nenhum pretexto, porque o mundo tentará te dissuadir.” (Friedrich Nietzsche)

RESUMO

O presente trabalho tem como objetivo a modelagem distribuída do processo de transformação da chuva em vazão a partir de características topográficas e de uso do solo considerando o escoamento superficial *dunniano*. O método foi aplicado na bacia do rio Pequeno, no município de São José dos Pinhais, Paraná, Brasil. A bacia hidrográfica de 104 km² foi discretizada em uma malha regular com células de 10 metros de lado. O hidrograma unitário foi obtido pela soma das respostas individuais de cada célula contribuinte da bacia, propagadas até a exutória pelo método da difusão. O cálculo da resposta de cada célula é baseado na distribuição espacial das velocidades de escoamento superficial e em canal, obtidas a partir da declividade, da área de afluência, do coeficiente de Manning e uso do solo. A determinação da contribuição ou não de uma célula na geração do escoamento superficial foi feita considerando o estado de umidade, pois somente as células que se encontram com o solo saturado até a superfície geram escoamento superficial. A variação do estado de umidade da bacia impõe variações das áreas afluentes que recebem o nome de áreas variáveis de afluência. Foi usado o modelo TOPMODEL para fazer a estimativa do percentual de área da bacia em estado de saturação. A determinação da distribuição espacial das áreas saturadas foi feita com base no índice topográfico, calculado para cada célula a partir dos dados topográficos em *software* de geoprocessamento. Com os dados topográficos disponíveis, o cálculo de hidrogramas para cada percentual de área saturada foi feito através de uma rotina computacional desenvolvida em Delphi. Desta forma obteve-se um rol de hidrogramas unitários cada um correspondente a um valor específico de área contribuinte. A partir desses hidrogramas parciais a vazão na exutória é calculada por convolução executada por outra rotina computacional. Os hidrogramas calculados para eventos históricos apresentam-se em geral razoavelmente similares aos hidrogramas observados. Os desvios podem ser justificados por erros inerentes ao processo de modelagem das áreas saturadas, imprecisões na medida de precipitações e vazões, além da heterogeneidade espacial da chuva. Corroboram ainda para as imprecisões na modelagem, as flutuações das vazões derivadas por uma captação de água à montante da estação fluviométrica.

Palavras-chave: hidrograma unitário; modelo chuva-vazão; área variável de afluência; escoamento superficial.

ABSTRACT

This thesis aims at the spatially distributed modeling of the process of transformation of the rainfall into flow from topographic and land use characteristics considering the Dunnian surface runoff. The method was applied in the River Pequeno basin within the State of Parana, Brazil. The drainage area of 104 km² was discretized into a regular mesh of cells each one with a size of 10x10m. The unit hydrograph was obtained by summing the individual responses of each contributing cell in the basin, propagated to the exutory by the diffusion method. The response of each cell is based on the spatial flow velocity distribution which depends on slope, contributing area and Manning coefficient and land use. The determination of the contribution or not of a cell in the surface runoff generation was made considering the state of humidity, only cells saturated to the surface generate surface runoff. The variation of the basin's humidity state imposes variations of the affluent areas that are called variable affluence areas. The TOPMODEL package was used to estimate the percentage of basin area in saturated state. The spatial distribution of the saturated areas was determined based on the topographic index, calculated for each cell from the topographic data using geoprocessing software. With the available topographic data, the calculation of hydrographs for each saturated area percentage was done using a computational routine developed in Delphi. In this way a list of unit hydrographs was obtained each corresponding to a specific value of contributing area. From these partial hydrographs the flow in the exutory is calculated by convolution performed by another computational routine. Hydrographs calculated for historical events are generally reasonably similar to observed hydrographs. The deviations may be justified by errors inherent in the modeling process of saturated areas, inaccuracies in the measurement of rainfall and flow rates, and the spatial heterogeneity of rainfall. Also diversion of flow data may occur because a water supply intake upstream of the river station.

Keywords: unit hydrograph; rainfall – runoff model; variable source area; surface runoff

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 3.1	– PROCESSO DE MODELAGEM.....	25
FIGURA 3.2	– DIAGRAMA SIMPLIFICADO DOS DESTINOS DA ÁGUA PRECIPITADA.....	30
FIGURA 3.3	– COMPONENTES DO CICLO HIDROLÓGICO.....	31
FIGURA 3.4	– CAMINHOS PREFERENCIAIS DO ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL.....	36
FIGURA 3.5	– COMPONENTES DO ESCOAMENTO DOS CURSOS DE ÁGUA	38
FIGURA 3.6	– ESCOAMENTO <i>HORTONIANO</i>	42
FIGURA 3.7	– DESTINOS DA CHUVA NO ESCOAMENTO <i>HORTONIANO</i> ...	43
FIGURA 3.8	– PROCESSOS DE ESCOAMENTO EM VERTENTES E CONDICIONANTES PRINCIPAIS.....	45
FIGURA 3.9	– DINÂMICA DA ÁREA SATURADA E DA REDE DE DRENAGEM	46
FIGURA 3.10	– MECANISMO DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL POR EXCESSO DE SATURAÇÃO.	47
FIGURA 3.11	– COMPONENTES DO HIDROGRAMA.....	49
FIGURA 3.12	– MÉTODO GRÁFICO PARA DETERMINAÇÃO DO PONTO C .	52
FIGURA 3.13	– MÉTODOS GRÁFICOS DE SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO	53
FIGURA 4.1	– LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO RIO PEQUENO	61
FIGURA 4.2	– CURVA S.....	64
FIGURA 4.3	– NUMERAÇÃO DAS CÉLULAS DE DETERMINADO CAMINHO DE FLUXO.....	72
FIGURA 4.4	– DIAGRAMA DE APLICAÇÃO DO MODELO CHUVA–VAZÃO..	74
FIGURA 4.5	– ESQUEMA DA ROTINA PARA CÁLCULO DA VELOCIDADE..	75
FIGURA 4.6	– ESQUEMA DA ROTINA PARA CÁLCULO DO TEMPO DE PERCURSO	77
FIGURA 4.7	– ESQUEMA DA ROTINA PARA CÁLCULO DOS HU'S.....	78
FIGURA 4.8	– ESQUEMA DA ROTINA DE CÁLCULO DA VAZÃO POR CONVOLUÇÃO.....	79

FIGURA 4.9	– EXEMPLO DE SEPARAÇÃO DO ESCOMENTO DIRETO E DE BASE	85
FIGURA 4.10	– EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL DE 2000 E 2001.....	86
FIGURA 4.11	– EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL DE 2002 E 2003.....	87
FIGURA 4.12	– EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL DE 2004	87
FIGURA 4.13	– MODELO DIGITAL DO TERRENO (MDT_FILLED).....	92
FIGURA 4.14	– MAPA DA DIFERENÇA ENTRE O MDT_FILLED E MDT	92
FIGURA 4.15	– DETALHES COMPARATIVOS DO RIO PRINCIPAL OBTIDOS POR DIFERENTES PROCESOS	94
FIGURA 4.16	– DIAGRAMA DA OBTENÇÃO DAS CARACTERÍSTICAS DO RIO PRINCIPAL.....	95
FIGURA 4.17	– CÁLCULO DA DECLIVIDADE DO TRECHO DO RIO PRINCIPAL	96
FIGURA 4.18	– MAPA DE REGIÕES COM DECLIVIDADE NULA	97
FIGURA 4.19	– EXEMPLO DAS CAMADAS DE CÉLULAS ENVOLVENTES DAS REGIÕES PLANAS	98
FIGURA 4.20	– MAPA DE DECLIVIDADE CONSISTIDO	98
FIGURA 4.21	– CONVENÇÃO DE VALORES DAS DIREÇÕES DE FLUXO	99
FIGURA 4.22	– MAPA DE DIREÇÕES DE FLUXO CONSISTIDO.....	99
FIGURA 4.23	– MAPA DE ÁREA ACUMULADA CONSISTIDO	100
FIGURA 4.24	– MAPA DE ÍNDICE TOPOGRÁFICO	101
FIGURA 4.25	– PERCENTUAIS DE ÁREA POTENCIALMENTE SATURADA ..	102
FIGURA 4.26	– USO DO SOLO	103
FIGURA 5.1	– COMPARAÇÃO DOS VOLUMES ESCOADOS SUPERFICIALMENTE – CALIBRAÇÃO.....	109
FIGURA 5.2	– MAPA DE VELOCIDADE SUPERFICIAL.....	112
FIGURA 5.3	– MAPA DE TEMPOS DE PERCURSO ATÉ A EXUTÓRIA.....	112
FIGURA 5.4	– HIDROGRAMAS UNITÁRIOS CALIBRADOS PARA DIFERENTES PERCENTUAIS DE ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO	114
FIGURA 5.5	– COMPARAÇÃO DOS VOLUMES ESCOADOS SUPERFICIALMENTE – VALIDAÇÃO	117
FIGURA 5.6	– DISTRIBUIÇÃO ACUMULADA EMPÍRICA DOS DESVIOS DOS VOLUMES	118

FIGURA A.1	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 1 – CALIBRAÇÃO	129
FIGURA A.2	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 2 – CALIBRAÇÃO	129
FIGURA A.3	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 3 – CALIBRAÇÃO	129
FIGURA A.4	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 4 – CALIBRAÇÃO	130
FIGURA A.5	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 5 – CALIBRAÇÃO	130
FIGURA A.6	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 6 – CALIBRAÇÃO	130
FIGURA A.7	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 7 – CALIBRAÇÃO	131
FIGURA A.8	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 8 – CALIBRAÇÃO	131
FIGURA A.9	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 9 – CALIBRAÇÃO	131
FIGURA A.10	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 10 – CALIBRAÇÃO	132
FIGURA A.11	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 11 – CALIBRAÇÃO	132
FIGURA A.12	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 12 – CALIBRAÇÃO	132
FIGURA A.13	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 13 – CALIBRAÇÃO	133
FIGURA B.1	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 1 – VALIDAÇÃO	135
FIGURA B.2	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 2 – VALIDAÇÃO	135
FIGURA B.3	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 3 – VALIDAÇÃO	135
FIGURA B.4	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 4 – VALIDAÇÃO	136
FIGURA B.5	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 5 – VALIDAÇÃO	136
FIGURA B.6	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 6 – VALIDAÇÃO	136
FIGURA B.7	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 7 – VALIDAÇÃO	137
FIGURA B.8	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 8 – VALIDAÇÃO	137
FIGURA B.9	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 9 – VALIDAÇÃO	137
FIGURA B.10	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 10 – VALIDAÇÃO	138
FIGURA B.11	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 11 – VALIDAÇÃO	138
FIGURA B.12	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 12 – VALIDAÇÃO	138
FIGURA B.13	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 13 – VALIDAÇÃO	139
FIGURA B.14	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 14 – VALIDAÇÃO	139
FIGURA B.15	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 15 – VALIDAÇÃO	139
FIGURA B.16	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 16 – VALIDAÇÃO	140
FIGURA B.17	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 17 – VALIDAÇÃO	140
FIGURA B.18	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 18 – VALIDAÇÃO	140
FIGURA B.19	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 19 – VALIDAÇÃO	141
FIGURA B.20	–	HIDROGRAMA DO EVENTO 20 – VALIDAÇÃO	141

FIGURA B.21 – HIDROGRAMA DO EVENTO 21 – VALIDAÇÃO	141
FIGURA B.22 – HIDROGRAMA DO EVENTO 22 – VALIDAÇÃO	142
FIGURA B.23 – HIDROGRAMA DO EVENTO 23 – VALIDAÇÃO	142
FIGURA B.24 – HIDROGRAMA DO EVENTO 24 – VALIDAÇÃO	142
FIGURA B.25 – HIDROGRAMA DO EVENTO 25 – VALIDAÇÃO	143
FIGURA B.26 – HIDROGRAMA DO EVENTO 26 – VALIDAÇÃO	143
FIGURA B.27 – HIDROGRAMA DO EVENTO 27 – VALIDAÇÃO	143
FIGURA B.28 – HIDROGRAMA DO EVENTO 28 – VALIDAÇÃO	144
FIGURA B.29 – HIDROGRAMA DO EVENTO 29 – VALIDAÇÃO	144
FIGURA B.30 – HIDROGRAMA DO EVENTO 30 – VALIDAÇÃO	144
FIGURA B.31 – HIDROGRAMA DO EVENTO 31 – VALIDAÇÃO	145
FIGURA B.32 – HIDROGRAMA DO EVENTO 32 – VALIDAÇÃO	145
FIGURA B.33 – HIDROGRAMA DO EVENTO 33 – VALIDAÇÃO	145
FIGURA B.34 – HIDROGRAMA DO EVENTO 34 – VALIDAÇÃO	146
FIGURA B.35 – HIDROGRAMA DO EVENTO 35 – VALIDAÇÃO	146
FIGURA B.36 – HIDROGRAMA DO EVENTO 36 – VALIDAÇÃO	146
FIGURA B.37 – HIDROGRAMA DO EVENTO 37 – VALIDAÇÃO	147

LISTA DE TABELAS

TABELA 4.1	– COEFICIENTE DE RUGOSIDADE DE MANNING (N).....	71
TABELA 4.2	– EVENTOS SELECIONADOS PARA A CALIBRAÇÃO	80
TABELA 4.3	– EVENTOS SELECIONADOS PARA A VALIDAÇÃO.....	83
TABELA 4.4	– COEFICIENTES DE PONDERAÇÃO PARA EVAPOTRANS- PIRAÇÕES HORÁRIAS	88
TABELA 4.5	– DIVISÃO DA SÉRIE HISTÓRICA PARA APLICAÇÃO DO TOPMODEL	89
TABELA 4.6	– VALORES CALIBRADOS DOS PARÂMETROS DO MODELO TOPMODEL	90
TABELA 4.7	– COMPARAÇÃO DO COMPRIMENTO DO RIO PRINCIPAL OBTIDO POR DIFERENTES PROCESSOS.....	94
TABELA 5.1	– RESUMO DO PROCESSO DE CALIBRAÇÃO	106
TABELA 5.2	– VALORES CALIBRADOS DOS PARÂMETROS.....	107
TABELA 5.3	– ANÁLISE INDIVIDUAL DOS EVENTOS NA CALIBRAÇÃO.....	107
TABELA 5.4	– ANÁLISE DE TENDENCIOSIDADE	109
TABELA 5.5	– COEFICIENTES DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL DOS EVENTOS DE CALIBRAÇÃO	110
TABELA 5.6	– DISTRIBUIÇÃO DE FREQUÊNCIA DAS VELOCIDADES	111
TABELA 5.7	– HIDROGRAMAS UNITÁRIOS CALIBRADOS PARA DIFERENTES PERCENTUAIS DE ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO	113
TABELA 5.8	– ERRO PADRÃO E COEFICIENTES DE NASH DOS EVENTOS 116	
TABELA 5.9	– VOLUME ESCOADO SUPERFICIALMENTE.....	116
TABELA 5.10	– COEFICIENTES DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL DOS EVENTOS DE CALIBRAÇÃO	119
TABELA 5.11	– TENDENCIOSIDADE (<i>BIAS</i>) DOS VOLUMES	119

LISTA DE SIGLAS

AR(1)	- Modelo ARMA 1
Cfb	- Clima segundo classificação de Koppën
Cg	- Centro de gravidade
ETA	- Estação de tratamento de água
HU	- Hidrograma unitário
HUED	- Hidrograma unitário espacialmente distribuído
HUEDAVA	- Hidrograma unitário espacialmente distribuído para áreas variáveis de afluência
HUIG	- Hidrograma unitário instantâneo geomorfológico
HUIGVV	- Hidrograma unitário instantâneo geomorfológico de velocidade variável
HUIGG	- Hidrograma unitário instantâneo geomorfológico tipo Gama
HUS	- Hidrograma unitário sintético
MDT	- Modelo digital do terreno
SANEPAR	- Companhia Paranaense de Saneamento
SCS	- <i>Soil Conservation Service</i>
SIG	- Sistema de informações geográficas

LISTA DE SIMBOLOS

ℓ_j	- Dimensão da célula [L]
α	- Coeficiente de depleção do escoamento de base [T ⁻¹]
β	- Parâmetro do modelo de separação dos escoamentos [adimensional]
Δ_j	- Parâmetro de dispersão da distribuição da célula j [L ² T ⁻¹];
ΔA	- Área da célula [L ²]
Δt	- Intervalo de tempo [T]
τ	- Variável de integração representante de tempo [T]
ω	- Ordem de um rio segundo Strahler [adimensional]
ν	- Viscosidade cinemática [L ² T ⁻¹]
\bar{A}	- Área média total das sub-bacias de ordem ω [L ²].
A	- Área da bacia [L ²]
A_c	- Área contribuinte ao escoamento superficial [L ²].
A_j	- Área afluyente a célula j [L ²]
AS	- Área saturada da bacia [L ²]
$AS\%$	- Percentual de área saturada da bacia [adimensional]
$AS_{m\u00e9dio}$	- Valor médio da área saturada ao longo da precipitação do evento [L ²];
b	- Expoente da declividade [adimensional]
B	- Largura do canal [L]
c	- Expoente da área afluyente [adimensional]
C	- Celeridade da onda cinemática [LT ⁻¹]
C	- Coeficiente de escoamento superficial [adimensional]
d	- Expoente do coeficiente de rugosidade de Manning [adimensional]
d_j	- Coeficiente de dispersão da célula j [L ² T ⁻¹]
D	- Profundidade média do escoamento superficial [L]
D	- Coeficiente de dispersão [L ² T ⁻¹]
ea	- Pressão de saturação do vapor da água [ML ⁻¹ T ⁻²]
ed	- Pressão de saturação real do vapor no ar [ML ⁻¹ T ⁻²]
ev	- Evaporação [LT ⁻¹]
evt	- Evapotranspiração [LT ⁻¹]
evt_p	- Evapotranspiração potencial [LT ⁻¹]

F	- Fator de correção para a região em questão [adimensional]
f	- Taxa máxima de infiltração [LT^{-1}]
$f(u)$	- Função relacionada com o vento
f_0	- Taxa máxima inicial de infiltração [LT^{-1}]
f_c	- Taxa mínima de infiltração [LT^{-1}]
g	- Aceleração da gravidade [LT^{-2}]
g_j	- Curva S ou <i>step function</i> para a célula j [adimensional];
h	- Altura da linha da água a partir de um referencial [L]
h_j	- Função de resposta unitária da célula j [T^{-1}]
i	- Número da linha das matrizes [adimensional]
i	- Estado ou ordem do canal em que se encontra uma partícula [adimensional]
l	- Intensidade da precipitação [LT^{-1}]
l_e	- Intensidade da precipitação efetiva [LT^{-1}]
l_{e_j}	- Intensidade da precipitação efetiva na célula j [LT^{-1}]
j	- Número da coluna das matrizes [adimensional]
j	- Estado ou ordem do canal em que se encontra uma partícula [adimensional]
k	- Número de células [adimensional]
k_p	- Constante de permeabilidade para um dado solo [T^{-1}]
\bar{L}	- Comprimento médio dos canais [L]
lt	- Escoamento pela camada de resíduos orgânicos [L^3T^{-1}]
$M(i,j)$	- Matriz que representa os mapas em formato matricial ou <i>grid</i> ou <i>raster</i> ou grade
m_u	- Escoamento subsuperficial não saturado [L^3T^{-1}]
m_s	- Escoamento subsuperficial saturado [L^3T^{-1}]
n	- Coeficiente de rugosidade de Manning [adimensional]
n_j	- Coeficiente de rugosidade de Manning da célula j [adimensional]
P	- Precipitação total [L]
pc	- Percolação para a camada rochosa [LT^{-1}]
Pch	- Precipitação sobre o canal [L]
pd	- Percolação profunda [LT^{-1}]
P_e	- Precipitação efetiva [L]
P_{e_j}	- Precipitação efetiva sobre a célula j [L]
pr	- Fluxo na camada rochosa [L^3T^{-1}]

pf	- Vazão em macroporos [L^3T^{-1}]
ps	- Armazenamento em macroporos [L]
$PT_{i,j}$	- Probabilidade de transição do estado i para o estado j [adimensional]
q	- Vazão específica [LT^{-1}]
Q	- Vazão total [L^3T^{-1}]
Q_b	- Vazão de base [L^3T^{-1}]
Q_h	- Vazão superficial (escoamento <i>hortoniano</i>) [L^3T^{-1}]
Q_r	- Vazão superficial (escoamento de retorno) [L^3T^{-1}]
Q_{sup}	- Vazão superficial (escoamento <i>dunniano</i>) [L^3T^{-1}]
$Q_{sup\ obs}$	- Vazão superficial observada [L^3T^{-1}];
$Q_{sup\ sim}$	- Vazão superficial simulada [L^3T^{-1}];
R_n	- Radiação líquida [LT^{-1}]
R_p	- Armazenamento nas depressões [L]
R_t	- Armazenamento temporário [L]
S	- Declividade
S_j	- Declividade da célula j [L^2]
sb	- Armazenamento subterrâneo [L]
ss	- Armazenamento no solo [L]
sv	- Armazenamento na superfície da vegetação [L]
s/t	- Armazenamento na camada de resíduos orgânicos [L]
t	- Tempo [T]
t_j	- Tempo necessário para a água atravessar inteiramente a célula j [T]
T_j	- Tempo de percurso da célula j até a exutória [T]
tb	- Tempo de base [T]
tc	- Tempo de concentração [T]
te	- Tempo de recessão superficial [T]
tl	- Tempo de retardo [T]
tm	- Tempo de ascensão [T]
tp	- Tempo de pico [T]
U	- Hidrograma unitário instantâneo [T^{-1}]
U_j	- Hidrograma unitário do caminho de fluxo da célula j na exutória [T^{-1}];
u_j	- Hidrograma unitário da célula j na exutória [T^{-1}];
V	- Velocidade escoamento superficial [LT^{-1}]

- V_j - Velocidade do escoamento superficial na célula j [LT^{-1}];
- V_m - Velocidade média do escoamento superficial na bacia [LT^{-1}]
- V_m - Parâmetro representante da velocidade média do escoamento superficial [LT^{-1}]
- $V_{máx}$ - Parâmetro representante da velocidade máxima do escoamento superficial [LT^{-1}]
- $V_{mín}$ - Parâmetro representante da velocidade mínima do escoamento superficial [LT^{-1}]
- V_{sup} - Volume escoado superficialmente [L^3];
- V_{prec} - Volume total precipitado [L^3];
- x - Comprimento do caminho de fluxo [L];
- x - Variável auxiliar em função do contexto no texto
- y - Variável auxiliar em função do contexto no texto
- W - Fator de ponderação relacionado com a temperatura e altitude [adimensional]
- ZA - Zona de aeração [L]

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	21
2	OBJETIVOS	23
2.1	OBJETIVO GERAL	23
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	23
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	24
3.1	PRINCÍPIOS DA MODELAGEM	24
3.1.1	Processo de Modelagem	25
3.1.2	Classificação dos Modelos	26
3.2	DINÂMICA DA ÁGUA NA BACIA HIDROGRÁFICA	29
3.2.1	Componentes do Ciclo Hidrológico	30
3.2.2	Escoamento Subsuperficial	35
3.2.3	Escoamento Superficial	36
3.2.3.1	Considerações gerais	36
3.2.3.2	Mecanismo de geração do escoamento superficial	41
3.2.3.2.1	Escoamento <i>hortoniano</i>	42
3.2.3.2.2	Escoamento por excesso de saturação	44
3.2.3.3	Hidrograma	47
3.2.3.3.1	Componentes do hidrograma	48
3.2.3.3.2	Separação dos escoamentos direto e de base	50
3.3	HIDROGRAMA UNITÁRIO	54
3.3.1	Princípios Gerais	54
3.3.2	Hidrogramas Unitários Sintéticos	56
3.3.3	Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico	57
4	MATERIAIS E MÉTODOS	60
4.1	ÁREA DE ESTUDO	60
4.2	MODELO DE SIMULAÇÃO DE VAZÕES	62
4.2.1	Percepção	62
4.2.2	Concepção	63
4.2.3	Aplicação	72
4.2.3.1	Cálculo da velocidade do escoamento superficial (1º passo)	74
4.2.3.2	Cálculo do tempo de percurso (2º passo)	76
4.2.3.3	Cálculo dos hidrogramas unitários (3º passo)	78

4.2.3.4	Cálculo das vazões por convolução (4º passo).....	79
4.2.4	Calibração	79
4.2.5	Validação.....	83
4.3	DADOS HIDROMETEOROLÓGICOS.....	84
4.3.1	Vazão e Precipitação	84
4.3.2	Escoamento de Base	84
4.3.3	Estimativa da Evapotranspiração Potencial	85
4.3.4	Área Saturada	88
4.4	DADOS GEOMORFOLÓGICOS	90
4.4.1	Modelo Digital do Terreno	91
4.4.2	Consistência Detalhada dos Dados Topográficos - Rio Principal.....	93
4.4.3	Mapa de Declividades	96
4.4.4	Mapa de Direções de Fluxo.....	98
4.4.5	Mapa de Área Acumulada	99
4.4.6	Mapa de Índice Topográfico	100
4.4.7	Mapa de Percentuais de Áreas Saturadas	101
4.4.8	Classificação do Uso do Solo e Coeficiente de Rugosidade de Manning.....	102
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	104
5.1	CALIBRAÇÃO	104
5.1.1	Ciclos de Busca Exaustiva	104
5.1.2	Análise da Qualidade de Ajuste (Erro Padrão e Coeficiente de Nash).....	107
5.1.3	Análise Complementar (Volumes e Coeficientes de Escoamento Superficial)	108
5.1.4	Análise do Mapa de Velocidades e de Tempo de Percurso	110
5.1.5	Hidrograma Unitário Calibrado	113
5.2	VALIDAÇÃO	114
5.3	DISCUSSÃO	120
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	123
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	125
	APÊNDICES	128

1. INTRODUÇÃO

A crescente preocupação com as questões ambientais, especialmente a disponibilidade hídrica no que tange à quantidade e qualidade, pressionam o desenvolvimento e a aplicação efetiva de pesquisa para o planejamento, a gestão e o manejo dos recursos naturais de forma sustentável. Essas atividades demandam ferramentas que subsidiem os técnicos e que preencham a lacuna deixada pela limitada disponibilidade de dados hidrológicos, tanto no espaço quanto no tempo. A modelagem hidrológica destaca-se como uma dessas ferramentas.

Dos modelos hidrológicos existentes, aqueles que buscam representar a transformação da chuva em vazão recebem atenção especial pela relevância deste assunto para a engenharia e cuja complexidade tem desafiado cientistas e engenheiros. Estes modelos proporcionam vasta gama de aplicações práticas tais como análise de cheias, modelagem de estiagens, previsão de vazões, extensão de registros e cujos resultados impactam com veemência as atividades do homem. Por estes motivos, a representação por modelos do escoamento em resposta às precipitações é foco constante de estudos científicos.

O avanço tecnológico nos meios de aquisição e processamento de dados, em particular de dados geográficos, favorecem o aperfeiçoamento e o desenvolvimento de modelos hidrológicos permitindo incorporar as variações espaciais das características da bacia e também das características meteorológicas. O geoprocessamento é uma dessas tecnologias emergentes cuja aplicação em recursos hídricos e ambientais é crescente no contexto de abundância de dados geográficos e escassez de dados hidrológicos.

Na presente dissertação buscou-se modelar a transformação chuva-vazão usando a técnica clássica do hidrograma unitário, porém, adaptado à representação distribuída da bacia e ao escoamento superficial *dunniano*. Esta adaptação permitiu incorporar a variabilidade dos dados fisiográficos e de uso do solo. Utilizando

hidrogramas unitários distintos para cada percentual de saturação do solo na bacia foi possível adotar a teoria *dunniana* de geração de escoamento superficial, característica para bacias permeáveis.

A região escolhida para estudo de caso foi a bacia do rio Pequeno a montante da estação fluviométrica Fazendinha, localizada inteiramente no município de São José dos Pinhais, região metropolitana de Curitiba, que drena uma área de 104 km².

As características topográficas, pedológicas e de cobertura vegetal determinaram a escolha do modelo *dunniano* para geração do escoamento superficial.

Esta dissertação busca, portanto, desenvolver e aplicar a um caso prático um modelo de transformação chuva-vazão baseado no hidrograma unitário, mas que ao contrário do HU tradicional permite incorporar o conceito de escoamento superficial por áreas variáveis de afluência. Além disso, o modelo permite uma representação distribuída da bacia usando uma malha de células regulares.

O trabalho está estruturado de forma a inserir gradualmente o leitor no contexto da modelagem distribuída e das particularidades da bacia piloto e abrange seis capítulos. Após este primeiro capítulo introdutório, apresentam-se os objetivos que têm a função de delimitar o escopo do trabalho. Na sequência, o item três apresenta a revisão bibliográfica que cria as bases teóricas para o desenvolvimento dos capítulos subsequentes. No capítulo quatro, apresenta-se o desenvolvimento do modelo para a bacia do rio Pequeno detalhando-se cada uma das fases usualmente consideradas na modelagem hidrológica além de detalhar a forma de obtenção dos dados necessários à calibração e à validação. Os resultados alcançados são apresentados e discutidos no item cinco. No último capítulo são apresentadas as conclusões, sugestões e o fechamento do trabalho.

2. OBJETIVOS

2.1. OBJETIVO GERAL

Desenvolver uma técnica de adaptação do modelo do hidrograma unitário de modo a possibilitar o uso de informações distribuídas e o conceito *dunniano* de geração de escoamento superficial por saturação.

2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Dentro desse objetivo geral vários objetivos específicos se apresentam, tais como:

- i) Demonstrar a viabilidade e as limitações do método proposto para a bacia do rio Pequeno;
- ii) Mostrar a importância da modelagem distribuída para representar adequadamente o funcionamento da transformação chuva-vazão;
- iii) Chamar a atenção para a necessidade do monitoramento preciso de precipitação e vazão para a obtenção de resultados confiáveis do modelo.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. PRINCÍPIOS DA MODELAGEM

O ciclo hidrológico, como fenômeno natural, é composto por processos interdependentes, não lineares, geralmente heterogêneos e anisotrópicos com elevados graus de complexidade e características espaciais e temporais desconhecidas no detalhe. Estas características explicam a dificuldade de compreensão e descrição matemática detalhada deste fenômeno. Entretanto a formulação matemática do processo, mesmo de forma aproximada, é útil para o entendimento quantitativo da relação causa-efeito das variáveis relevantes. Nesse contexto cabe inicialmente a definição de sistema: “Sistema é qualquer estrutura, esquema ou procedimento, real ou abstrato, que num dado tempo de referência inter-relaciona-se com uma entrada, causa ou estímulo de energia ou informação, e uma saída, efeito ou resposta de energia ou informação.” (DOOGE¹, *apud* TUCCI, 1998). Um modelo, por sua vez, é uma representação matemática simplificada do sistema e desta forma auxilia na percepção do funcionamento do sistema (TUCCI, 1998).

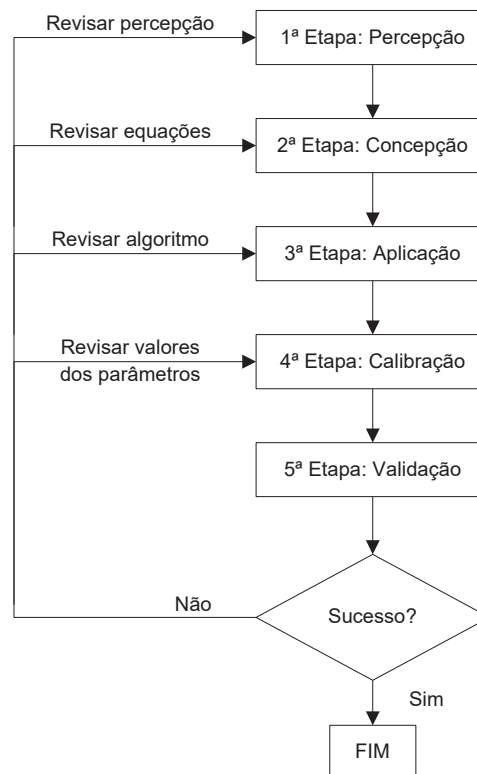
Além de auxiliar no entendimento de processos relacionados ao ciclo hidrológico, a modelagem também é aplicada como forma de contornar a limitação existente no que tange às medições de dados hidrológicos. Esta limitação, espacial e temporal, exige a extrapolação dos valores amostrados onde estes não são disponíveis (bacias não monitoradas) ou em previsões ou quando a medição é impossível. Como exemplos de uso prático da modelagem hidrológica é possível citar a previsão de cheias, definição de valores de projeto de engenharia, previsão de qualidade da água, avaliação e mitigação de impactos ambientais, gerenciamento de recursos hídricos, entre outros (BEVEN, 2001).

¹ DOOGE, J. C. I. Linear theory of hydrologic systems. **Technical Bulletin**, n. 1948, ARS, US Department of Agriculture

3.1.1. Processo de Modelagem

Segundo BEVEN (2001) o desenvolvimento de um modelo segue um processo onde a cada passo são feitas escolhas no sentido de melhor representar o mundo real, esta sequência de decisões é chamada de processo de modelagem, ilustrado na Figura 3.1.

FIGURA 3.1 - PROCESSO DE MODELAGEM



FONTE: Adaptado de Beven (2001)

Neste processo, inicialmente, é necessário observar a região de estudo de uma forma global, analisando as diversas variáveis que influenciam o regime hidrológico da região de interesse como o clima, tipo de solo, cobertura vegetal, relevo e ações antrópicas. Esta visão do sistema é dada principalmente pela percepção, sendo dependente da experiência do modelador e da destreza com que ele combina estas diferentes informações, estando, portanto, sujeita à subjetividade (BEVEN, 2001).

Desta visão inicial resulta, em um segundo passo, a concepção básica do modelo como descrição do sistema em forma matemática. O equacionamento matemático é supostamente representativo dos fenômenos com as simplificações convenientes. As equações envolvem variáveis de entrada e saída além de parâmetros que representam matematicamente as características físicas do sistema a ser modelado. Entretanto, o modelo somente pode ser considerado como definitivo após a validação do modelo. TUCCI (1998) apresenta as equações mais utilizadas na modelagem para a solução dos problemas usuais em recursos hídricos.

Após a estruturação matemática e durante a fase de calibração, o modelo é aplicado para casos reais para definir valores numéricos aos parâmetros. O ajuste entre os dados reais e simulados é feita pela variação dos valores dos parâmetros em consecutivas simulações e avaliações de desempenho. O modelo é considerado calibrado quando os valores do conjunto de parâmetros resultam na maximização da qualidade do ajuste, mediante indicadores previamente estabelecidos.

Uma vez obtido um rol de parâmetros calibrados, procede-se à fase de validação. Nesta etapa é verificada a qualidade do ajuste entre os resultados das simulações e os valores observados usando dados diferentes daqueles usados na calibração. A importância desta etapa consiste na verificação da conveniência da formulação matemática assumida e na validade dos valores dos parâmetros calibrados para qualquer evento dentro dos limites de validade do modelo. Caso a validação do modelo não seja alcançada existe o indício de que o desempenho na calibração foi um resultado circunstancial, sem representatividade física e que não pode ser generalizado para outras situações senão aquelas da calibração.

3.1.2. Classificação dos Modelos

Os modelos geralmente usados em hidrologia são do tipo matemático, que utilizam um conjunto de equações para descrever os processos físicos envolvidos. Existem outros tipos de modelos, além dos matemáticos, como os modelos físicos em

escala usados no projeto de estruturas hidráulicas, veículos, navios e outros corpos que se movem através de fluídos. Os modelos que usam processos físicos de características similares (p. ex.: circuitos elétricos representando condutos hidráulicos) são chamados de modelos analógicos. No presente trabalho somente serão abordados os modelos matemáticos.

As classificações apresentadas são aplicadas sem distinguir sistemas ou modelos. No entanto, nem sempre o modelo e o sistema por ele representado são do mesmo tipo. Este fato advém das simplificações efetuadas na concepção do modelo e justificadas se os erros consequentes desta simplificação são aceitáveis e quando a melhoria esperada, por uma modelagem mais elaborada, não seja compensatória.

Na classificação de sistemas e modelos são utilizados diferentes critérios, apresentados conforme proposto por TUCCI (1998):

i) memória: é a característica do modelo ser sensível ou não às informações passadas. *Memória zero* indica independência de informações passadas. Quando o modelo é dependente destas informações, o mesmo é designado por *modelo com memória*. Esta memória pode ser infinita, quando a dependência estende-se a todo o passado, ou finita, no caso da dependência ser por um período recente das informações passadas.

ii) linearidade: Um modelo linear é aquele que descreve matematicamente os processos por equações lineares. A condição de linearidade é verificada se o seguinte procedimento for verdadeiro: se x e y são entradas e $f(x)$ e $f(y)$ as respectivas saídas, um modelo é linear se $f(ax+by) = af(x)+bf(y)$, com a e b constantes. A principal característica deste tipo de modelo é a aplicabilidade do princípio da *superposição dos efeitos*.

iii) contínuo ou discreto: os modelos são classificados como contínuos quando os dados de entrada e saída são funções contínuas do tempo e/ou espaço. Caso contrário, com os dados assumindo valores apenas em intervalos finitos, o modelo é discreto. O uso de computadores digitais geralmente implica no uso de modelos

discretos, uma vez que o processamento numérico neste caso é intrinsecamente discreto. Neste caso é comum o uso de modelos discretos na representação de sistemas contínuos.

iv) concentrados ou distribuídos: os modelos concentrados não levam em consideração a variabilidade espacial das variáveis hidrológicas, usando valores médios ou restritos a um único local da bacia relacionando-as com outras variáveis ou parâmetros também médios. Os modelos distribuídos consideram as variações espaciais, tanto nas entradas e saídas como nos parâmetros que as relacionam. Pela maior quantidade de informações manipuladas exigem um maior esforço computacional e uma base de dados detalhada. O uso da modelagem distribuída não incorre necessariamente em ganho de qualidade nas respostas dos modelos, posto a necessidade de dados diferenciados espacialmente, nem sempre disponíveis em todos os pontos da bacia exigindo interpolações ou regionalizações nem sempre realistas. Também é possível que os modelos apresentem algumas variáveis distribuídas e outras concentradas, neste caso são classificados também como *distribuídos*.

Quando um modelo concentrado é aplicado a várias sub-bacias com parâmetros distintos e depois combinados para representar a bacia toda a modelagem é dita semi-distribuída.

v) estocásticos ou determinísticos: os modelos que consideram explicitamente a natureza estocástica das variáveis hidrológicas apresentando saídas associadas a distribuições de probabilidades são classificados como *estocásticos*. Se o modelo descrever fenômenos de causa-efeito sem considerar as variáveis envolvidas como aleatórias, fornecendo para cada valor da entrada uma respectiva saída de valor determinado e único, o modelo é dito determinístico. DOOGE¹, citado por TUCCI (1998, p.23) apresenta a diferença entre modelos neste aspecto como: modelos

¹ DOOGE, J. C. I. Linear theory of hydrologic systems, **Technical Bulletin**, ARS, US Department of Agriculture, n. 1948,1973

determinísticos apresentam sempre as mesmas respostas se as entradas e condições iniciais forem exatamente as mesmas, enquanto modelos estocásticos têm respostas múltiplas associadas a probabilidades condicionadas às entradas.

vi) conceitual ou empírico: os modelos classificados como conceituais usam funções que refletem as leis, empíricas ou teóricas, dos processos físicos envolvidos como a conservação da massa ou da energia. Os modelos empíricos, também chamados de “caixa preta”, ajustam-se aos dados observados através de equações arbitrárias que não têm necessariamente uma relação com as leis físicas que regem os processos do sistema, considerando apenas o ajuste dos resultados às correspondentes observações.

3.2. DINÂMICA DA ÁGUA NA BACIA HIDROGRÁFICA

Em termos gerais, a precipitação ao atingir a bacia hidrográfica interage com esta por diferentes fenômenos. Quando em intensidade e duração suficientes, a chuva alimenta três tipos de escoamentos que são definidos em função da posição de suas ocorrências relativamente ao solo:

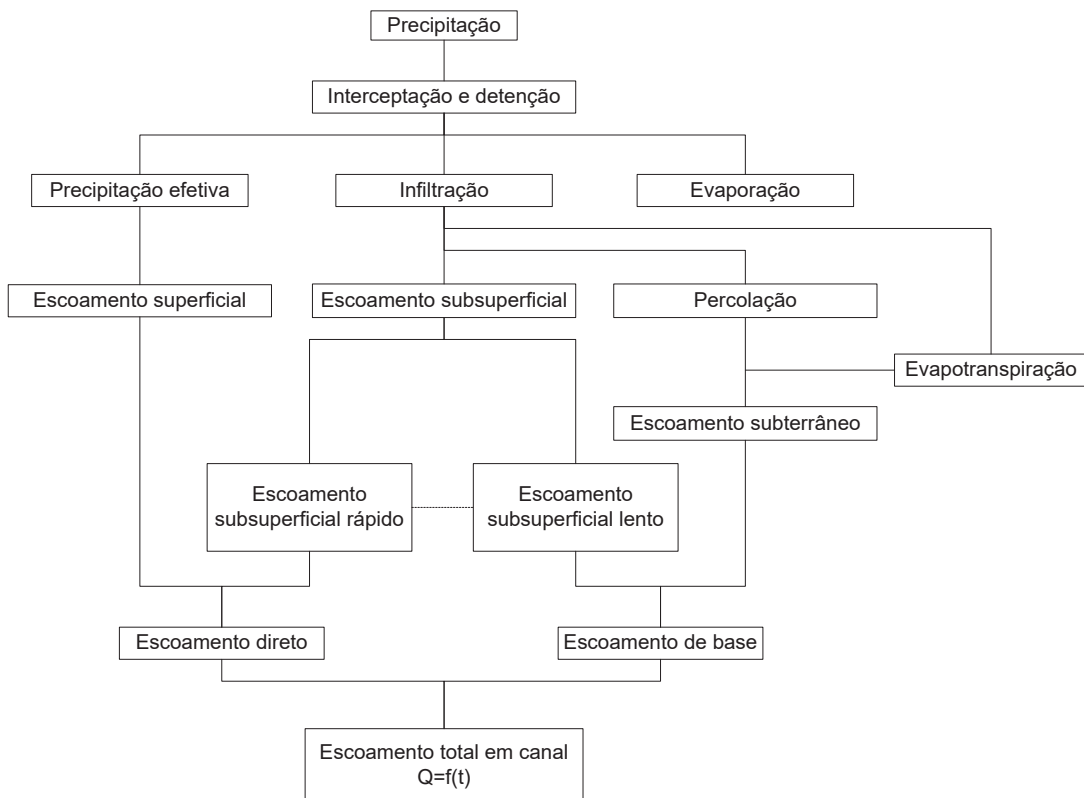
- nas camadas saturadas do solo: escoamento subterrâneo.
- nas camadas não saturadas do solo: escoamento subsuperficial ou hipodérmico;
- sobre o solo: escoamento superficial que pode ser distribuído (sobre superfícies) ou em canais;

A precipitação efetiva é a precipitação que alimenta o escoamento superficial e corresponde à precipitação total descontadas as parcelas destinadas à interceptação, à detenção em depressões, à infiltração e à evaporação da água superficial.

Outra classificação muito utilizada na análise de hidrogramas é a divisão em escoamento direto ou rápido e de base ou lento. Neste caso o escoamento direto engloba o superficial e parte do subsuperficial enquanto o escoamento de base é

essencialmente constituído pelo escoamento subterrâneo e outra parcela do subsuperficial. A Figura 3.2 ilustra, em forma de diagrama, o processo de formação do escoamento nos cursos de água.

FIGURA 3.2 – DIAGRAMA SIMPLIFICADO DOS DESTINOS DA ÁGUA PRECIPITADA



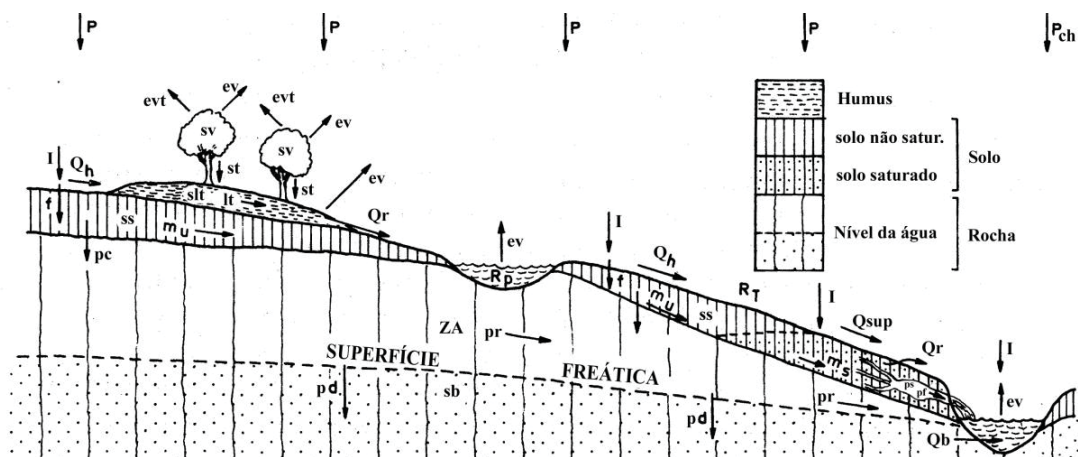
FONTE: Adaptado de Raudkivi (1979).

3.2.1. Componentes do Ciclo Hidrológico

O ciclo hidrológico é o conjunto dos processos físicos, químicos e biológicos que envolvem a circulação da água na terra, nos oceanos e na atmosfera. A energia que impulsiona o ciclo hidrológico é provida pelo sol. A água evaporada dos corpos de água, do solo, da superfície das plantas e diretamente das gotas de chuva e a água transpirada pelos seres vivos, depois de circular na atmosfera, retorna a terra sob forma de precipitação. A precipitação por sua vez ao atingir a superfície da terra pode ter diversos destinos, parte evapora diretamente, parte é interceptada pela vegetação,

outra parcela escoar superficialmente, parte infiltra no solo e outra parcela é armazenada nas depressões. A água que infiltra supre as necessidades das plantas, abastece os aquíferos, é retida nos poros da camada superficial do solo e parte volta a atmosfera via evaporação. Na Figura 3.3 é apresentado um esquema dos principais componentes do ciclo hidrológico.

FIGURA 3.3 – COMPONENTES DO CICLO HIDROLÓGICO



Precipitação total	P	Escoamento <i>hortoniano</i> (superficial)	Q_h
Precipitação no curso d'água	P_{ch}	Escoamento superficial por saturação	Q_{sup}
Intensidade da chuva	I	Escoamento de retorno	Q_r
Evapotranspiração	evt	Escoamento por macroporos	pf
Evaporação	ev	Armazenamento em macroporos	ps
Armazenamento de água nas copas	sv	Escoamento subsuperficial não saturado	m_u
Escoamento pelo tronco e gotejamento	st	Escoamento subsuperficial saturado	m_s
Escoamento na camada de resíduos orgânicos	lt	Armazenamento de água no solo	ss
Infiltração	f	Percolação para a camada rochosa	pc
Armazenamento na cam. de res. orgânicos	slt	Fluxo na camada rochosa	pr
Zona de aeração	ZA	Armazenamento subterrâneo	sb
Armazenamento nas depressões	R_p	Percolação profunda	pd
Armazenamento temporário	R_t	Escoamento de base	Q_b

FONTE: Chorley (1978)

A seguir descrevem-se os principais processos integrantes do ciclo hidrológico:

i) Precipitação (P): A mais evidente forma de interação entre a fase atmosférica e a fase terrestre do ciclo hidrológico é a precipitação. A água contida na atmosfera atinge a superfície da terra através deste fenômeno que pode ocorrer sob diferentes formas: geada, orvalho, granizo, saraiva, neve, chuvisco e chuva (TUCCI,

2002). No Brasil, a chuva é a forma de precipitação mais comum e a principal fonte de recarga de água na bacia hidrográfica. A parcela remanescente da precipitação, após descontadas as perdas por interceptação, armazenamento, evaporação e infiltração, forma o escoamento superficial e é denominada de excesso de precipitação ou precipitação efetiva.

ii) Interceptação (sv): a interceptação corresponde a uma parcela da precipitação retida na vegetação e que não contribui para nenhum tipo de escoamento, retornando para a atmosfera por evaporação. A quantidade de água passível de ser interceptada é função da densidade e tipo de vegetação e do volume de água já armazenado na vegetação anteriormente.

iii) Evapotranspiração (evt) e evaporação (ev): A vegetação contribui significativamente para o retorno da água da bacia para a atmosfera através da transpiração, desde que exista disponibilidade hídrica e condições climáticas favoráveis. Ao medir fluxos de vapor de água sobre uma superfície com vegetação se torna difícil separar a água transpirada pelos poros das plantas e a evaporada da camada superficial do solo ou dos espelhos de água. Por essa razão essas duas parcelas são em geral englobadas em uma única grandeza denominada evapotranspiração. Ainda assim a estimativa desta parcela por medida direta é complicada e exige equipamentos dispendiosos e por este motivo é frequentemente estimada indiretamente a partir de variáveis meteorológicas (temperatura, umidade, velocidade do vento) medidas rotineiramente em estações meteorológicas ou pelo balanço hídrico. O cálculo da evapotranspiração pelo balanço hídrico é bastante usado para obtenção da média de longo período da evapotranspiração real de uma bacia hidrográfica. No entanto, em regiões com significativa recarga de aquíferos profundos este método pode apresentar problemas. Na região sul do Brasil, o método de Penman modificado por DOORENBOS e PRUITT (1992), baseado em variáveis meteorológicas, apresenta bons resultados (SANTOS, 2001). O valor da evapotranspiração obtido por este método representa o valor observado nas

condições meteorológicas vigentes, com a superfície saturada de umidade e para uma vegetação específica. Esse valor é designado “evapotranspiração de referência” e depende exclusivamente das condições meteorológicas. Ao multiplicar a evapotranspiração de referência por um chamado coeficiente de cultura obtém-se a evapotranspiração nas condições de abundância de água para outros tipos de vegetação e para diferentes estágios de crescimento das plantas. Esse valor é denominado por “evapotranspiração potencial”. A evapotranspiração real é quase sempre menor devido a (1) períodos com falta de umidade no solo; (2) alterações das condições micrometeorológicas quando da saturação da superfície e (3) efeito de fatores biológicos. A diferença entre evapotranspiração potencial e real é particularmente expressiva em regiões áridas ou semi-áridas. Em regiões úmidas a evapotranspiração real geralmente representa mais de 90% da evapotranspiração potencial.

iv) Armazenamento em depressões (R_p): a teoria do escoamento *hortoniano* considera que a chuva, com intensidade superior à capacidade de infiltração do solo, resulta em escoamento superficial logo após as depressões existentes terem sido preenchidas. O esvaziamento destas depressões ocorre por evaporação e por infiltração. A interceptação e o armazenamento em depressões constituem as chamadas perdas ou abstrações iniciais.

v) Infiltração (f), percolação (pc) e percolação profunda (pd): a infiltração corresponde à penetração da água pelos poros do solo em sua camada superficial (zona de raízes). A água infiltrada pode passar a escoar subsuperficialmente em um plano essencialmente paralelo à superfície ou continuar a escoar verticalmente em direção à superfície freática. O movimento essencialmente vertical dentro da zona não saturada do solo é denominado percolação. Pode ainda ocorrer um fluxo vertical da zona saturada através de camadas semipermeáveis para outros aquíferos profundos distintos do aquífero freático. Esta parcela é denominada percolação profunda ou perda profunda. Além dos componentes de escoamento subsuperficial e percolação

a água infiltrada também é responsável pela manutenção da umidade do solo. A infiltração assume um papel fundamental no mecanismo *hortoniano* de geração de escoamento superficial.

vi) Escoamento superficial (Q_h , Q_{sup} , Q_r): o escoamento superficial é aquele cujo leito é a superfície do solo e ocorre em resposta à chuva desde que as condicionantes do mecanismo de geração desse tipo de escoamento passem a ser satisfeitas (superação da infiltração e enchimento das depressões no escoamento *hortoniano* - Q_h ou saturação do solo no escoamento *dunniano* - Q_{sup}). Uma parcela da água fica retida em um armazenamento temporário (R_T) que corresponde ao volume de água que forma a fina camada do escoamento superficial e que ao término da chuva é deplecionada por gravidade até se esgotar. Atribui-se ao escoamento superficial a maior parte do volume escoado nas cheias, exceção feita às bacias que têm o escoamento subsuperficial suficientemente rápido. O escoamento de retorno (Q_r) ou exfiltração é vinculado ao escoamento subsuperficial.

vii) Escoamento subsuperficial (m_u , m_s): o escoamento subsuperficial pode ser em meio saturado (m_s) ou não saturado (m_u) e ocorre na camada superior do solo. Conforme as características do solo e da topografia pode contribuir significativamente para o escoamento rápido que ocorre imediatamente após o início da chuva, principalmente se existir escoamento em caminhos preferenciais conhecidos por escoamento em macroporos (pf). A soma do escoamento subsuperficial rápido com o escoamento superficial é usualmente designado como escoamento direto.

viii) Escoamento subterrâneo saturado ou escoamento de base (Q_b): O escoamento subterrâneo ocorre nas camadas saturadas do solo, alimentadas pela percolação da água infiltrada. Este escoamento é caracterizado por flutuações lentas, uma vez que ocorre por entre os grãos do solo estando sujeito às leis físicas dos escoamentos em meios porosos. A constituição pedológica e geológica da bacia hidrográfica influencia notadamente o fluxo subterrâneo. A quantificação e a modelagem deste tipo de escoamento encontram o seu principal obstáculo na

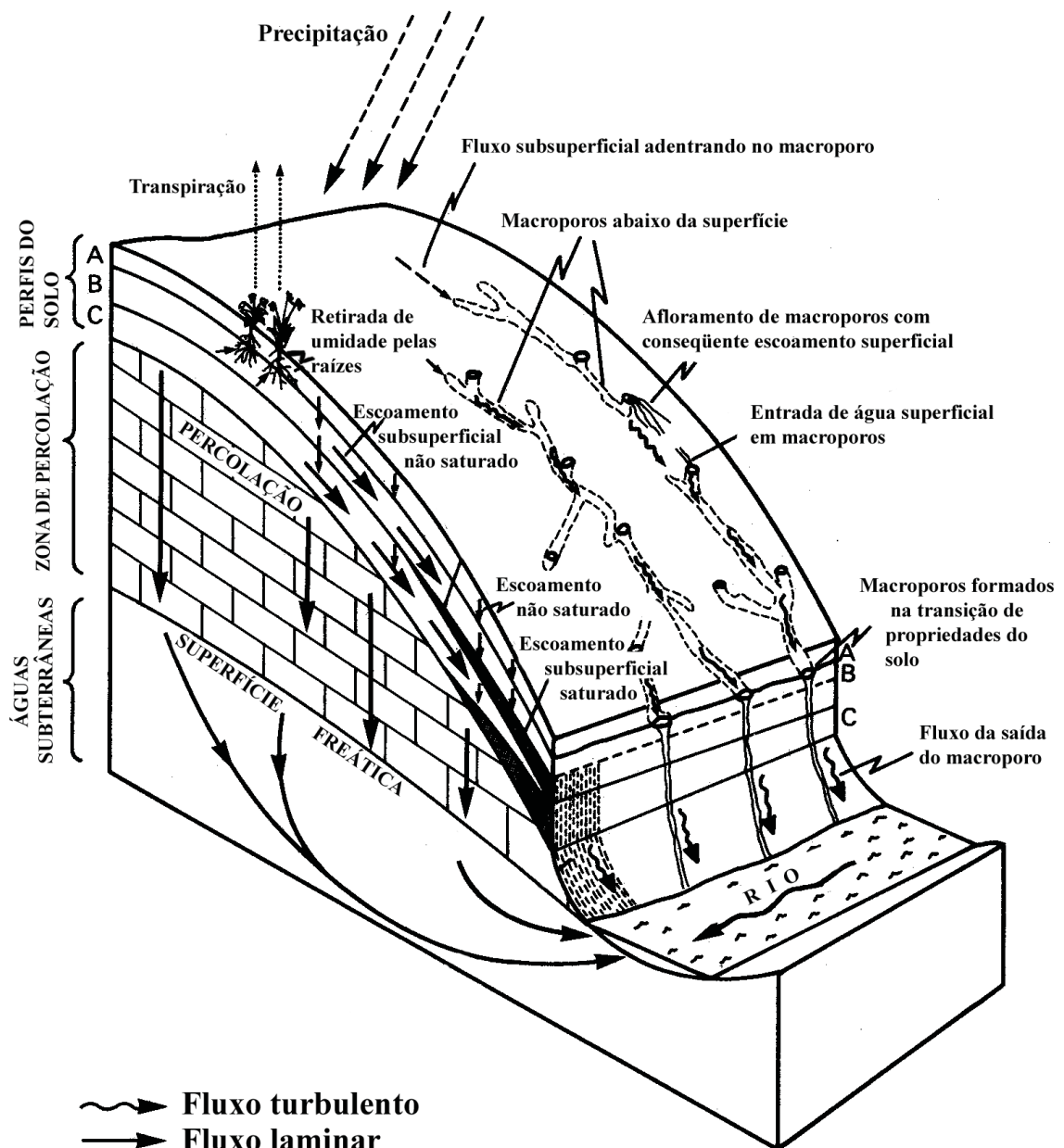
dificuldade de medir os parâmetros físicos espacialmente variáveis dos aquíferos (BEVEN, 2001). Na modelagem e análise das cheias, baseadas essencialmente no escoamento direto, normalmente separa-se o escoamento subterrâneo do fluxo total, usando técnicas baseadas em diferenças na variação temporal dos dois tipos de escoamento. Na seção 3.2.3.2.2 a separação dos dois tipos de escoamento é descrita em detalhes.

3.2.2. Escoamento Subsuperficial

O escoamento subsuperficial, ou hipodérmico, compartilha com o escoamento de base a característica da dependência da formação geológica e pedológica da bacia. A interação entre as camadas superficiais do solo, que é onde ocorre o escoamento hipodérmico, com a porção terrestre da biosfera faz este escoamento ser dependente também do clima e da cobertura vegetal. Vários fatores colaboram para que a condutividade hidráulica seja maior a pequenas profundidades e na direção horizontal, caracterizando o solo como um meio anisotrópico e heterogêneo e que favorece o aparecimento de fluxos essencialmente paralelos aos planos de separação das camadas de solo que, em geral, tendem a ser aproximadamente paralelos à superfície do terreno.

Uma parcela do fluxo hipodérmico pode contribuir diretamente para o incremento rápido da vazão em canais por caminhos preferenciais de escoamento (macrocavidades, Figura 3.4) ou pelo chamado “efeito pistão” (via propagação de transientes). Eventualmente o escoamento subsuperficial pode exceder a capacidade de drenagem do solo e a água emergir para a superfície (vazão de retorno ou exfiltração) gerando escoamento superficial e expandindo a rede de drenagem. Além da expansão da rede de drenagem, as áreas saturadas na superfície que variam espacial e temporalmente também são responsáveis pelo mecanismo de geração do escoamento superficial denominado “excesso de saturação” ou *dunniano* (CHORLEY, 1978; DUNNE, 1978; MEDIONDO e TUCCI, 1997).

FIGURA 3.4- CAMINHOS PREFERENCIAIS DO ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL



FONTE: Atkinson (1978)

3.2.3. Escoamento Superficial

3.2.3.1. Considerações gerais

O escoamento superficial consiste no movimento da água da chuva pela

superfície do solo, formando sucessivamente as enxurradas, torrentes, córregos, ribeirões, rios, lagos e estuários.

No início do escoamento superficial forma-se uma película laminar sobre o solo que aumenta de espessura, à medida que a precipitação prossegue, até atingir um estado de equilíbrio entre a intensidade da chuva e a vazão do escoamento.

Nessa fase as trajetórias descritas pela água no seu movimento são determinadas, principalmente, pelas linhas de maior declive de terreno sendo influenciadas pelos obstáculos existentes. Esse escoamento é denominado de movimento das águas livres ou escoamento superficial distribuído.

À medida que as águas vão atingindo os pontos mais baixos do terreno, passam a escoar em canalículos que formam a micro-rede de drenagem. Sob a ação da erosão, a dimensão desses canalículos vai aumentando e o escoamento se processa, cada vez mais, por caminhos preferenciais. Formam-se as torrentes com duração associada à precipitação e a partir delas formam-se os cursos de água propriamente ditos com o escoamento dependendo da água superficial e da contribuição do aquífero freático. Essa fase constitui o movimento de águas sujeitas ou escoamento em canal.

Chama-se rede de drenagem ao conjunto dos cursos de água desde os pequenos córregos formadores até o rio principal.

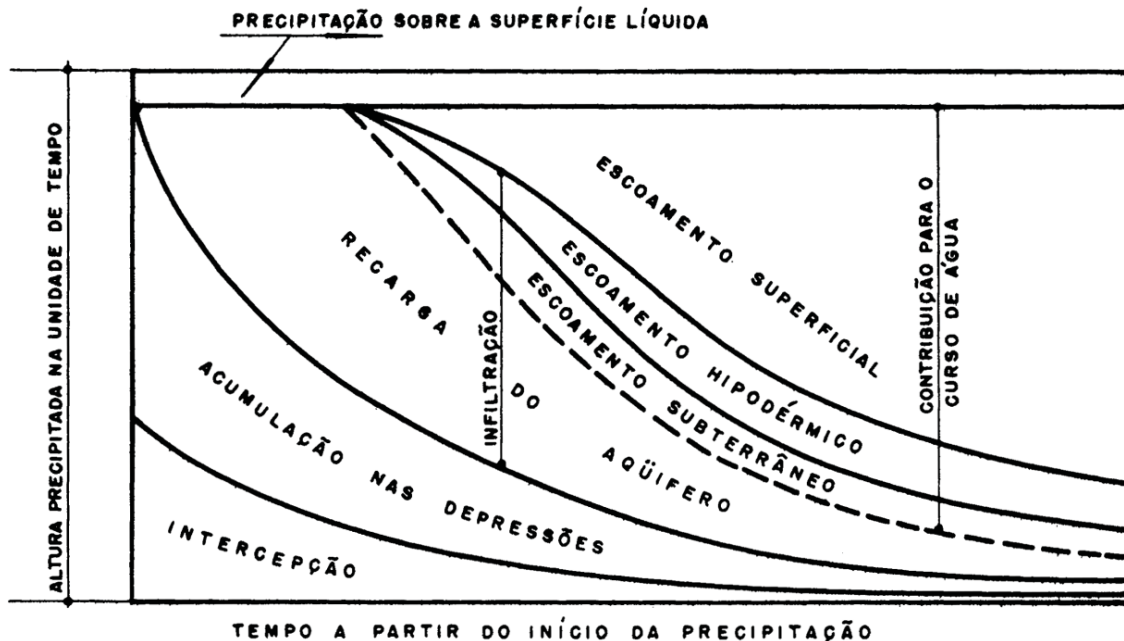
As águas provenientes das chuvas atingem o leito dos principais cursos de água por quatro vias diversas:

- Escoamento superficial;
- Escoamento subsuperficial (hipodérmico);
- Escoamento subterrâneo;
- Precipitação direta sobre a superfície livre.

A Figura 3.5 indica esquematicamente o caminho da água precipitada até o curso de água principal. Verifica-se que o escoamento superficial começa algum tempo após o início da precipitação. O intervalo de tempo decorrido corresponde à

ação da interceptação pela vegetação e outros obstáculos, à saturação da camada superficial do solo e à acumulação nas depressões do terreno.

FIGURA 3.5 - COMPONENTES DO ESCOAMENTO DOS CURSOS DE ÁGUA



FONTE: Pinto, Holtz e Martins (1973)

A ação da interceptação e a da acumulação tende a reduzir-se no tempo e a infiltração tende a tornar-se constante.

O escoamento subsuperficial, ocorrendo nas camadas superiores do solo, é difícil de ser separado dos escoamentos superficial e subterrâneo, simplesmente a partir da análise de hidrogramas.

A contribuição do escoamento subterrâneo varia lentamente com o tempo e é o responsável pela alimentação do curso de água durante a estiagem. Já a contribuição do escoamento superficial cresce com o tempo até atingir um valor sensivelmente constante à medida que a precipitação prossegue com a intensidade constante. Com o término da precipitação o escoamento superficial vai diminuindo até anular-se.

O escoamento superficial em princípio compreende todos os fluxos que

ocorrem sobre a superfície terrestre, sejam eles concentrados (escoamento em canal) ou distribuído sobre o terreno (escoamento distribuído). Apenas o escoamento distribuído que ocorre sobre a superfície do terreno e tem característica intermitente, independentemente do mecanismo de geração, será nesta dissertação denominado “escoamento superficial”. O escoamento em rios, riachos e outros canais naturais da rede de drenagem, e que tem natureza perene ou intermitente, será designado por “escoamento em canal”.

O escoamento superficial, portanto, é o movimento da água sobre a superfície do terreno devido ao acúmulo de água sobre essa superfície que ocorre quando a precipitação excede a capacidade de infiltração, o armazenamento para retenção e interceptação. O fenômeno que impede a infiltração de toda água precipitada é chamado de mecanismo de geração de escoamento superficial e pode ser uma intensidade de precipitação superior à taxa de infiltração ou a precipitação em áreas de solo saturado ou superfícies de rios e lagos ou ainda associado ao fenômeno da exfiltração (vazão de retorno) resultante do escoamento hipodérmico (CHORLEY, 1978; MARTINS, 1973).

A partir do estabelecimento de uma camada de água sobre o terreno tem-se o escoamento superficial que, em vertentes naturais, tende a organizar-se em um sistema de microdrenagem, com canalículos anastomosados por causa de obstáculos existentes no percurso e que, por efeito de erosão, tende a evoluir em proporções até atingir uma estrutura de canal perene. A distinção entre o escoamento superficial e o escoamento em canais, para efeito desta dissertação, está subordinada às ordens de grandeza dos fatores intervenientes no escoamento. O escoamento superficial é influenciado pela rugosidade, por pequenas irregularidades do terreno e pela vegetação. No caso do escoamento em canais exceto no caso de escoamento sobre planícies de inundação, apenas a rugosidade, a forma e as dimensões do canal exercem influência sobre as características hidráulicas do escoamento.

Em contraste com o escoamento em canais, o escoamento superficial tem a

sua caracterização dificultada por apresentar parâmetros hidráulicos muitas vezes ligados a características geométricas da vegetação muito variáveis no espaço e no tempo. Dado o desconhecimento detalhado desses parâmetros fica impossibilitada a exata caracterização hidráulica do escoamento superficial (EMMETT, 1978).

Embora as declividades das vertentes sejam em geral bem maiores que as declividades dos rios, as velocidades observadas na vertente (escoamento superficial) são normalmente bastante inferiores às velocidades nos canais. Segundo D'ODORICO e RIGON (2003) existem evidências, em estudos de campo, de que as velocidades de escoamento superficial e em canais são bastante distintas. A incorporação destas características diferenciadas pelos modelos permite simulações mais realistas do fenômeno. VAN DER TAK e BRAS (1990) apresentam a ideia de que a velocidade na vertente tem maior influência que a velocidade em canal e afirmam que as velocidades nas vertentes são inferiores, em duas ordens de grandeza, das velocidades em canais, estando de acordo com os valores encontrados em literatura. Também observaram que a inclusão dos efeitos da vertente alterou a forma do hidrograma unitário - HU introduzindo um deslocamento no ramo ascendente.

NARDIN e SABOL¹ *apud* VAN DER TAK e BRAS (1990, p. 2394) afirmam que medições de velocidade em rios através de traçadores revelaram que, dos 51 casos analisados, metade destes manteve a velocidade constante ao longo do rio, em um quarto dos casos a velocidade aumentou para jusante e no restante a velocidade diminuiu para jusante. O estudo de PILGRIM² *apud* OLIVERA e MAIDMENT (1999) corrobora com a ideia de velocidade constante ao longo dos canais.

Para o escoamento superficial em vertentes naturais, HORTON³ *apud*

¹ NORDIN, C. F.; SABOL, G. V. Empirical data on longitudinal dispersion in rivers, **U. S. Geol. Surv. Water Resour. Invest.**, p. 20-74, 1974

² PILGRIM, D. H. Travel times and nonlinearity of flood runoff from tracer measurements on a small watershed. **Water Resources Research**, n. 12, p. 487-496, 1976.

³ HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bull. Geol. Soc. Am.**, n. 56, p. 275-370, 1945.

EMMETT (1978) verificou que áreas de escoamento turbulento entremeiam-se a áreas de escoamento laminar. Segundo EMMETT (1978), em condições de escoamento turbulento permanente pode ser usada a equação de Manning, para o cálculo da velocidade:

$$V = \frac{1}{n} D^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}} \quad (3.1)$$

onde: V – velocidade média do escoamento superficial [LT^{-1}];
 n – coeficiente de resistência de Manning;
 D – profundidade média do escoamento superficial [L];
 S – declividade [LL^{-1}];

E para o escoamento superficial laminar aplica-se uma forma da equação de Poiseuille (CHOW, MAIDMENT e MAYS, 1988).

$$V = \frac{gSD^2}{3\nu} \quad (3.2)$$

onde: g – aceleração da gravidade [LT^{-2}];
 ν – viscosidade cinemática [L^2T^{-1}];

3.2.3.2. Mecanismo de geração do escoamento superficial

Segundo HORNBERGER *et. al.* (1998) a geração do escoamento superficial pode ocorrer pelos seguintes mecanismos:

- A superfície do terreno pode ser impermeável ou então muito próxima dessa condição por conta de ações antrópicas (pavimentação) ou naturais (afloramentos rochosos);
- A taxa de infiltração no solo é inferior à intensidade da chuva;
- O solo atingido pela chuva está saturado impossibilitando a infiltração;
- Por exfiltração do escoamento hipodérmico.

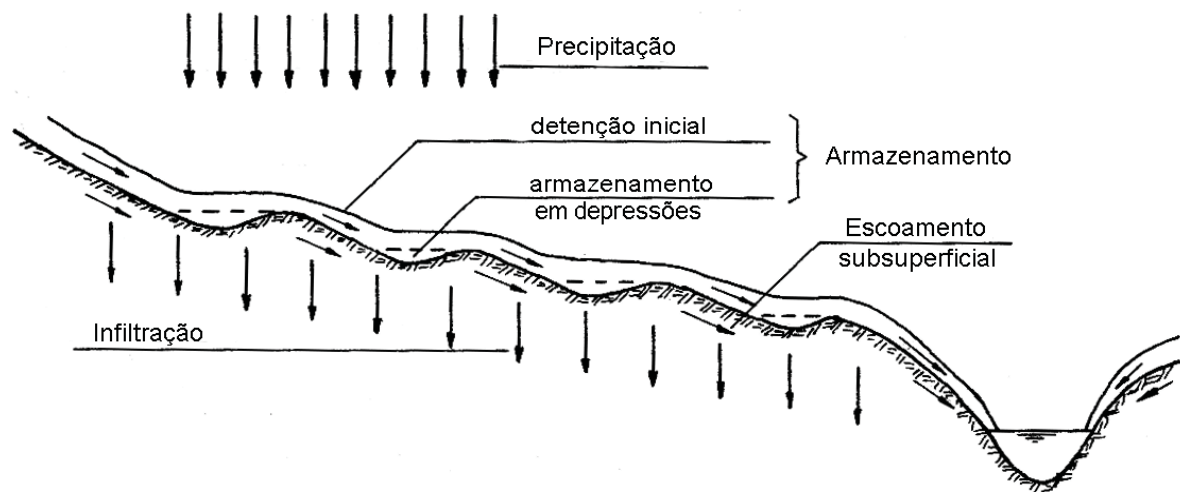
Quando o escoamento superficial resulta das duas primeiras causas é referido como escoamento *hortoniano* ou excesso de infiltração. As outras duas causas representam um mecanismo de geração de escoamento superficial chamado de excesso de saturação ou escoamento *dunniano*.

3.2.3.2.1. Escoamento hortoniano

O escoamento *hortoniano* sugere que o escoamento superficial ocorre quando a intensidade da chuva supera a capacidade de infiltração do solo e este atua como uma fronteira entre os escoamentos superficial e subterrâneo.

No modelo hortoniano a água da chuva não interceptada atinge o solo e infiltra parcial ou totalmente, conforme a intensidade da chuva, alterando o estado de umidade do solo e, conseqüentemente, interferindo no valor da capacidade de infiltração que decai assintoticamente tendendo a um valor constante (f_c). Caso a intensidade da precipitação supere a capacidade de infiltração, o escoamento superficial ocorrerá tão logo as depressões do terreno sejam preenchidas (Figura 3.6).

FIGURA 3.6 - ESCOAMENTO *HORTONIANO*

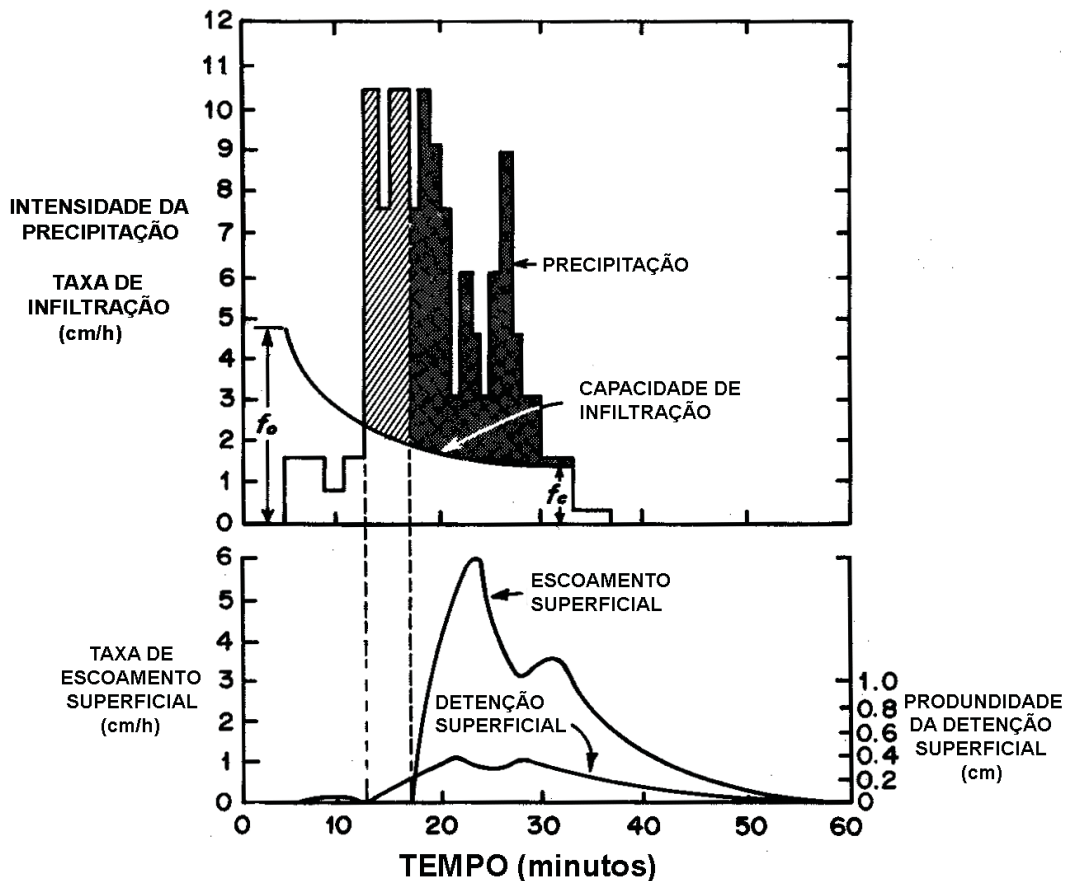


FONTE: Raudkivi (1979)

A Figura 3.7 apresenta a essência do modelo *hortoniano* mostrando o hietograma e a taxa de infiltração variando ao longo do tempo. Podem ser identificadas três parcelas de chuva: (1) a região não hachurada é a soma da interceptação e infiltração com aquela concentrada no início do evento (2) a porção hachurada com listras diagonais é a parcela armazenada nas depressões e (3) a parte em preto corresponde à parcela que esco superficialmente (chuva efetiva). Na parte inferior

da Figura 3.7 é mostrado o hidrograma de escoamento direto (superficial) cuja área deve igualar o volume total da chuva efetiva, mas que apresenta defasagens no tempo devido à detenção superficial e do tempo gasto no percurso entre o local da precipitação e a exutória da bacia.

FIGURA 3.7 - DESTINOS DA CHUVA NO ESCOAMENTO *HORTONIANO*



FONTE: Dunne (1978)

De acordo com a teoria *hortoniana* a capacidade de infiltração decai exponencialmente ao longo do evento chuvoso segundo a equação:

$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-k_p t} \quad (3.4)$$

Onde: f – taxa máxima instantânea de infiltração [LT^{-1}];
 f_c – menor taxa de infiltração do solo atingida após uma chuva teórica de duração infinita [LT^{-1}];
 f_0 – taxa máxima inicial de infiltração no tempo $t=0$ [LT^{-1}];
 k_p – constante de permeabilidade para um dado solo [T^{-1}];

t – tempo desde o início da chuva [T].

Os principais fatores que interferem na capacidade de infiltração são o tipo e uso do solo, e as interações entre a chuva e a camada superior do solo. A umidade na camada superficial do solo exerce um papel importante por influenciar diretamente as tensões capilares que favorecem a penetração da água no solo. Por outro lado, a ausência de cobertura vegetal, ou a existência desta de forma esparsa, deixa o solo exposto ao impacto das gotas da chuva com o consequente desprendimento de partículas finas do solo que são carregadas para a estrutura interna do solo, colmatando-o e desfavorecendo a infiltração. Outra consequência da falta de cobertura vegetal é uma alteração da microestrutura do solo, reduzindo o tamanho dos espaços vazios e facilitando o aprisionamento do ar o que também cria empecilhos à penetração da água. A todos esses fatores soma-se a ação antrópica através da impermeabilização do solo por edificações e pavimentação, da compactação do solo pela passagem de veículos e animais de grande porte e da retirada de cobertura vegetal.

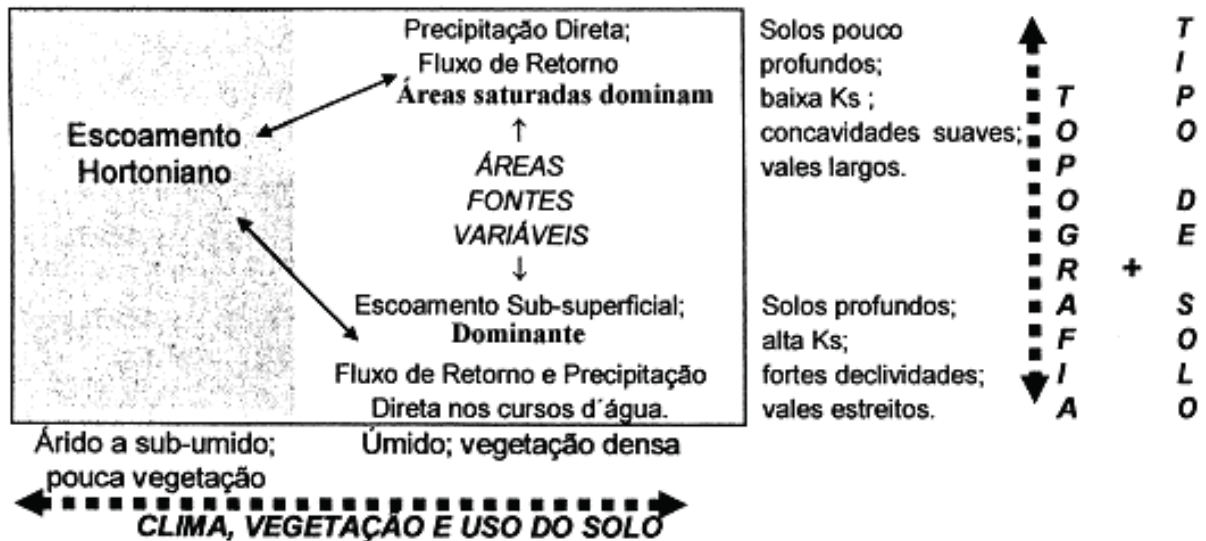
De um modo geral o escoamento superficial *hortoniano* tende a ocorrer em áreas pouco permeáveis tais como áreas urbanas, afloramentos rochosos, solos sem cobertura vegetal, gramados e outros tipos de vegetação rasteira.

3.2.3.2.2. Escoamento por excesso de saturação

Em regiões com vegetação densa o solo é protegido da ação compactadora das gotas de chuva e as raízes das plantas, conjuntamente com animais e o acúmulo de matéria orgânica sobre o solo, corroboram para uma maior porosidade da camada superior do solo, resultando em um alto valor da capacidade de infiltração. Neste tipo de terreno, somente chuvas com intensidades extraordinárias seriam capazes de superar a taxa de infiltração e gerar escoamento superficial segundo a teoria *hortoniana*. Assim, a ocorrência de escoamento superficial em regiões densamente vegetadas está associada ao escoamento subsuperficial e à existência de áreas

saturadas, onde a água não pode infiltrar (DUNNE, 1978). Outros fatores, como clima, uso do solo, topografia e tipo de solo influenciam o mecanismo de geração do escoamento superficial como mostra a Figura 3.8.

FIGURA 3.8 - PROCESSOS DE ESCOAMENTO EM VERTENTES E CONDICIONANTES PRINCIPAIS



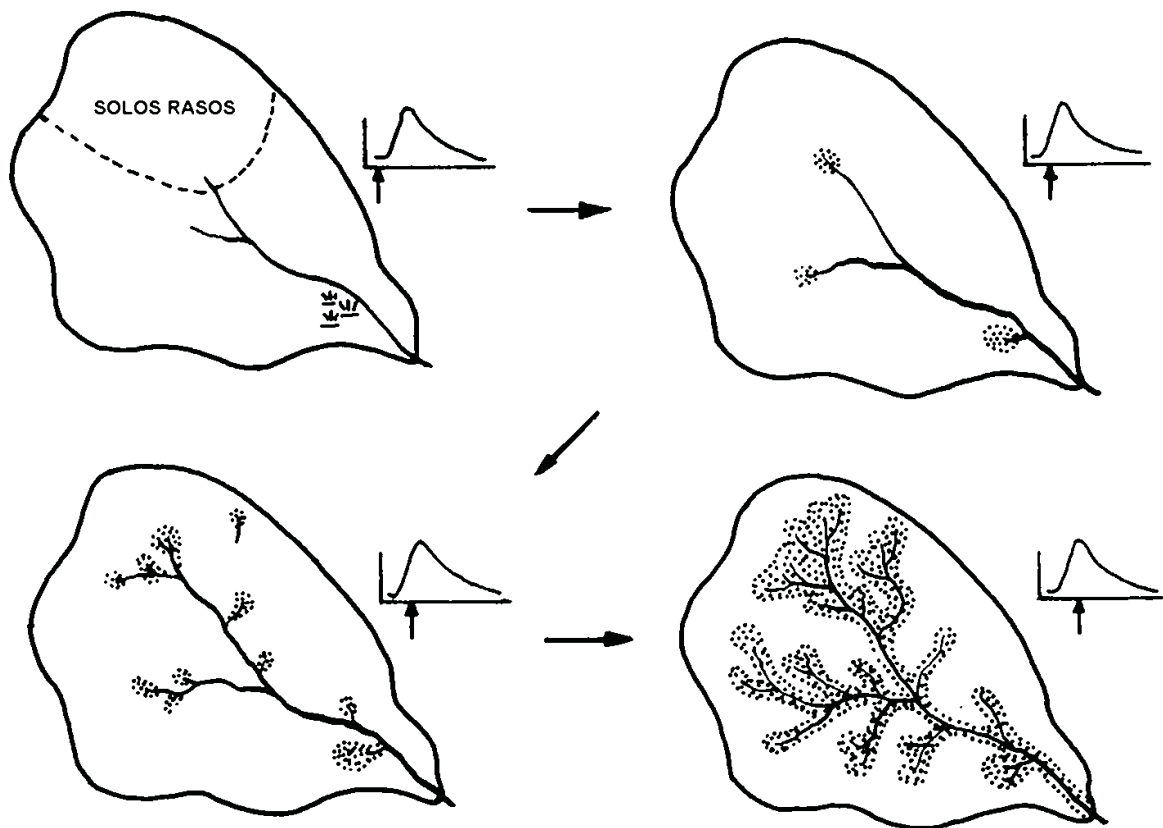
FONTE: Dunne (1978)

Quando a condutividade hidráulica decresce de forma muito acentuada com a profundidade, os fluxos subsuperficiais assumem um papel importante no percurso da água na bacia podendo contribuir diretamente com o escoamento em canal através dos caminhos preferenciais de escoamento ou escoamento em macroporos. O fluxo subsuperficial, a chuva e a umidade inicial do solo influenciam a expansão e a contração da porção saturada da bacia. Eventualmente o escoamento subsuperficial excede a capacidade de transporte da camada superior do solo e a água excedente emerge (exfiltração) gerando escoamento superficial, conhecido como vazão de retorno, e expandindo a rede de drenagem (Figura 3.9) (MEDIONDO e TUCCI, 1997; DUNNE, 1978).

Os locais onde o solo é saturado ou próximo a esta condição são encontrados margeando os rios. Exceção a esta regra ocorre em cristas com a topografia suave,

onde o escoamento das águas é lento e a constituição pedológica, geralmente caracterizada pela pequena espessura de solo, proporciona reservatório de pequeno tamanho e que, portanto, necessita uma quantidade de água relativamente pequena para ser totalmente preenchido. Apesar das áreas saturadas não contíguas aos rios gerarem escoamento superficial, não é certo que contribuam para o escoamento rápido da bacia porque as águas efluentes destas regiões podem infiltrar em seguida. Mesmo ocorrendo infiltração dessa parcela de escoamento superficial, ainda assim o escoamento subsuperficial pode ser capaz de conduzir rapidamente a água até os canais. D'ODORICO e RIGON (2003) afirmam que as partes de área saturada não conectadas aos rios não contribuem para o hidrograma de cheia, mas contribuem para a saturação de áreas adjacentes em direção aos rios.

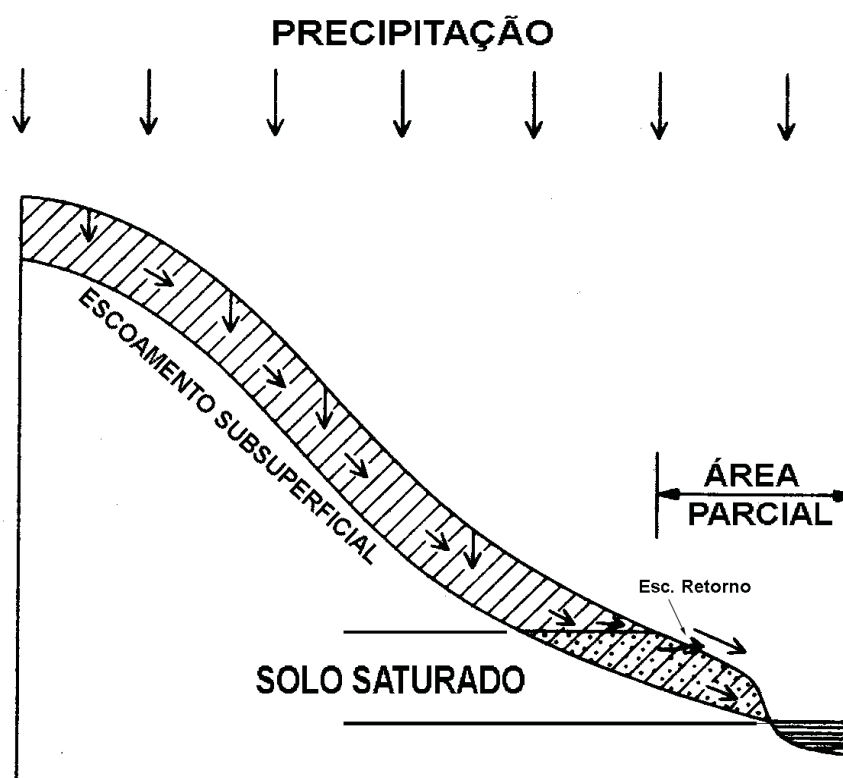
FIGURA 3.9 - DINÂMICA DA ÁREA SATURADA E DA REDE DE DRENAGEM



FONTE: Chorley (1978)

Na Figura 3.10 é representado o mecanismo de geração de escoamento por áreas variáveis de afluência por saturação. A precipitação que atinge as regiões mais altas da vertente infiltra totalmente e escoam subsuperficialmente contribuindo para a saturação do solo próximo ao curso de água. A precipitação que atinge as regiões saturadas não infiltra e passa a contribuir superficialmente para o escoamento rápido. Na mesma figura pode-se notar também o escoamento de retorno.

FIGURA 3.10 - MECANISMO DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL POR EXCESSO DE SATURAÇÃO.



FONTE: Chorley (1978)

3.2.3.3. Hidrograma

A vazão na exutória e a evapotranspiração representam as principais saídas do sistema “bacia hidrográfica” e são funções da precipitação que é a principal entrada do sistema. A vazão é variável no tempo, seguindo a dinâmica dos processos do ciclo hidrológico. A representação da vazão em função do tempo é denominada hidrograma

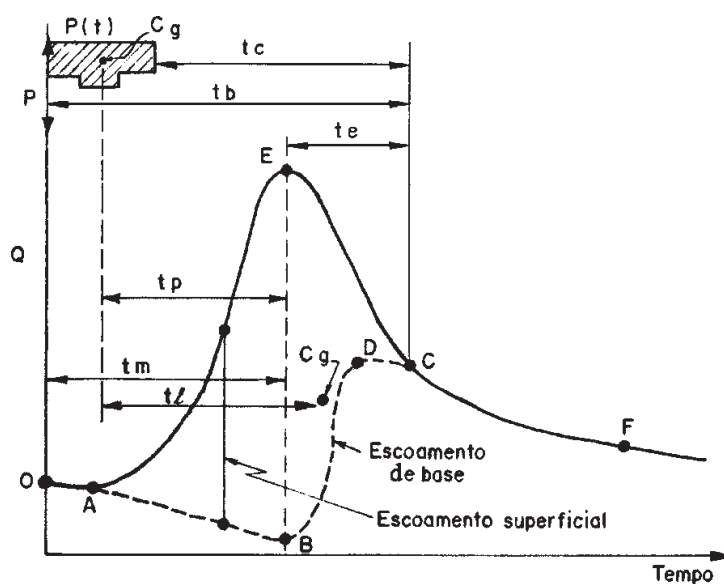
ou hidrógrafa. Essa representação muitas vezes é apresentada em forma gráfica e a sua inspeção visual permite obter informações importantes sobre o regime hidrológico da bacia em estudo. Em escala anual, o hidrograma pode revelar características a respeito do clima e principalmente a sazonalidade. Quando em escala menor, de forma a visualizar-se apenas um evento de cheia, é possível avaliar certas peculiaridades da resposta da bacia às precipitações (CHOW, MAIDMENT e MAYS, 1988).

3.2.3.3.1. Componentes do hidrograma

Um hidrograma típico de cheia pode ser analisado com o intuito de melhor conhecer a resposta hidrológica de uma bacia hidrográfica. As características fisiográficas e meteorológicas são refletidas na forma do hidrograma e no volume escoado superficialmente. Na Figura 3.11 é apresentado um hidrograma típico, com a linha contínua *AEC* representando a vazão total, enquanto a linha tracejada *ABDC* representa o escoamento de base, essencialmente subterrâneo. A área compreendida entre essas linhas corresponde ao chamado escoamento direto que engloba o escoamento superficial e uma parcela do escoamento subsuperficial. Outra parte do escoamento subsuperficial é agregado à vazão de base.

Ainda em relação a Figura 3.11, observa-se que após o início da precipitação $P(t)$, existe um intervalo de tempo até a vazão ser influenciada (ponto *A*) pelas precipitações ocorridas, o que é devido principalmente a interceptação pela vegetação e acúmulo nas depressões no solo. Depois de atendidas estas perdas (ponto *A*) a vazão aumenta até um máximo denominado pico do hidrograma (ponto *E*). A partir deste ponto a vazão se reduz no tempo até o final do escoamento superficial (ponto *C*) sendo o trecho *EC* conhecido como recessão do escoamento superficial. Após o ponto *C*, a vazão do rio passa a ser totalmente suprida pelo deplecionamento do lençol freático, continuando a diminuir até a ocorrência de novas precipitações.

FIGURA 3.11 – COMPONENTES DO HIDROGRAMA



FONTE: Adaptado de Tucci (2002)

A seguir são detalhados alguns valores notáveis de tempo no hidrograma (TUCCI, 2002):

- t_l (tempo de retardo): tempo entre o baricentro da chuva e do hidrograma;
- t_p (tempo de pico): tempo entre o baricentro do hidrograma até o respectivo pico do hidrograma;
- t_c (tempo de concentração): é o maior tempo necessário para uma parcela de água precipitada atingir a exutória através do escoamento superficial e em canais;
- t_m (tempo de ascensão): é o tempo entre o início da precipitação efetiva e o pico do hidrograma (ponto E);
- t_b (tempo de base): é o tempo entre o início da chuva efetiva até o instante em que todo o volume precipitado tenha escoado superficialmente pela exutória;
- t_e (tempo de recessão superficial): intervalo de tempo entre o pico do hidrograma e o ponto C quando a vazão do rio é exclusivamente

devida à contribuição do lençol freático.

Essas definições podem variar conforme a fonte bibliográfica, por exemplo em alguns textos (e.g. CHOW, MAIDMENT e MAYS, 1988) o tempo de pico é definido como o intervalo entre o início da chuva até o pico.

3.2.3.3.2. Separação dos escoamentos direto e de base

A vazão do rio na exutória é composta por várias parcelas classificadas conforme a proveniência da água: superficial, subsuperficial e subterrânea. No entanto, nem sempre estas três fontes proverão simultaneamente o fluxo do rio. A influência de cada uma é determinada pelo estado de umidade da bacia e pela distribuição e intensidade da precipitação. Em períodos de estiagem o lençol freático será o único a fornecer água ao escoamento fluvial; enquanto que em períodos chuvosos o escoamento superficial e subsuperficial contribuem com parcelas significativas.

O escoamento, subsuperficial ocorre pelo solo em sua camada superior e tem velocidade de escoamento em geral superior ao escoamento subterrâneo, mas inferior ao escoamento superficial. A parcela devida ao escoamento subsuperficial é pequena e parte é acrescida ao escoamento superficial e outra ao subterrâneo dando origem ao escoamento direto e de base (ver Figura 3.2). A divisão entre as parcelas acrescidas a cada um depende essencialmente da velocidade de propagação do escoamento hipodérmico.

A separação do escoamento direto pode ser feita a partir de certas características do hidrograma observado. Essa separação compreende duas fases distintas (1) definição do início e fim do escoamento direto (pontos A e C) e (2) escolha da forma do hidrograma de base unindo esses pontos.

A definição dos pontos A e C é baseada no comportamento do hidrograma. O ponto A é facilmente localizado por ser o início do crescimento da vazão. A determinação do ponto C baseia-se nas características da recessão do escoamento

de base. No caso de regiões úmidas assume-se em geral que o reservatório subterrâneo representado pelo aquífero freático seja um reservatório linear de forma que a vazão de base é proporcional ao volume armazenado. Essa hipótese, assumindo ausência de recarga, conduz à seguinte expressão para a vazão de base:

$$Q(t) = Q(t_0)e^{-\alpha(t-t_0)} \quad (3.5)$$

onde: $Q(t)$ - vazão no instante t [L^3T^{-1}];
 $Q(t_0)$ - vazão no instante t_0 [L^3T^{-1}];
 α - coeficiente de depleção do escoamento de base [T^{-1}].

É importante frisar que a Equação 3.5 só é válida para rios perenes pois a vazão apesar de diminuir no tempo nunca se anula. Em regiões áridas outros modelos de recessão do escoamento de base devem ser usados.

O método analítico consiste em aplicar sucessivamente a Equação 3.6 (Equação 3.5 reescrita isolando a constante de recessão e considerando a discretização temporal em Δt 's) calculando o coeficiente de depleção (α) para pares de vazões em intervalos de tempo consecutivos.

$$\alpha_j = \frac{1}{\Delta t} \ln \frac{Q(j+1)}{Q(j)} \quad (3.6)$$

onde: α_j - constante de recessão para o instante j [T^{-1}];
 Δt - intervalo de tempo [T];
 $Q(j)$ - vazão no instante j [L^3T^{-1}].

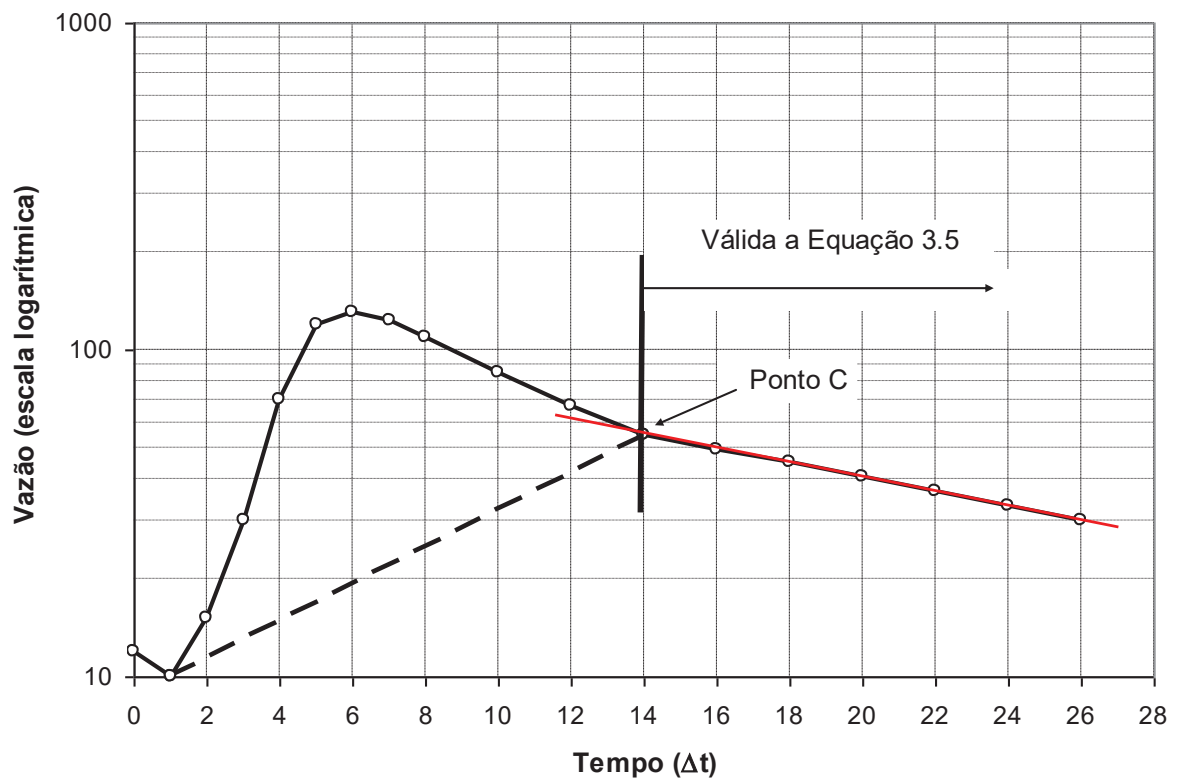
O instante onde os valores calculados de α_j se tornarem constantes ($\alpha_j = \alpha_{j+1} = \alpha_{j+2} = \dots$) corresponde ao ponto C.

O método gráfico tem sua fundamentação teórica idêntica ao método analítico, porém é executado de forma visual. Neste método o hidrograma é representado em escala mono-log (logaritmo das vazões) de forma a dispor em linha reta as vazões devidas exclusivamente ao escoamento de base. Na Figura 3.12 é mostrado um exemplo deste método em que o ponto C tem início no instante 14, quando as vazões passam a estar dispostas sobre uma linha reta no gráfico mono-log.

Determinado o ponto C resta o problema de como unir os pontos A e C para separar os dois tipos de escoamento e obter o chamado hidrograma de escoamento direto que descarta a contribuição do escoamento subterrâneo.

Vários métodos têm sido propostos e podem ser agrupados em duas classes gerais (1) os métodos gráficos que apresentam um certo grau de subjetividade e (2) os métodos de filtros numéricos seletivos, baseados nas diferenças entre as variações temporais dos tipos de escoamento.

FIGURA 3.12 – MÉTODO GRÁFICO PARA DETERMINAÇÃO DO PONTO C



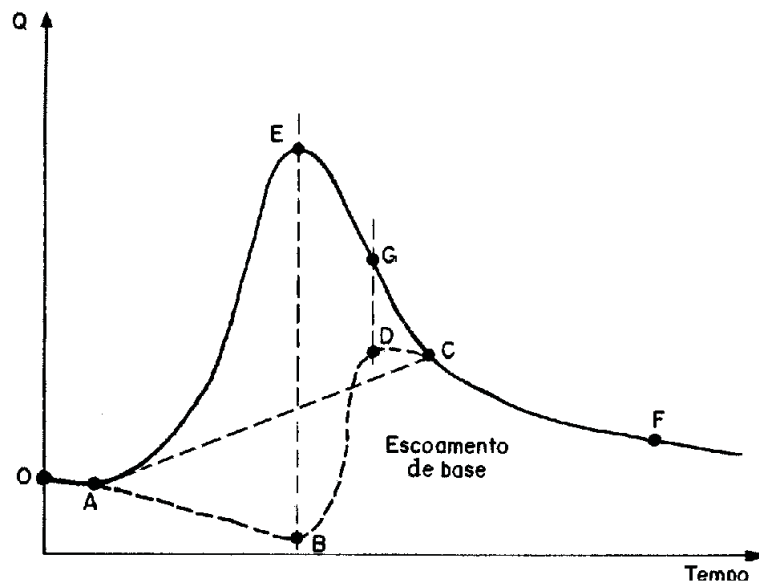
Os métodos gráficos mais usuais para unir os pontos A e C são apresentados na Figura 3.13 e descritos a seguir.

- Método da linha reta: ligam-se os pontos A e C por uma reta no hidrograma de vazões;
- Método da linha reta no espaço log: unem-se os pontos A e C por uma reta no hidrograma logarítmico das vazões;
- Método da extrapolação das curvas de recessão: Extrapolam-se as

curvas de recessão inicial (OA) até o instante do pico (ponto B) e final (CF) até o ponto D (instante onde ocorre a inflexão do trecho EC – ponto G) e unem-se os pontos B e D subjetivamente.

Embora o terceiro método seja mais condizente com a natureza do escoamento de base (recarga no trecho BD e recessão nos trechos AB e DC) o método da linha reta é amplamente usado pela sua simplicidade e os resultados são bastante similares ao método da extrapolação das curvas de recessão. Além disso o trecho de recarga do aquífero fica definido de forma bastante arbitrário e nem sempre em conformidade com a realidade da bacia.

FIGURA 3.13 – MÉTODOS GRÁFICOS DE SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO



FONTE: Adaptado de Tucci (2002)

Os métodos baseados em filtros numéricos para separação dos escoamentos são menos subjetivos e muitas vezes são automatizados em programas de computador. ARAÚJO (1995) utilizou filtros autorrecursivos para obter a separação do hidrograma de cheias em dois ou três componentes de escoamento a partir das frequências de corte de cada componente e a utilização de um filtro $AR(1)$.

ARNOLD *et. al.* (1995) usou um filtro digital autorrecursivo para separar a componente rápida (alta frequência de sinais), correspondente ao escoamento direto,

e a componente lenta (pequena frequência de sinais), correspondente ao escoamento de base. Embora não exista uma base física para esse método e o uso original dos filtros autorrecursivos seja para análise e processamento de sinais elétricos, a sua aplicação na análise e separação de hidrogramas tem apresentado resultados satisfatórios.

A equação do filtro proposto por ARNOLD *et. al.* (1995) é:

$$Q_{\text{sup}}(t) = \text{máximo} \begin{cases} 0 \\ \beta Q_{\text{sup}}(t-1) + \frac{(1+\beta)}{2}[Q(t) - Q(t-1)] \end{cases} \quad (3.7)$$

onde: $Q_{\text{sup}}(t)$ - vazão do escoamento superficial no instante t [L^3T^{-1}];
 $Q(t)$ - vazão total no instante t [L^3T^{-1}];
 β - parâmetro do filtro (adimensional).

A vazão de base é calculada pela equação:

$$Q_b(t) = Q(t) - Q_{\text{sup}}(t) \quad (3.8)$$

onde: $Q_b(t)$ - vazão de base [L^3T^{-1}];

3.3. HIDROGRAMA UNITÁRIO

3.3.1. Princípios Gerais

O modelo hidrológico chamado de Hidrograma Unitário (HU), foi proposto por SHERMAN¹ em 1932 (CHOW, MAIDMENT e MAYS, 1998). É um modelo concentrado, determinístico e empírico que representa a resposta da bacia hidrográfica, em termos de escoamento superficial à precipitação efetiva de intensidade $1 \text{ cm}/\Delta t$, uniformemente distribuída sobre a área da bacia e durante um intervalo de tempo Δt . O hidrograma unitário instantâneo - HUI é uma particularização do hidrograma unitário obtido quando o intervalo de tempo tende a zero e corresponde a função resposta de um pulso instantâneo unitário.

¹ SHERMAN, L. K. Stream flow from rainfall by the unit-graph method. **Eng. News Rec.**, v. 108, p. 501-505, April 1932.

Embora o hidrograma unitário instantâneo seja um conceito teórico, pois a precipitação não pode ocorrer em um tempo nulo, é bastante prático pois só depende das características da bacia e a elas pode ser relacionado, principalmente às características fisiográficas. A resposta da bacia a uma dada chuva efetiva de intensidade $I(t)$ será dada pela integral de convolução:

$$Q(t) = \int_{A_c} \left[\int_0^t I_e(\tau) U(t-\tau) d\tau \right] dA_c \quad (3.9)$$

onde: Q – vazão que escoa superficialmente no instante t [L^3T^{-1}];
 I_e – intensidade da chuva efetiva [LT^{-1}];
 U – hidrograma unitário instantâneo [T^{-1}];
 A_c – área contribuinte ao escoamento superficial [L^2];
 t – tempo [T].

Este modelo corresponde a um sistema linear, e conseqüentemente, dois importantes princípios básicos de sistemas lineares são válidos: o princípio da proporcionalidade, ou seja a saída do sistema é diretamente proporcional a entrada; e o princípio da superposição dos efeitos, em que um valor de entrada x corresponde a saída y for desmembrado em parcelas x_1 e x_2 , tal que $x_1 + x_2 = x$, e obtidas as saídas y_1 e y_2 resulta $y_1 + y_2 = y$ (TUCCI, 1998).

O hidrograma unitário está subordinado a hipóteses que, na prática, podem ser difíceis de serem verificadas por completo, necessitando que os eventos de cheia sejam escolhidos cuidadosamente, atendendo aos seguintes critérios:

- a) a chuva efetiva deve ter intensidade constante ao longo de cada intervalo de discretização do tempo (Δt);
- b) a chuva deve ser uniformemente distribuída pela bacia;
- c) para precipitações efetivas de durações iguais, as durações dos escoamentos superficiais serão iguais;
- d) as ordenadas de dois HU são proporcionais às precipitações efetivas quando os volumes escoados são diferentes, porém as durações das precipitações efetivas são iguais;
- e) os hidrogramas de precipitações efetivas sequenciais podem ser

obtidos pela superposição dos hidrogramas de cada uma dessas precipitações.

Essas hipóteses falham na prática principalmente para bacias maiores onde as não linearidades do escoamento em canal passam a dominar. Assim o uso do HU fica restrito a bacias com áreas de drenagem em geral inferiores a 5000 km².

3.3.2. Hidrogramas Unitários Sintéticos

Várias formulações do hidrograma unitário têm sido propostos a fim de relacionar a resposta hidrológica com as características físicas das bacias dando origem aos hidrogramas unitários sintéticos - HUS. Exemplos destes modelos são o hidrograma unitário triangular do *Soil Conservation Service* (SCS) e o de HUS de Snyder, além de muitos outros. Muitos trabalhos desenvolvidos entre as décadas de 30 e 80 estabeleceram relações empíricas relacionando os parâmetros dos hidrogramas unitários (vazão máxima, tempo de base, tempo de pico, etc) com as características físicas das bacias (área, declividade, impermeabilização, rugosidade, densidade de drenagem).

VISSMAN, LEWIS e KNAPP (1989) apresentam uma descrição detalhada de vários hidrogramas unitários sintéticos (HUS) incluindo os modelos de Snyder, Gray Espey e Clark. CHOW, MAIDMENT e MAYS (1988) detalham os modelos de Snyder e do SCS.

Os HUS tem sido extensivamente usados em bacias sem monitoramento de vazões para a definição de cheias de projeto particularmente no caso de obras viárias, pequenas centrais hidrelétricas e obras de abastecimento de água. Entretanto a escolha do modelo a ser usado deve considerar criteriosamente as semelhanças entre a bacia em estudo e as bacias que deram origem ao desenvolvimento do modelo. Hidrogramas unitários instantâneos podem ser obtidos dos HU convencionais por vários métodos entre os quais se destaca o método da curva S (CHOW, MAIDMENT e MAYS, 1988).

3.3.3. Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico

RODRIGUEZ-ITURBE e VALDÉS (1979) apresentam pela primeira vez o HUIG - Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico. Neste trabalho os autores utilizaram a ordenação dos rios segundo Strahler para definir o estado de uma dada partícula de água. Foi assumido que o tempo de permanência de uma gota d'água em um trecho de rio de ordem i , portanto estado i , é uma variável aleatória distribuída exponencialmente. A passagem da gota d'água do trecho de rio de ordem i para um outro trecho de ordem j representa a mudança do estado i para o estado j e está associada a uma probabilidade de transição PT_{ij} . A disposição dessas probabilidades em formato matricial define a matriz de transição que é uma matriz de Markov permitindo calcular os parâmetros do HU. Os elementos da matriz de transição, o tempo de pico e a vazão de pico foram calculados a partir das leis empíricas de Horton acerca da organização da rede de drenagem, cujos parâmetros são dados por:

$$R_B = \frac{N_\omega}{N_{\omega+1}} \quad R_L = \frac{\overline{L}_\omega}{\overline{L}_{\omega-1}} \quad R_A = \frac{\overline{A}_\omega}{\overline{A}_{\omega-1}}$$

onde: R_B – relação de bifurcação;
 R_L – relação dos comprimentos;
 R_A – relação das áreas médias;
 N – número de canais de ordem ω ;
 \overline{L} - comprimento médio dos canais de ordem ω [L];
 \overline{A} - área média total das sub-bacias de ordem ω [L²].

GUPTA, WAYMIRE e WANG (1980) generalizaram a formulação de RODRIGUEZ-ITURBE e VALDÉS (1979) seguindo a mesma linha de raciocínio, sem invocar a suposição da estrutura *markoviana* para a transição da gota d'água entre cursos de diferentes ordens, fato que permitiu que fossem testados outros tipos de função densidades de probabilidades para o tempo de permanência das partículas em cada estado. Adicionalmente, consideraram sub-bacias e bacias incrementais de drenagem. Com isto, o estado i passa a ser composto pelo trecho de rio de ordem i e a respectiva região com drenagem direta para este.

BETTINE (1984) e CARVALHO (1995) desenvolveram trabalhos implementando o modelo proposto por GUPTA, WAYMIRE e WANG (1980), relatando que o mesmo oferece um meio eficaz para gerar hidrogramas de bacias, entretanto citam a necessidade de um estudo aprimorado a respeito da velocidade de escoamento e da intensidade da chuva.

AGNESE, D'ASARO e GIORDANO (1988) abandonaram a hipótese da distribuição espacial uniforme para a velocidade, investigando uma distribuição espacial no tempo de percurso da água nos canais e verificaram que o tempo de percurso poderia ser expresso como função dos parâmetros morfométricos que dependem da declividade do canal na rede. O modelo proposto é chamado de Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico de Velocidade Variável – HUIGVV.

VAN DER TAK e BRAS (1990) incorporaram os efeitos das vertentes na formulação básica do HUIG usando a distribuição gama para o tempo de deslocamento pelos caminhos de fluxo e introduziram a velocidade de escoamento em vertentes. Através do método dos momentos eles observaram que a velocidade em vertentes é inferior em duas ordens de grandeza à velocidade nos canais, fato que causa significativo impacto na representação da resposta da bacia.

JIN (1992) desenvolveu um trabalho admitindo a hipótese que a distribuição de tempos de permanência de água em canais de diversas ordens pode ser expressa pela função gama. O modelo é denominado Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico Tipo Gama – HUIGG.

MAIDMENT (1993) propôs um promissor conceito usando SIG – Sistema de Informações Geográficas, para derivar o Hidrograma Unitário Espacialmente Distribuído (HUED) que reflete a distribuição espacial das características do fluxo da bacia. O HUED é similar ao HUIG, exceto que este usa SIG para descrever a conexão dos caminhos de fluxo ao invés de argumentos probabilísticos. O tempo de percurso a partir de cada célula até a exutória é calculada pela divisão de cada comprimento do fluxo por uma velocidade constante. Subseqüentemente, um diagrama tempo-área

baseado no tempo de percurso de cada célula é assim obtido.

Um modelo mais elaborado, que leva em conta translação e os efeitos do armazenamento na bacia foi apresentado por MAIDMENT *et. al.* (1996). Neste modelo, a resposta da bacia é calculada como a soma das respostas de cada célula, cada qual determinada como combinação do processo de escoamento superficial e de reservatório linear. O processo de escoamento superficial foi determinado segundo a distribuição espacial da área de drenagem afluyente à célula e a declividade, conforme a equação:

$$V_j = Vm \frac{S_j^b A_j^c}{\frac{1}{k} \sum_{i=1}^k S_j^b A_j^c} \quad (3.10)$$

onde: V_j – velocidade do escoamento superficial na célula [LT^{-1}];
 Vm – parâmetro que representa a velocidade média do escoamento superficial na bacia [LT^{-1}];
 A_j – área a montante da célula j [L^2];
 S_j – declividade da célula j [adimensional];
 b – expoente da declividade [adimensional];
 c – expoente da área afluyente [adimensional];
 k - número de células em que a bacia foi dividida [adimensional].

Posteriormente, OLIVERA e MAIDMENT (1999) propuseram um método de propagação da chuva excedente distribuída espacialmente pela bacia usando funções de resposta derivadas do modelo digital do terreno. A propagação da água de uma célula para a próxima foi feita através da função de resposta de primeira passagem que é derivada da equação de advecção-dispersão. Os parâmetros da função de resposta do caminho de fluxo são a velocidade e o coeficiente de dispersão. A resposta da bacia é obtida como a soma das respostas de cada caminho de fluxo.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

O modelo proposto nessa dissertação utiliza características físicas da bacia hidrográfica, tais como declividade, direções de fluxo e áreas de afluência na obtenção do hidrograma unitário. Desta forma a descrição da área de estudo, no que tange à localização e principais características são primeiramente introduzidas de forma a facilitar a compreensão pelo leitor, situando-o acerca da região de estudo e suas características que influenciaram em várias das escolhas realizadas ao longo do desenvolvimento metodológico.

4.1. ÁREA DE ESTUDO

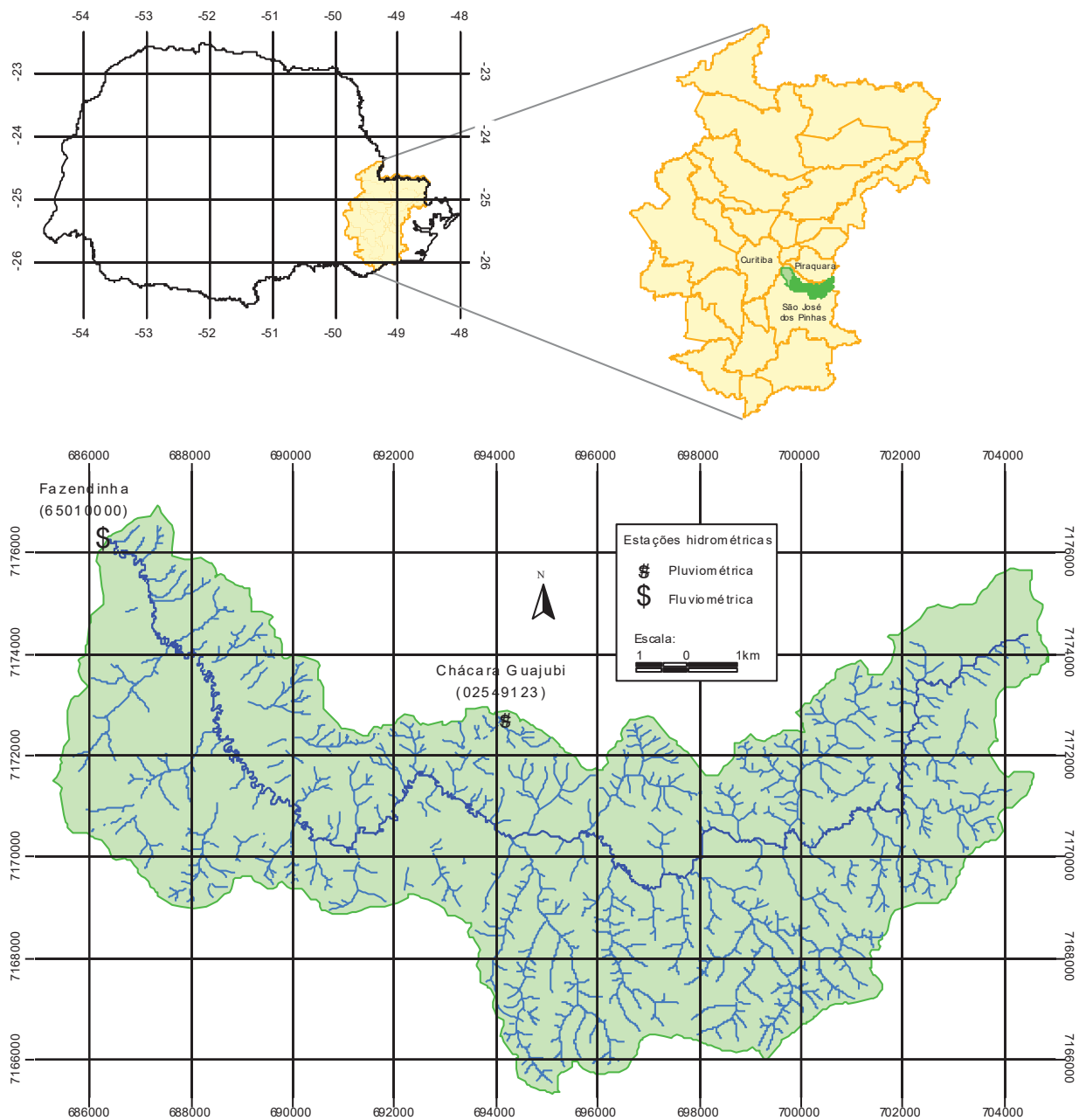
A bacia hidrográfica do rio Pequeno está compreendida entre as latitudes 25°29' e 25°37' sul e as longitudes 48°58' e 49°11' oeste. Sua área está integralmente contida nos limites do município paranaense de São José dos Pinhais, região metropolitana de Curitiba. Com desenvolvimento no sentido geral leste-oeste, tem as nascentes localizadas na encosta ocidental da Serra do Mar e deságua no rio Iguaçu, totalizando uma área de drenagem de 134 km².

A localização da bacia do rio Pequeno é apresentada na Figura 4.1, bem com a localização da estação pluviométrica Chácara Guajubi (02549123) e pluvi-fluviométrica Fazendinha (02549017/65010000). No presente trabalho a área afluente da estação fluviométrica Fazendinha é de 104 km² e será daqui por diante designada como “bacia hidrográfica do rio Pequeno”.

A bacia apresenta topografia ondulada suave, com áreas de inundação encontradas nos vales, principalmente no baixo Pequeno. O desnível total do rio principal desde a nascente até a estação é de 103 m e o comprimento do vale é de 45,2 km, resultando em uma declividade média do leito de 0,0022m/m. O solo é basicamente do tipo argiloso e apresenta pequena profundidade. O levantamento realizado em campo dos tipos de solo resultou em oito tipos de solos agrupados em 4

classes: (1) Latossolos, com ocorrência na margem esquerda na parte baixa da bacia; (2) Organossolos, predominantemente encontrados nas proximidades dos principais rios da bacia; (3) Argilossolos, encontrados no médio Pequeno e na porção setentrional do baixo Pequeno e (4) Cambissolos, de ocorrência no alto Pequeno (SANTOS, 2001).

FIGURA 4.1 - LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO RIO PEQUENO



O clima da região é caracterizado por temperaturas máximas e mínimas

amenas (mesotérmico) e sem estação seca definida totalizando, em média, cerca de 1800 mm de precipitação ao ano. Estes dados refletem a classificação de Köppen como Cfb. A vazão média de longo termo do rio pequeno é de $2,73\text{m}^3/\text{s}$ o que corresponde a uma vazão específica de $26,3\text{ l/s/km}^2$, implicando em um coeficiente de escoamento superficial igual a 46% e uma evapotranspiração da ordem de 1000mm/ano.

4.2. MODELO DE SIMULAÇÃO DE VAZÕES

O desenvolvimento do modelo de simulação usado nesta dissertação seguiu essencialmente os passos propostos por BEVEN (2001) e já exposto na Figura 3.1.

4.2.1. Percepção

A bacia do rio Pequeno possui clima temperado sem ocorrência de temperaturas extremas por longos períodos e sem sazonalidade definida, com precipitação bem distribuída ao longo do ano. Estas características climáticas favorecem o desenvolvimento de vegetação densa. No alto e médio Pequeno a floresta Atlântica é a cobertura vegetal predominante. No baixo Pequeno, região mais próxima do centro urbano, existe a predominância de campos e agricultura. A topografia é suave e confere ao baixo Pequeno a ocorrência de consideráveis áreas de inundação entre os meandros do rio principal e o desenvolvimento de áreas saturadas. Corrobora para a saturação do solo a característica de ser este de pequena profundidade. Devido a todos esses fatores é suposto que a representação do fenômeno de geração de escoamento superficial na bacia do rio Pequeno será melhor desempenhado pelo modelo *dunniano*. Considerando-se ainda o hidrograma unitário (HU) um modelo adequado dado o tamanho da bacia, a teoria do HU será adaptada às características topográficas distribuídas da bacia para contemplar o escoamento superficial *dunniano*, como já foi comentado no capítulo anterior. Para tanto o HU foi obtido pela soma das respostas individuais das células como proposto por

MAIDMENT *et. al.* (1996).

4.2.2. Concepção

A formulação clássica da modelagem pelo hidrograma unitário foi alterada para contemplar a decomposição espacial da resposta hidrológica. Originalmente, o cálculo da vazão de uma área unitária é feito através da convolução entre a precipitação efetiva, representada pela intensidade desta, e o hidrograma unitário:

$$q(t) = \int_0^t I_e(\tau)U(t-\tau)d\tau \quad (4.1)$$

onde: q – vazão que escoar superficialmente por unidade de área no tempo t [LT^{-1}];
 I_e – intensidade da chuva efetiva [LT^{-1}];
 U – hidrograma unitário instantâneo [T^{-1}];
 t – tempo [T].

A vazão na exutória da bacia é calculada pela equação:

$$Q(t) = \int_{A_c} \left[\int_0^t I_e(\tau)U(t-\tau)d\tau \right] dA \quad (4.2)$$

onde: Q – vazão que escoar superficialmente no instante t [L^3T^{-1}];
 A_c – área contribuinte ao escoamento superficial [L^2].

A decomposição espacial da Equação 4.2 foi feita apoiando-se nos princípios da proporcionalidade e superposição dos efeitos, ambos válidos para o hidrograma unitário enquanto sistema linear. A resposta da bacia passa a ser obtida pela soma das respostas individuais das k células contribuintes ao escoamento superficial, conforme a equação:

$$Q(t) = \sum_{j=1}^k \Delta A \int_0^t I_{e_j}(\tau)U_j(t-\tau)d\tau \quad (4.3)$$

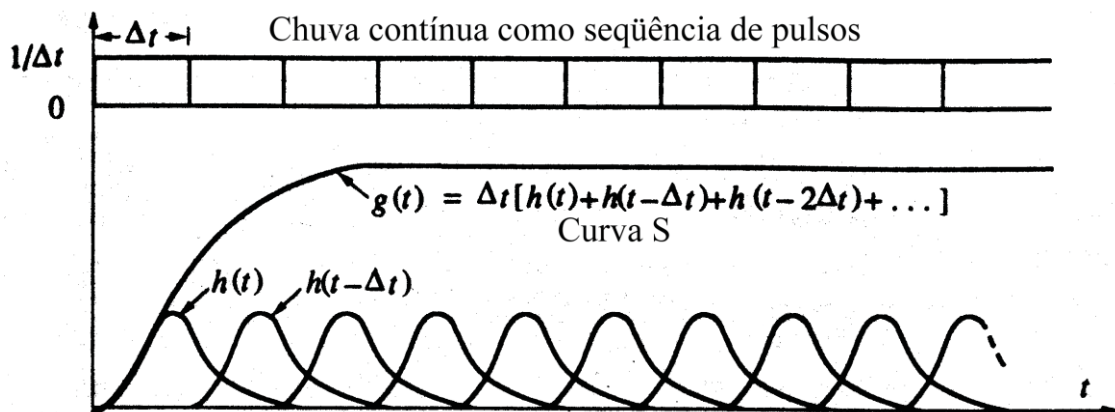
onde: ΔA - área da célula [L^2];
 I_{e_j} – intensidade da precipitação efetiva que atinge a célula j [LT^{-1}];
 U_j – hidrograma unitário, na exutória da bacia, da célula j [T^{-1}];
 k – número de células contribuintes.

A resposta hidrológica de uma célula, por analogia a uma bacia, pode ser obtida segundo a teoria apresentada em CHOW, MAIDMENT e MAYS (1988) para a

derivação do hidrograma unitário através da curva S.

A curva S, ou *step function*, é aquela resultante de uma chuva efetiva de intensidade $1\text{cm}/\Delta t$ que ocorre continuamente por um tempo indefinido. A forma da curva se assemelha a letra “S” (daí o seu nome) e tende a estabilizar em um valor de vazão por unidade de área igual ao valor da intensidade da chuva efetiva (Figura 4.2).

FIGURA 4.2 - CURVA S



FONTE: Chow, Maidment e Mays (1988)

CHOW, MAIDMENT e MAYS (1988) mostram que as ordenadas da curva S são dadas pela expressão:

$$g(t) = \Delta t [h(t) + h(t - \Delta t) + h(t - 2\Delta t) + \dots] \quad (4.4)$$

onde: $g_j(t)$ - curva S ou *step function* para a célula j [adimensional];

$h(t)$ - é o HU para o intervalo de tempo Δt [T-1]

Aplicando à Equação 4.1 uma chuva de intensidade unitária e duração indefinida resulta:

$$g_j(t) = \int_0^t U_j(\tau) d\tau \quad (4.5)$$

Ao impor a condição de que a precipitação ocorre durante um intervalo de tempo infinitesimal, isto é, um impulso, a resposta da bacia é o resultado da diferenciação da Equação 4.5 pela variável tempo e é denominado de hidrograma

unitário instantâneo. Quando o domínio do tempo é discreto, a representação do hidrograma unitário assume a forma da Equação 4.6 que é a derivação numérica da Equação 4.5 em relação ao tempo.

$$h_j(t) = \frac{1}{\Delta t} [g_j(t) - g_j(t - \Delta t)] \quad (4.6)$$

onde: $h_j(t)$ - função de resposta unitária (HU) da célula j [T^{-1}];
 Δt - intervalo de tempo [T].

Nos postos pluviométricos a variável medida não é a intensidade da chuva (I), mas a chuva acumulada durante um intervalo do tempo, desta forma a chuva acumulada em i intervalos de tempo (Δt) é dada pela seguinte equação:

$$P_{e_j}(i) = \int_{(i-1)\Delta t}^{i\Delta t} I_{e_j}(\tau) d\tau \quad (4.7)$$

onde: $P_{e_j}(i)$ - precipitação efetiva sobre a célula j durante o intervalo de tempo i [L].

A vazão total será obtida pela soma de todas as respostas individuais das células propagadas até a exutória:

$$Q(n) = \frac{1}{\Delta t} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^k \Delta A P_{e_j}(i) h_j(n-i+1) \quad (4.8)$$

A Equação 4.8 representa a forma discretizada da equação de convolução (Equação 4.2).

Como a área ΔA é constante e igual a área de uma célula e a precipitação $P_{e_j}(i)$ é considerada uniformemente distribuída sobre a bacia a Equação 4.8 pode ser reescrita como:

$$Q(n) = \frac{1}{\Delta t} \Delta A \sum_{i=1}^n P_e(i) U(n-i+1) \quad (4.9)$$

com:

$$U(n-i+1) = \sum_{j=1}^k h_j(n-i+1) \quad (4.10)$$

onde: $P_e(i)$ – precipitação efetiva no intervalo de tempo i [L].

Com a utilização da teoria *dunniana* de geração do escoamento superficial a área contribuinte ao escoamento superficial da bacia passa a ser variável no tempo, acompanhando as variações de umidade da bacia. O indicador do estado de umidade adotado foi o percentual de área saturada da bacia. Este valor relaciona biunivocamente o estado de umidade da bacia com a distribuição espacial das áreas saturadas e, conseqüentemente, da função de resposta da bacia. A teoria do HU foi adaptada para acomodar o dinamismo das áreas saturadas sem, no entanto, perder a característica de representar um fenômeno linear. A adaptação foi realizada de modo a utilizar o HU específico para o percentual de área saturada no instante da precipitação, conforme a Equação 4.11.

$$Q(n) = \frac{1}{\Delta t} \Delta A \sum_{i=1}^n P_e(i) U[AS\%(i), (n-i+1)] \quad (4.11)$$

onde: $AS\%(i)$ - percentual de área saturada no intervalo de tempo i ;

Com a especificidade do HU relativamente ao percentual de área saturada foi necessário o cálculo de diversos HU's. Adotou-se a discretização de um em um por cento necessitando o cálculo de 100 HU's para cobrir o intervalo entre 0 e 100% de área saturada da bacia.

A função de resposta unitária na exutória de cada célula foi determinada com base nos tempos de percurso e por um modelo de propagação por difusão. O modelo de propagação é representado pela equação de Saint Venant simplificada com a omissão dos termos de inércia: Equação 4.12. Essa simplificação chamada de “zero inércia” (STRELKOFF, 1970) é válida para escoamentos unidimensionais e não permanentes onde as forças correspondentes às acelerações locais e convectivas são pequenas quando comparado às forças de pressão, gravidade e tensões tangenciais. Pode-se mostrar (FILL, 1984) que isso ocorre na maioria das cheias naturais em rio. A Equação 4.12 também não considera o efeito na variação da corrente de movimento do fluxo lateral ao longo do escoamento. (OLIVERA e MAIDMENT, 1999).

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + C \frac{\partial Q}{\partial x} - D \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} = 0 \quad (4.12)$$

onde: Q – vazão no instante t [L^3T^{-1}];
 t – tempo [T];
 x – comprimento do caminho de fluxo [L];
 C – celeridade da onda cinemática [LT^{-1}];
 D – coeficiente de dispersão [L^2T^{-1}];

A solução da Equação 4.12 para a variável Q na saída da célula j considerando como entrada um impulso unitário e condições de contorno absorventes e transmissivas foi obtida por NAUMAN¹ *apud* OLIVERA e MAIDMENT (1999) e por ele denominada de *first-passage-distribution*.

$$u_j(t) = \frac{1}{2t\sqrt{\pi(t/t_j)/(v_j l_j/d_j)}} \exp\left\{-\frac{[1-(t/t_j)]^2}{4(t/t_j)/(v_j l_j/d_j)}\right\} \quad (4.13)$$

onde: u_j – hidrograma unitário da célula j na exutória [T^{-1}];
 t_j – tempo médio de translação da água pela célula j [T];
 l_j – comprimento do percurso da água dentro da célula j [L];
 v_j – velocidade de escoamento médio dentro da célula j [LT^{-1}];
 d_j – coeficiente de dispersão na célula j [L^2T^{-1}];

Como esta função representa o hidrograma unitário está sujeita ao princípio da superposição dos efeitos e conseqüentemente a resposta da bacia é dada pelo somatório das respostas de cada célula. Este somatório tem a característica que a propagação da vazão em uma dada célula não interfere na propagação das vazões das outras células, de forma que as propagações são independentes mesmo que simultâneas.

Para que seja válida a função $u_j(t)$, algumas condições matemáticas devem ser satisfeitas, por exemplo, se uma entrada na célula A é propagada até a célula B e então finalmente propagada até a célula C deve ser equivalente à propagação direta de A até C . Para entender as implicações desta condição, considera-se que a função de resposta $U_{AB}(t)$ é a função densidade de probabilidade de uma variável aleatória

¹ NAUMAN, E. B. Residence time distributions in systems governed by the dispersion equation. *Chem. Eng. Sci.*, n. 36, p. 957-966, 1981.

X_{AB} que representa o tempo gasto por uma partícula de água que viaja pelo percurso da célula A até a célula B . Por analogia $U_{BC}(t)$ e $U_{AC}(t)$ são funções densidade probabilidade das variáveis aleatórias X_{BC} e X_{AC} , respectivamente. Como o tempo gasto no percurso AC é a soma dos tempos gastos em AB e BC , tem-se que $X_{AC} = X_{AB} + X_{BC}$. Em termos de funções de densidade probabilidade que $U_{AC}(t) = U_{AB}(t) * U_{BC}(t)$, onde o asterisco representa convolução.

A extensão desse conceito das funções de resposta até o nível das células permite ao modelo de escoamento possuir parâmetros independentes de escala. Como o tempo gasto em um percurso é igual ao somatório dos tempos em cada célula *i.e.* $X_j = x_1 + x_2 + \dots + x_k$, onde X_j é uma variável aleatória que representa o tempo gasto no caminho de fluxo e x_1, x_2, \dots, x_k variáveis aleatórias que representam o tempo gasto em cada uma das k células, o valor da função $U_j(t)$ é:

$$U_j(t) = u_1(t) * u_2(t) * \dots * u_k(t) \quad (4.14)$$

onde: $U_j(t)$, $u_1(t)$, $u_2(t)$, $u_k(t)$ - são funções densidade de probabilidades das variáveis X_j , x_1 , x_2 , x_k , respectivamente.

A função de resposta para o caminho de fluxo da célula j é obtida pela convolução das funções de respostas das células contidas no caminho de fluxo conforme Equação 4.14, porém a aplicação prática dessa equação implica em um demasiado esforço computacional e tempo de processamento. Desta forma uma solução aproximada proposta por OLIVERA e MAIDMENT (1999) foi adotada utilizando uma função de distribuição de dois parâmetros.

$$U_j(t) = \frac{1}{2t\sqrt{\pi \frac{t\Delta_j}{T_j}}} \exp\left[-\frac{\left(1 - \frac{t}{T_j}\right)^2}{\frac{4t\Delta_j}{T_j}}\right] \quad (4.15)$$

onde: $U_j(t)$ – valor da função de redistribuição no instante t [T^{-1}];
 t – instante de tempo [T];
 T_j – tempo de percurso da célula J até a exutória [T];
 Δ_j – parâmetro de dispersão da distribuição [L^2T^{-1}];

A grande vantagem desta abordagem alternativa é que cada caminho de fluxo

consiste em apenas três pontos de informação: um tipo de função de distribuição com dois parâmetros e os dois parâmetros da distribuição, a desvantagem reside na imprecisão que, no entanto, é pequena (OLIVERA e MAIDMENT, 1999).

A Equação 4.15, obtida por DEGROOT¹ *apud* OLIVERA e MAIDMENT (1999), é aproximada e alcançada com a atribuição de valores para os dois parâmetros da distribuição T_J e Δ_J pelas Equações 4.16 e 4.17, respectivamente.

$$T_J = \sum_{j=1}^J \frac{\ell_j}{V_j} \quad (4.16)$$

$$\Delta_J = \frac{\sum_{j=1}^J \frac{d_j \ell_j}{V_j}}{\left(\sum_{j=1}^J \frac{\ell_j}{V_j} \right)^2} \quad (4.17)$$

com ℓ_j (ver Figura 4.21):

$$\ell_j = \begin{cases} \ell_{j\text{ célula}} & \text{p/ direções de fluxo} = 1, 4, 16 \text{ ou } 64 \\ 1,41 \ell_{j\text{ célula}} & \text{p/ direções de fluxo} = 2, 8, 32 \text{ ou } 128 \end{cases}$$

onde: $\ell_{j\text{ célula}}$ - dimensão da célula [L];

V_j - velocidade do escoamento na célula j [LT⁻¹];

d_j - coeficiente de dispersão da célula j [L²T⁻¹].

A velocidade do escoamento superficial em cada célula (V_j) foi determinada por uma rotina computacional que utiliza a seguinte equação:

$$V_j = Vm \frac{S_j^b A_j^c / n^d}{\frac{1}{k} \sum_{i=1}^k S_i^b A_i^c / n^d} \quad (4.18)$$

onde: V_j – velocidade do escoamento superficial na célula [LT⁻¹];

Vm – parâmetro que representa a velocidade média do escoamento superficial na bacia [LT⁻¹];

A_j – área a montante da célula j [L²];

S_j – declividade da célula j [adimensional];

n_j – coeficiente de rugosidade de Manning da célula j [adimensional];

¹ DEGROOT, M. H. **Probability and statistics**, Addison-Wesley, Reading Mass., 1986

b – expoente da declividade (adimensional, igual a 0,30);
 c – expoente da área afluente (adimensional, igual a 0,40);
 d – expoente do coeficiente de rugosidade (adimensional, igual a 0,60);
 k - número de células em que a bacia foi dividida [adimensional].

Esta equação corresponde a uma alteração da Equação 3.10, apresentada em MAIDMENT *et. al.* (1996), onde foi incorporado o fator de resistência (coeficiente de rugosidade de Manning) contemplando a variabilidade espacial deste parâmetro.

A Equação 4.18 foi aplicada sem fazer distinção entre as células pertencentes ou não pertencentes aos canais. A justificativa para isso é a evidência de que a velocidade em canais tende a ser constante ao longo de seus cursos. Uma análise qualitativa da Equação 4.18 mostra que os valores encontrados de velocidade, para grandes áreas de drenagem afluentes a uma dada célula, são demasiadamente altos e por outro lado pequenas áreas afluentes ou pequenas declividades resultariam em velocidades muito baixas. Para corrigir esses valores irreais de velocidade foi feita a verificação de que cada célula tivesse o valor de sua velocidade contido dentro de um intervalo de limites inferior e superior, $V_{mín}$ e $V_{máx}$ respectivamente, no caso do valor calculado resultar fora do intervalo, à célula foi arbitrada a velocidade limite do intervalo (MAIDMENT *et. al.*, 1996). DUNNE (1978) sugere que a velocidade do escoamento superficial em vertentes varia entre 10 m/h e 500 m/h. Desta forma, a metodologia aplicada através da rotina computacional pode ser explicitada pela seguinte formulação:

$$\begin{array}{l}
 V_{mín} \\
 \\
 V = V_j = Vm \frac{S_j^b A_j^c / n^d}{\frac{1}{k} \sum_{i=1}^k S_i^b A_i^c / n^d} \\
 \\
 V_{máx}
 \end{array}
 \begin{array}{l}
 \text{p/ } V_j = Vm \frac{S_j^b A_j^c / n^d}{\frac{1}{k} \sum_{i=1}^k S_i^b A_i^c / n^d} < V_{mín} \\
 \\
 \text{p/ } V_{mín} \leq V_j = Vm \frac{S_j^b A_j^c / n^d}{\frac{1}{k} \sum_{i=1}^k S_i^b A_i^c / n^d} \leq V_{máx} \quad (4.19) \\
 \\
 \text{p/ } V_j = Vm \frac{S_j^b A_j^c / n^d}{\frac{1}{k} \sum_{i=1}^k S_i^b A_i^c / n^d} > V_{máx}
 \end{array}$$

TABELA 4.1 – COEFICIENTE DE RUGOSIDADE DE MANNING (N)

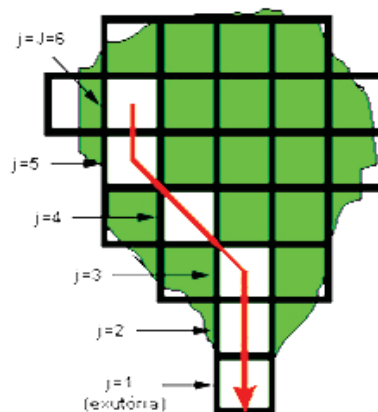
USO DO SOLO	n
Rios	0.020
Urbano	0.015
Agricultura / solo exposto	0.025
Floresta	⁽¹⁾ 0.400
Campo	⁽¹⁾ 0.250
Áreas alagadiças	⁽¹⁾ 0.100

(1) Valor arbitrado

FONTE: Chow, Maidment e Mays (1988); Daily e Harleman (1966)

Uma vez calculada a velocidade em cada uma das células, foram determinados os percursos das células até a exutória com o auxílio das direções de fluxo. A título de explanação, para uma dada célula em especial e seu respectivo caminho de fluxo foi aplicada uma numeração identificadora que se inicia na exutória, esta recebe o valor $j=1$, e segue em direção de montante atribuindo-se a cada célula, pertencente ao caminho de fluxo, um valor unitariamente superior ao valor anteriormente atribuído, de forma que a última célula recebe o valor J (Figura 4.3). Com esta convenção percebe-se que uma célula nomeada com o valor J não exclui a possibilidade de existirem outras células na bacia com essa mesma numeração, porém, obrigatoriamente, pertencerão a outros caminhos de fluxo.

FIGURA 4.3 - NUMERAÇÃO DAS CÉLULAS DE DETERMINADO CAMINHO DE FLUXO



FONTE: Adaptado Olivera e Maidment (1999)

De posse dos percursos e velocidades, o tempo total de deslocamento da água contida na célula J (T_J), que compreende o tempo gasto por uma partícula de água partindo da célula J até a chegada à exutória, foi obtido através de uma rotina computacional elaborada pelo autor. Esta rotina utiliza os dados de direções de fluxo e os dados de velocidade em cada uma das células para obter os caminhos de fluxo e calcular os tempos de trânsito como função das distâncias percorridas e das velocidades em cada célula.

O tempo t_j que a água leva para cruzar a célula j é função da velocidade do escoamento na célula (V_j) e da distância percorrida (ℓ_j) e foi obtido pela seguinte equação:

$$t_j = \frac{\ell_j}{V_j} \quad (4.20)$$

com ℓ_j (ver Figura 4.21):

$$\ell_j = \begin{cases} \ell_{j\text{ célula}} & \text{p/ direções de fluxo} = 1, 4, 16 \text{ ou } 64 \\ 1,41\ell_{j\text{ célula}} & \text{p/ direções de fluxo} = 2, 8, 32 \text{ ou } 128 \end{cases}$$

onde: $\ell_{j\text{ célula}}$ - largura da célula = 10 m.

O tempo T_J de uma dada célula J é calculado pelo somatório dos tempos gastos em cada célula (t_j) pertencente ao caminho de fluxo conforme a seguinte equação:

$$T_J = \sum_{j=1}^J t_j \quad (4.21)$$

Sendo o máximo tempo de percurso (máx. T_J) o tempo de concentração da bacia.

4.2.3. Aplicação

A simulação das vazões que corresponde uma sequência de precipitações

(histograma) é efetuada através de quatro passos distintos:

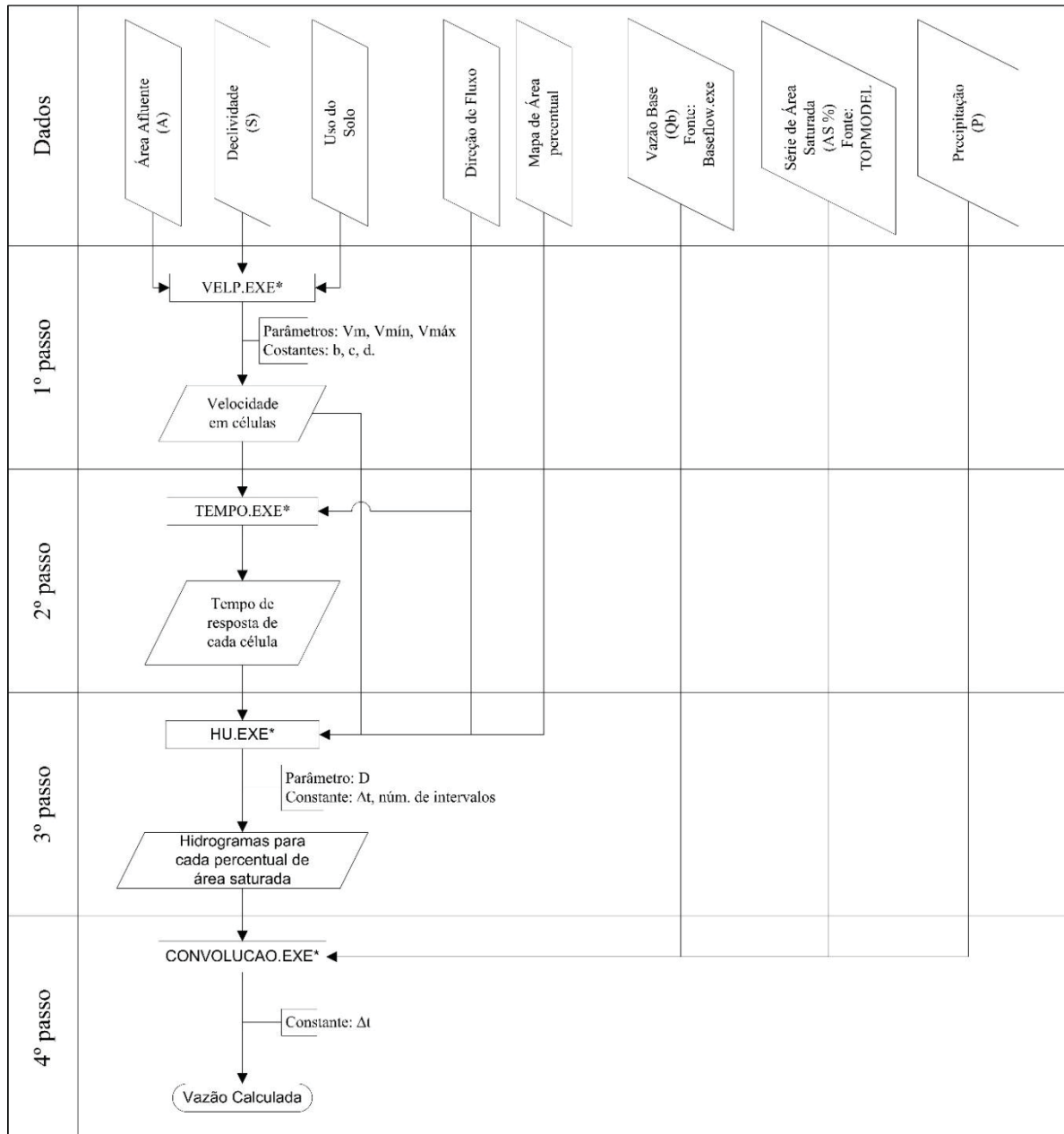
- Cálculo da velocidade em cada célula;
- Cálculo do tempo de percurso de cada célula até a exutória;
- Cálculo do HU para cada área saturada;
- Cálculo da vazão por convolução do HU com a precipitação.

As informações básicas necessárias a essa simulação são originárias de três fontes distintas:

- Dados geomorfológicos obtidos de cartas topográficas e processados em ambiente SIG ou por rotinas computacionais específicas;
- Dados hidrológicos obtidos a partir das séries históricas de observações em postos fluviométricos ou pluviométricos e também de estações meteorológicas;
- Dados relativos à extensão das áreas saturadas obtidas pela aplicação do modelo TOPMODEL à bacia objeto de estudo de caso.

Para a presente dissertação, foram desenvolvidas rotinas computacionais, programadas em Delphi, que agilizaram cada um dos passos do processo de modelagem. Na Figura 4.4 é apresentado um diagrama que mostra a dinâmica do processo e também as informações de entradas e as saídas geradas.

FIGURA 4.4 - DIAGRAMA GERAL DE APLICAÇÃO DO MODELO CHUVA-VAZÃO (HU)



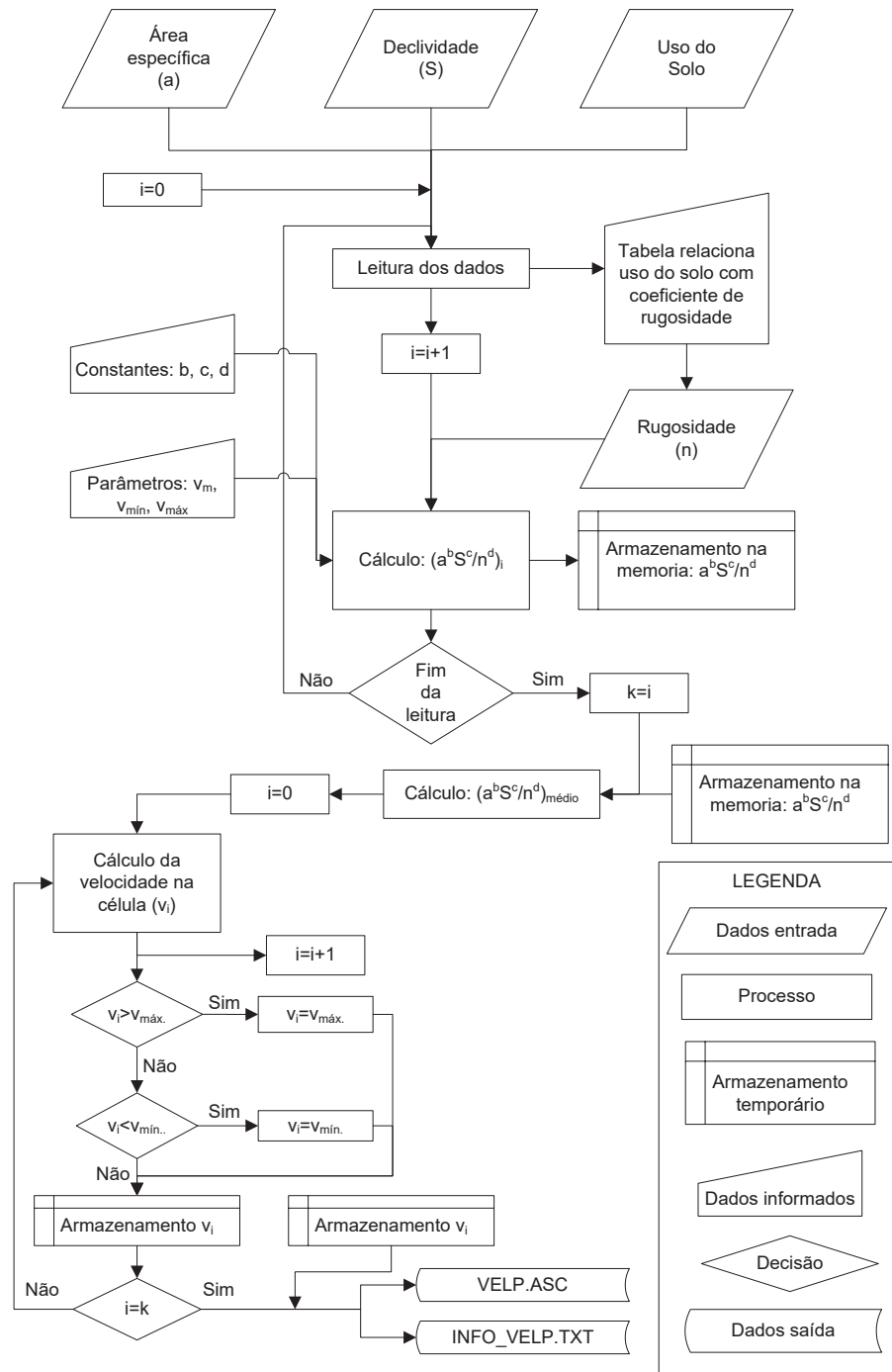
Nota: * - rotinas computacionais desenvolvidas pelo autor

4.2.3.1. Cálculo da velocidade do escoamento superficial (1º passo)

Conforme mostra a Figura 4.5, a rotina computacional que efetua o cálculo da velocidade distribuída tem como dados de entrada os mapas, em formato matricial, de áreas afluentes, de declividades e de uso do solo e a tabela que relaciona o uso do solo com o coeficiente de rugosidade de Manning. No cálculo foi utilizada a

Equação 4.19 onde os expoentes b , c e d são constantes com valores pré-definidos e V_{\min} , V_{\max} e V_m são parâmetros.

FIGURA 4.5 – ESQUEMA DA ROTINA COMPUTACIONAL PARA CÁLCULO DA VELOCIDADE (VELP.EXE)



Esta rotina consiste basicamente de dois ciclos. O primeiro ciclo corresponde

à leitura dos dados e o cálculo do valor $S^b A^c / n^d$ cujo resultado é armazenado temporariamente. Antes do segundo ciclo é calculado o valor $S^b A^c / n^d$ médio para toda a bacia que é usado no segundo ciclo onde efetua-se o cálculo da velocidade em cada célula e a gravação em arquivo das velocidades no formato matricial.

Um arquivo de texto é gerado para cada mapa de velocidades e contém as identificações dos dados de entrada e os valores dos expoentes e parâmetros usados.

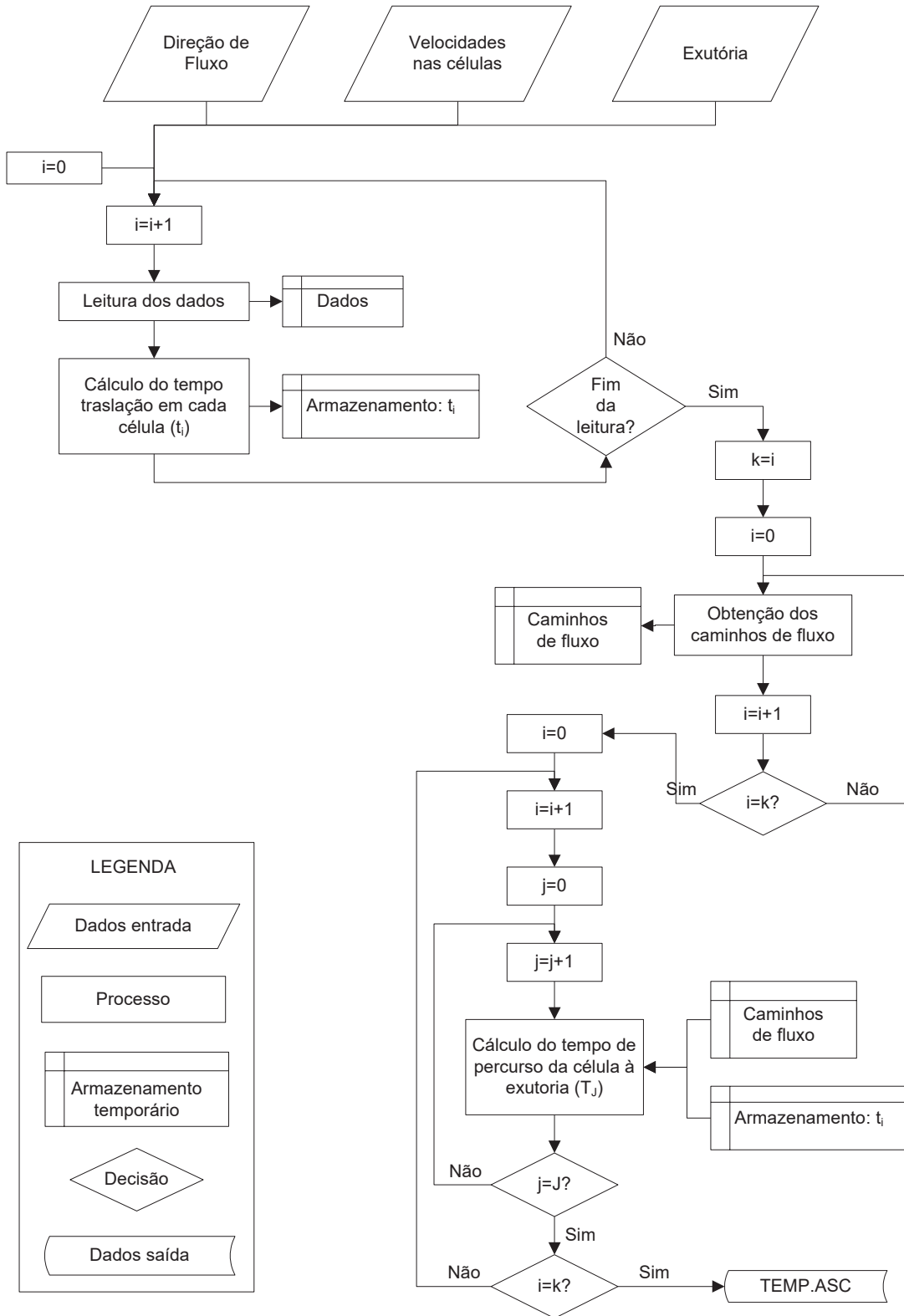
4.2.3.2. Cálculo do tempo de percurso (2º passo)

A rotina computacional para obtenção do tempo de percurso, representada esquematicamente pela Figura 4.6, é mais complexa que a rotina para o cálculo do mapa de velocidades. O resultado final é obtido após a passagem por 4 ciclos, sendo um deles interno a outro. Em seu início, no primeiro ciclo, os dados de entrada são lidos e é calculado, através da Equação 4.21, o tempo de permanência da água em cada célula, cujo valor é armazenado temporariamente.

O segundo ciclo obtém os caminhos de fluxo com base nas direções de fluxo e que são armazenados temporariamente.

O quarto ciclo obtém o tempo total de percurso de uma dada célula, calculado segundo a metodologia apresentada no item 4.2.2, e é interno ao terceiro ciclo que, por sua vez, garante o cálculo do tempo de percurso para todas as células da bacia.

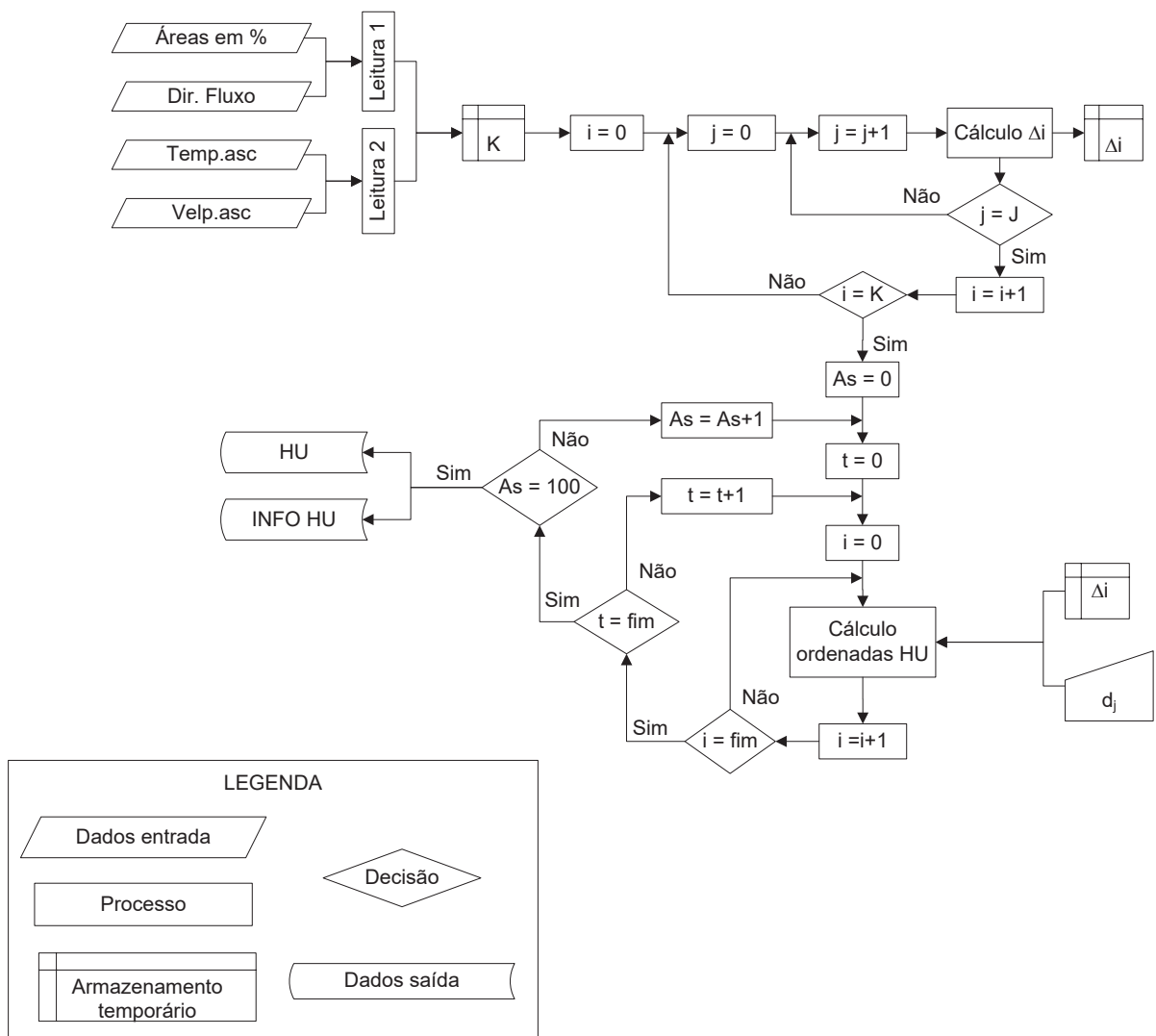
FIGURA 4.6 – ESQUEMA DA ROTINA COMPUTACIONAL PARA CÁLCULO DO TEMPO DE PERCURSO (TEMPO.EXE)



4.2.3.3. Cálculo dos hidrogramas unitários (3º passo)

O cálculo dos HU's é feito de forma a contemplar a variabilidade espacial das áreas geradoras de escoamento superficial através do mapa de áreas percentuais. Outros dados necessários são a direção de fluxo, tempo total de percurso e velocidade em cada célula. Todos esses dados alimentam a rotina computacional que efetua o cálculo dos HU's. Uma vez efetuada essas leituras, procede-se ao cálculo da variável Δ_j para cada célula, através da Equação 4.17, e os resultados são temporariamente armazenados (Figura 4.7).

FIGURA 4.7 – ESQUEMA DA ROTINA COMPUTACIONAL PARA CÁLCULO DOS HU'S (HU.EXE)



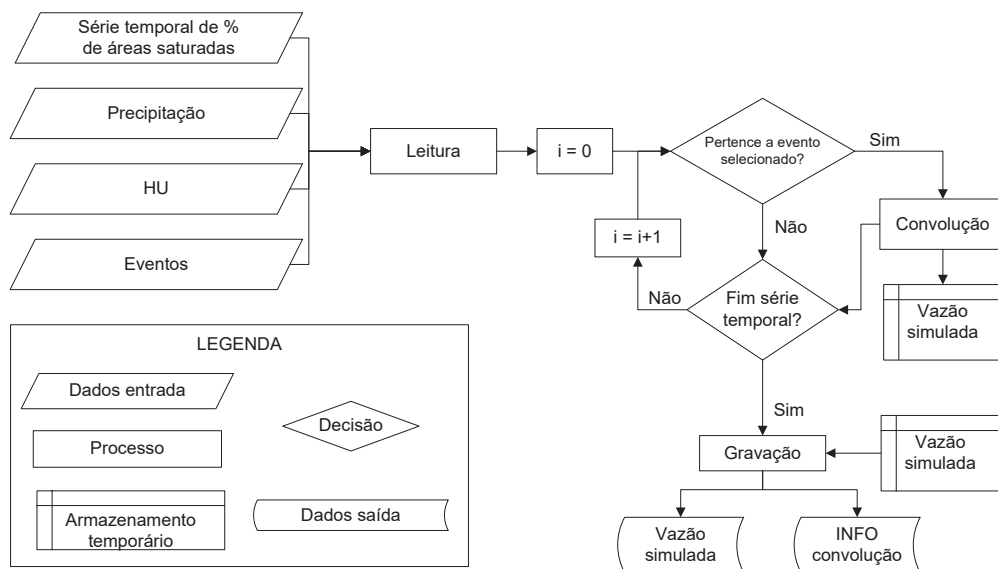
De posse de Δ_j os três ciclos, um interno ao outro, efetuam o cálculo dos HU's. O primeiro é responsável pelo cálculo dos diversos hidrogramas, um para cada percentual de área saturada. O segundo é responsável pelo cálculo das ordenadas em diferentes tempos e o terceiro é aquele que incorpora ou não resposta individual de cada célula conforme esta esteja ou não contribuindo.

Dois arquivos resultam desta rotina, o primeiro é uma tabela contendo os HU's e o segundo um arquivo texto que guarda as informações dos arquivos usados e o valor da dispersão Δ_j .

4.2.3.4. Cálculo das vazões por convolução (4º passo)

O cálculo das vazões pelos HU's é realizado por uma rotina de simples estrutura conforme apresentado na Figura 4.8.

FIGURA 4.8 – ESQUEMA DA ROTINA COMPUTACIONAL DE CÁLCULO DA VAZÃO POR CONVOLUÇÃO (CONVOLUÇÃO.EXE)



4.2.4. Calibração

A calibração do modelo foi feita através da aplicação do modelo a treze eventos selecionados, compreendidos no período de 01/02/2000 a 20/04/2002, cujas características são apresentadas na Tabela 4.2. Os parâmetros estimados no

processo de calibração são $V_{mín}$, V_m , $V_{máx}$ e D .

TABELA 4.2 – EVENTOS SELECIONADOS PARA A CALIBRAÇÃO

Evento	Início	Fim	Duração (h)	Vazão instantânea máxima (m ³ /s)	Vazão instantânea máxima superficial (m ³ /s)	Volume escoado superficialmente (10 ⁶ m ³)
1	28/02/2000 13:00	07/03/2000 12:00	192	14.4	10.0	1.928
2	17/06/2000 18:00	24/06/2000 18:00	169	4.2	2.9	0.941
3	26/06/2000 00:00	30/06/2000 19:00	116	4.2	2.3	0.649
4	21/07/2000 22:00	27/07/2000 14:00	137	4.6	3.3	0.815
5	26/08/2000 12:00	31/08/2000 15:00	124	4.3	2.9	0.682
6	10/09/2000 19:00	22/09/2000 17:00	287	10.1	6.7	4.213
7	10/10/2000 04:00	19/10/2000 18:00	231	10.6	7.3	3.023
8	25/06/2001 06:00	01/07/2001 21:00	160	15.1	10.7	2.887
9	18/07/2001 16:00	02/08/2001 12:00	357	17.4	12.8	5.256
10	11/11/2001 00:00	16/11/2001 19:00	140	8.7	5.6	1.788
11	07/01/2002 12:00	20/01/2002 11:00	312	15.0	10.4	3.965
12	21/01/2002 17:00	30/01/2002 10:00	210	11.6	7.2	2.400
13	13/02/2002 20:00	21/02/2002 00:00	173	10.5	7.5	1.975

O processo de calibração iniciou-se com a aquisição de sensibilidade quanto ao comportamento das vazões simuladas frente a alterações dos parâmetros do modelo. Para tanto foram feitas simulações com valores de parâmetros atribuídos conforme valores indicados em literatura ou então arbitrados. Deste procedimento inicial pode-se inferir limites mínimos e máximos para o processo de busca pelo resultado ótimo.

Definidos os valores limítrofes para os parâmetros, inicia-se a aplicação exaustiva do modelo para diferentes combinações de valores de parâmetros. Este processo, denominado de busca exaustiva, tem no início uma discretização relativamente grosseira. Ao término do ciclo de processamento, os resultados são avaliados e o rol de parâmetros que maximiza a qualidade dos dados simulados passa a ser o foco de um novo ciclo de busca exaustiva, porém com maior refinamento nas variações dos valores dos parâmetros com conseqüente redução do domínio. Esse procedimento é repetido enquanto se deseja maior precisão nos valores dos parâmetros. Caso aconteça da combinação ótima ter um ou mais parâmetros apresentando o valor igual ao valor limítrofe do respectivo parâmetro procede-se o deslocamento dos limites do domínio para que se possa pesquisar o ponto de máximo e que este esteja circundado por conjuntos de parâmetros não ótimos, garantindo dessa forma que o conjunto encontrado é de fato o ótimo. As rotinas computacionais

responsáveis pelos cálculos são automatizados de modo que o processamento é feito informando o valor inicial, o valor final e a razão de variação de cada parâmetro.

Os principais indicadores de qualidade de ajuste usados na calibração são dois: (1) erro padrão, também referido na literatura como raiz do erro médio quadrático (RMSE) e (2) coeficiente de Nash. Estes indicadores são calculados respectivamente pelas Equações 4.22 e 4.23, para cada evento selecionado e para o conjunto de todos os eventos.

$$EP = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [Q_{sup_{sim}}(i) - Q_{sup_{obs}}(i)]^2}{n}} \quad (4.22)$$

onde: EP - Erro padrão [L^3T^{-1}];
 $Q_{sup_{sim}}$ - Vazão superficial simulada [L^3T^{-1}];
 $Q_{sup_{obs}}$ - Vazão superficial observada [L^3T^{-1}];

$$R^2 = 1 - \frac{\sum (y - \hat{y})^2}{\sum (y - \bar{y})^2} \quad (4.23)$$

onde: R^2 - coeficiente de Nash [adimensional];
 y - valor observado;
 \hat{y} - valor estimado;
 \bar{y} - média dos valores observados;

Como a busca pelos valores dos parâmetros visa a obtenção de um rol de parâmetros que represente todos os eventos, a avaliação dos resultados é feita pelos indicadores do conjunto de eventos. Consequentemente, os indicadores calculados separadamente para cada evento assumem papel meramente informativo.

Outros indicadores de qualidade de ajuste também foram usados, porém por necessitarem de intervenções do usuário são inviáveis na calibração automática. Desta forma assumem caráter informativo para o resultado da calibração, mas são utilizadas na apreciação dos resultados da validação: (1) análise visual dos hidrogramas, (2) comparação de volumes escoados superficialmente, (3) comparação dos coeficientes de escoamento superficial e a (4) tendenciosidade.

O coeficiente de escoamento superficial é dado por:

$$C = \frac{V_{sup}}{V_{prec}} \quad (4.24)$$

onde: C – coeficiente de escoamento superficial [adimensional].
 V_{sup} – volume escoado superficialmente [L^3];
 V_{prec} – volume total precipitado [L^3];

E a tendenciosidade pode ser calculada por:

$$BIAS = E[\hat{y} - y] \quad (4.25)$$

onde: $BIAS$ – tendenciosidade;

No caso do escoamento *dunniano* o volume escoado superficialmente é dado por:

$$V_{sup} = \sum_{t=0}^{t=fin} Q_{sup} \Delta t = \sum_{t=0}^{t=fin} AS(t) \cdot I_e \cdot \Delta t = AS_{m\u00e9dio} \sum_{t=0}^{t=fin} I_e \cdot \Delta t \quad (4.26)$$

onde: Q_{sup} – vaz\u00e3o de escoamento superficial [L^3T^{-1}];
 Δt – intervalo de tempo [T];
 $AS(t)$ – \u00e1rea saturada no instante t [L^2];
 $AS_{m\u00e9dio}$ – valor m\u00e9dio da \u00e1rea saturada ao longo da precipita\u00e7\u00e3o do evento [L^2];
 I_e – intensidade da precipita\u00e7\u00e3o

O volume precipitado total \u00e9 dado por:

$$V_{prec} = A \sum_{t=0}^{t=fin} I_e \cdot \Delta t \quad (4.27)$$

onde: A – \u00e1rea da bacia [L^2];

e substituindo as Equa\u00e7\u00f5es 4.26 e 4.27 na Equa\u00e7\u00e3o 4.24 tem-se:

$$C = \frac{AS_{m\u00e9dio} \sum_{t=0}^{t=fin} I_e \cdot \Delta t}{A \sum_{t=0}^{t=fin} I_e \cdot \Delta t} = \frac{AS_{m\u00e9dio}}{A} \quad (4.28)$$

A Equa\u00e7\u00e3o 4.28 mostra que o coeficiente de escoamento superficial equivale ao valor m\u00e9dio de percentual de \u00e1rea saturada ao longo do per\u00edodo em que ocorre a precipita\u00e7\u00e3o em determinado evento.

4.2.5. Validação

A validação consiste na verificação do desempenho do modelo usando o conjunto de parâmetros obtidos na calibração aplicando o modelo a eventos diversos àqueles usados na calibração. Obtém-se assim um diagnóstico da adequação do modelo e dos valores dos parâmetros encontrados para a bacia estudada para eventos quaisquer dentro dos limites de aplicabilidade do modelo. Os indicadores principais de ajuste usados na validação são os mesmos usados na calibração: (1) erro padrão e (2) coeficiente de Nash, dados pelas Equações 4.22 e 4.23, respectivamente. Os eventos selecionados para a validação abrangem o período de maio de 2002 a dezembro de 2004 estão relacionados na Tabela 4.3.

TABELA 4.3 – EVENTOS SELECIONADOS PARA A VALIDAÇÃO

Evento	Início	Fim	Duração (h)	Vazão instantânea máxima (m ³ /s)	Vazão instantânea máxima superficial (m ³ /s)	Volume escoado superficialmente (10 ⁶ m ³)
1	16/05/2002 05:00	25/05/2002 02:00	214	6.8	4.2	1.768
2	31/07/2002 06:00	14/08/2002 18:00	349	7.3	4.6	2.543
3	12/09/2002 14:00	18/09/2002 09:00	140	6.1	4.4	1.025
4	19/09/2002 21:00	25/09/2002 13:00	137	9.9	7.7	2.199
5	30/09/2002 19:00	04/10/2002 21:00	99	4.0	2.1	0.352
6	08/10/2002 15:00	13/10/2002 11:00	117	5.3	3.1	0.827
7	25/10/2002 11:00	05/11/2002 13:00	267	4.4	2.4	1.252
8	10/11/2002 11:00	15/11/2002 05:00	115	4.8	2.7	0.581
9	27/11/2002 14:00	03/12/2002 18:00	149	6.2	4.2	1.241
10	03/12/2002 22:00	12/12/2002 20:00	215	9.9	6.5	1.899
11	24/01/2003 21:00	02/02/2003 10:00	206	15.1	12.3	2.689
12	05/02/2003 14:00	22/02/2003 13:00	408	17.4	12.3	4.466
13	20/03/2003 15:00	26/03/2003 09:00	139	7.9	5.3	1.629
14	18/04/2003 18:00	24/04/2003 22:00	149	4.4	2.4	0.772
15	03/06/2003 13:00	13/06/2003 17:00	245	5.6	3.8	1.731
16	06/07/2003 15:00	13/07/2003 12:00	166	7.2	5.8	1.998
17	09/09/2003 19:00	14/09/2003 18:00	120	6.2	5.0	1.209
18	24/09/2003 23:00	01/10/2003 21:00	167	6.5	5.1	1.488
19	05/10/2003 22:00	15/10/2003 18:00	237	4.8	2.7	1.147
20	13/11/2003 01:00	21/11/2003 09:00	201	5.3	3.8	1.168
21	24/11/2003 19:00	02/12/2003 10:00	184	6.7	4.3	1.763
22	08/12/2003 21:00	28/12/2003 10:00	470	9.6	5.9	3.377
23	30/12/2003 18:00	05/01/2004 13:00	140	6.6	3.0	0.922
24	24/01/2004 12:00	08/02/2004 13:00	362	13.5	9.9	5.346
25	08/03/2004 19:00	19/03/2004 17:00	263	10.9	7.3	2.624
26	19/03/2004 18:00	25/03/2004 10:00	137	9.2	4.4	1.006
27	14/04/2004 13:00	27/04/2004 16:00	316	9.0	5.5	3.132
28	01/05/2004 08:00	12/05/2004 10:00	267	7.0	3.5	1.561
29	22/05/2004 19:00	30/05/2004 02:00	176	6.0	3.2	1.030
30	30/05/2004 03:00	04/06/2004 11:00	129	5.8	2.3	0.559
31	10/06/2004 08:00	17/06/2004 10:00	171	7.5	4.4	1.677
32	08/07/2004 12:00	13/07/2004 22:00	131	5.5	3.4	0.978
33	14/07/2004 10:00	26/07/2004 23:00	302	8.6	4.5	2.582
34	12/09/2004 13:00	19/09/2004 10:00	166	7.1	4.9	1.539
35	10/10/2004 06:00	22/10/2004 08:00	291	6.3	4.6	2.267
36	23/10/2004 17:00	30/10/2004 10:00	162	7.4	4.3	1.527
37	25/11/2004 16:00	02/12/2004 15:00	168	6.1	3.3	1.296
38	04/12/2004 21:00	15/12/2004 14:00	258	8.6	4.1	2.256

4.3. DADOS HIDROMETEOROLÓGICOS

4.3.1. Vazão e Precipitação

Os dados de vazão e precipitação são oriundos da estação fluviométrica Fazendinha (65010000) e das estações pluviométricas Fazendinha (02549017) e Guajubi (02549123). A série histórica de precipitações e vazões na estação Fazendinha tem início no ano de 1964 com leituras diárias às 7 e 17h. A partir de 1999 esta estação foi automatizada e passou a coletar informações a cada 15 minutos, concomitantemente com as leituras pelo observador às 7 e 17h. Optou-se em utilizar dados horários, calculados a partir dos dados coletados a cada 15min, no período de fevereiro de 2000 a dezembro de 2004, cuja consistência foi verificada no caso da estação Fazendinha pela comparação com observações manuais às 7 e 17h.

A estação pluviométrica de Guajubi foi instalada em 1999 e consiste em um sensor automático coletando dado a cada 15 minutos. Essa estação não possui pluviômetro convencional o que impede a avaliação de eventuais erros de medição do aparelho.

Entretanto os valores registrados foram também comparadas com os valores observados manualmente na estação Fazendinha. Dada a localização, próxima ao centro da bacia, da estação Guajubi, os registros dessa estação foram adotados como representativos da precipitação média na bacia, não se utilizando os registros na estação Fazendinha nas simulações efetuadas.

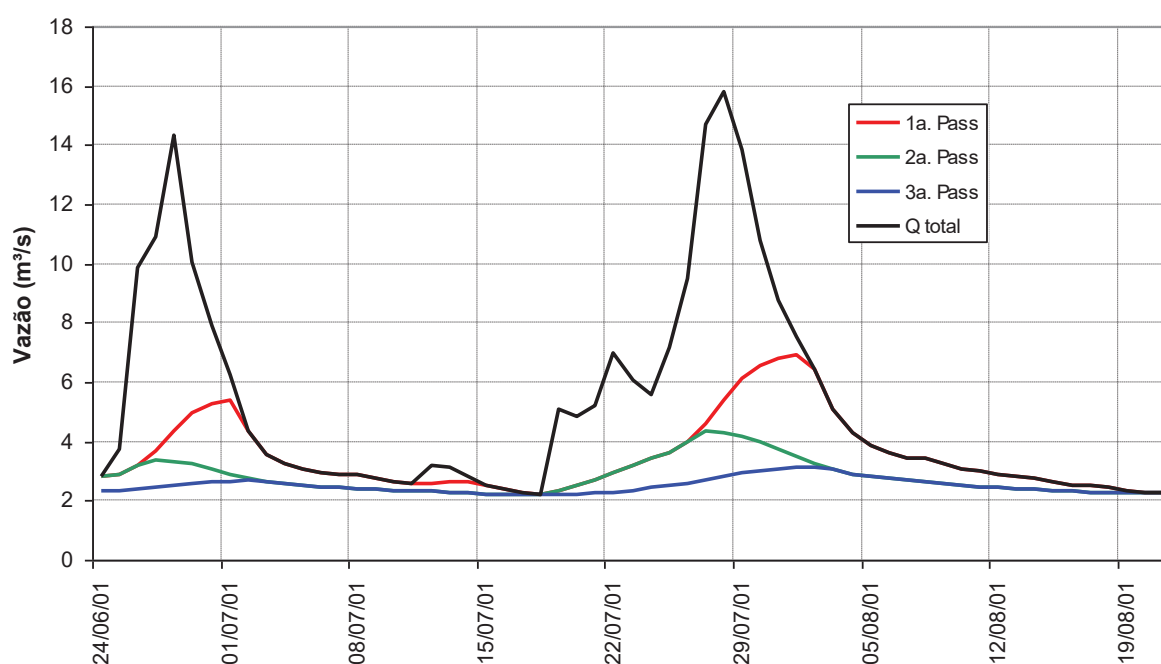
A ETA Pequeno, operada pela SANEPAR, localizada a montante da estação Fazendinha, capta a água do rio Pequeno e influencia os dados fluviométricos. Buscou-se mitigar esta influência somando as vazões aduzidas do Pequeno às vazões observadas na estação Fazendinha.

4.3.2. Escoamento de base

A separação do escoamento de base do hidrograma total foi feita em escala

diária de tempo usando a rotina computacional BASEFLOW.EXE. A metodologia utilizada nesta rotina é baseada em ARNOLD *et. al.* (1995) e utiliza as Equações 3.7 e 3.8. O resultado deste programa contempla 3 possíveis separações do escoamento denominadas primeira, segunda e terceira passadas. Entre essas a chamada primeira passada foi eleita, após análise global dos indicadores da qualidade de ajuste, como representativa do escoamento de base na bacia analisada. Além da análise pelos indicadores de qualidade de ajuste, auxiliou na escolha a análise visual dos gráficos das vazões conforme exemplo na Figura 4.9.

FIGURA 4.9 - EXEMPLO DAS SEPARAÇÕES DOS ESCOAMENTOS DIRETOS E DE BASE



4.3.3. Estimativa da Evapotranspiração Potencial

Para a estimativa da evapotranspiração potencial foram utilizados os dados meteorológicos diários da estação meteorológica Piraquara/Pinhais do IAPAR/SIMEPAR (02549041), situada a 25°25' de latitude sul, 49°08' de longitude oeste e altitude de 930 m, no município de Pinhais. O método usado foi o de Penman Modificado (DOORENBOS e PRUIT, 1992), representado pela Equação 4.30.

Detalhes sobre a aplicação do método podem ser obtidos em SANTOS (2001).

$$evt_p = F[W \cdot R_n + (1 - W) \cdot f(u) \cdot (ea - ed)] \quad (4.30)$$

Onde: evt_p - evapotranspiração potencial [LT^{-1}];
 F - fator de correção para a região em questão [adimensional];
 W - fator de ponderação relacionado com a temperatura e altitude [adimensional];
 R_n - radiação líquida [LT^{-1}];
 $f(u)$ - função relacionada com o vento [adimensional];
 ea - pressão de saturação do vapor da água [$ML^{-1}T^{-2}$]; e
 ed - pressão de saturação real do vapor no ar [$ML^{-1}T^{-2}$].

As Figura 4.10, Figura 4.11 e Figura 4.12 mostram as evapotranspirações potenciais diárias para os anos de 2000 a 2004.

FIGURA 4.10 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL DE 2000 E 2001

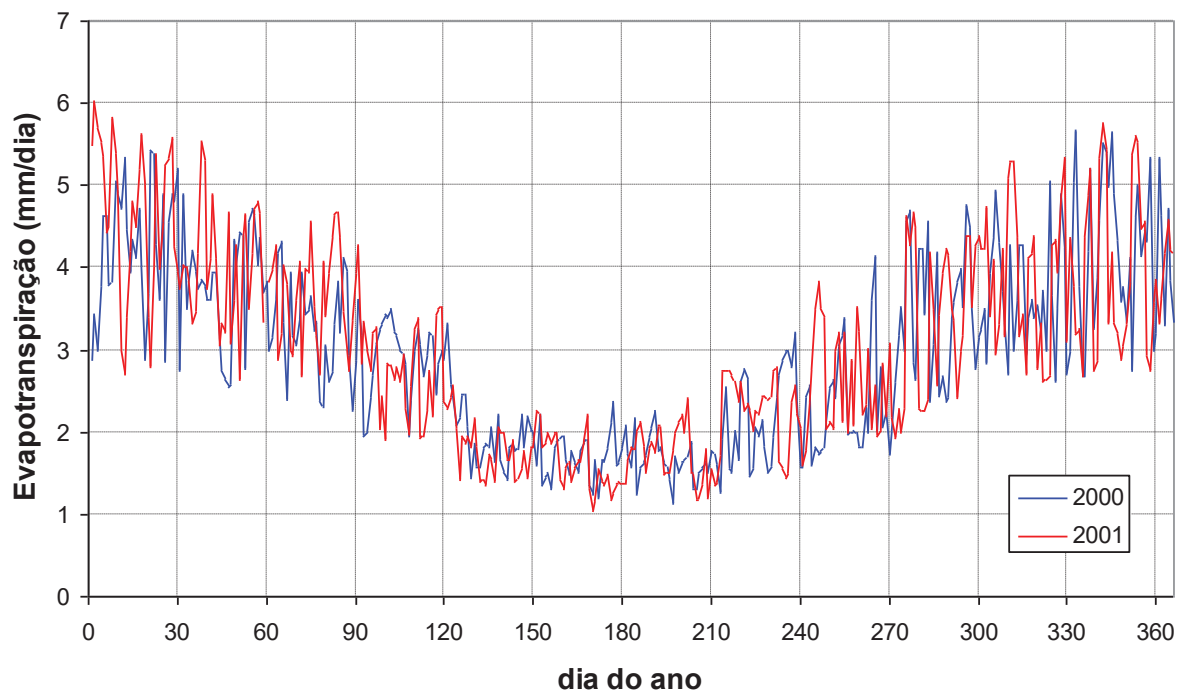


FIGURA 4.11 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL DE 2002 E 2003

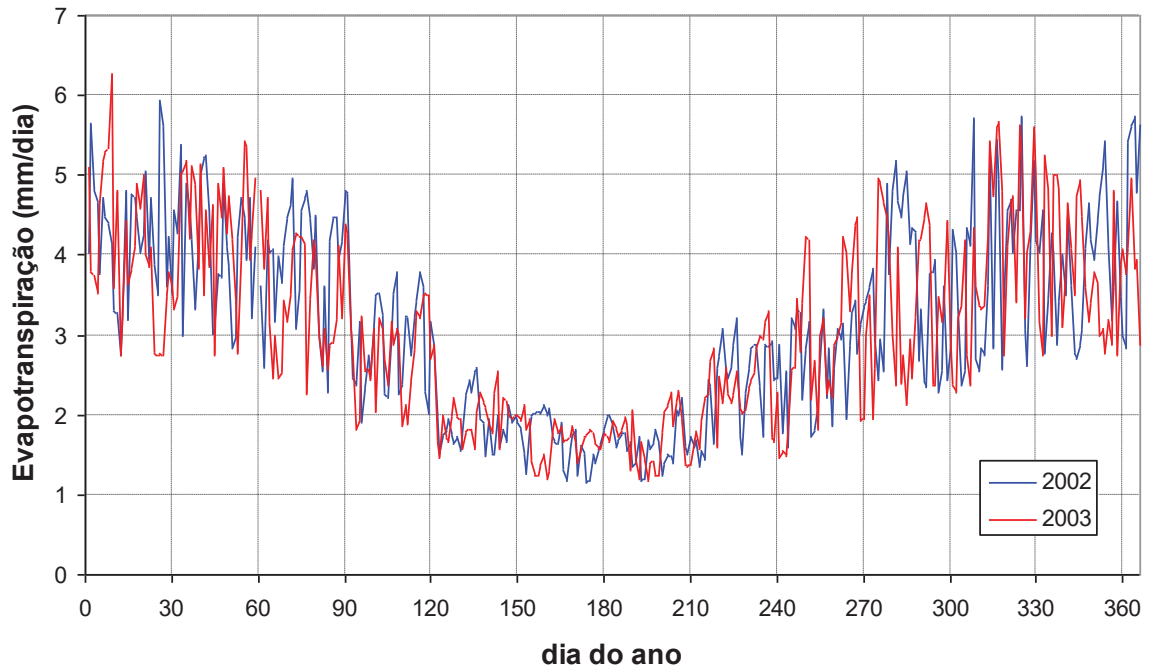
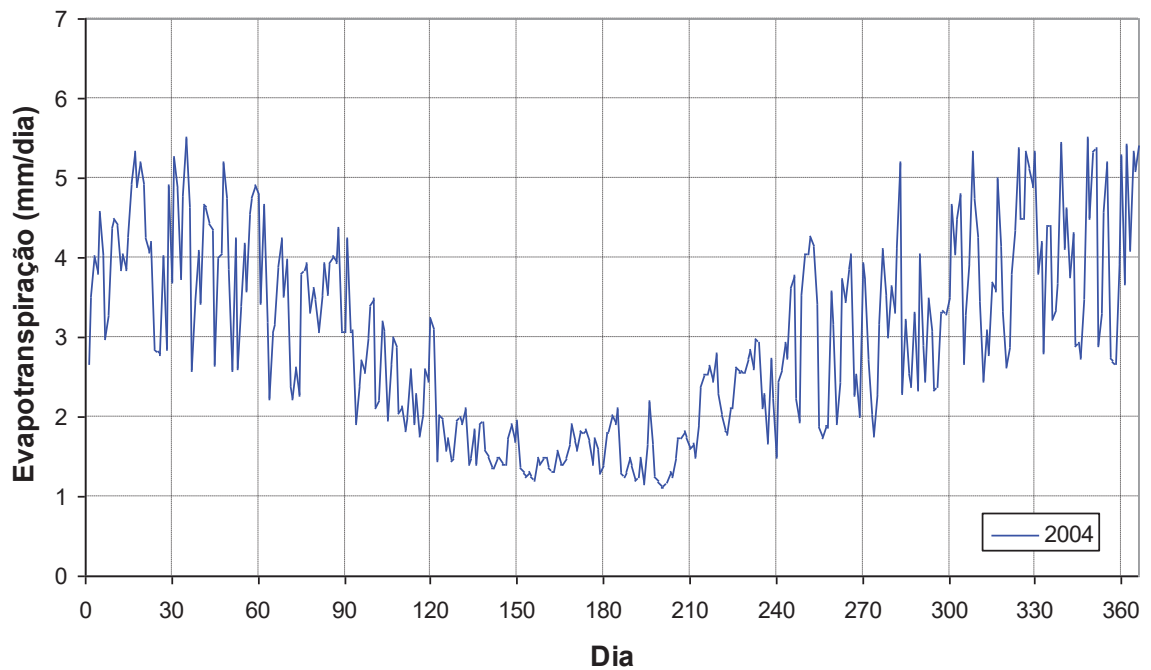


FIGURA 4.12 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL DE 2004



Os dados horários de evapotranspiração foram obtidos a partir dos dados diários pela aplicação de coeficientes de ponderação, os mesmos utilizados por MINE (1998), que são apresentados na Tabela 4.4.

TABELA 4.4 - COEFICIENTES DE PONDERAÇÃO PARA EVAPOTRANSPIRAÇÕES HORÁRIAS

HORA	COEFICIENTE	HORA	COEFICIENTE
0 - 7	0,000	13	0,127
7	0,034	14	0,114
8	0,066	15	0,094
9	0,094	16	0,066
10	0,114	17	0,034
11	0,127	17 - 24	0,000
12	0,132		

4.3.4. Área saturada

A variação do percentual de área saturada da bacia, ao longo do tempo, foi obtida através da aplicação do modelo TOPMODEL, versão 97.01. A dinâmica da variação da umidade do solo ocorre na natureza de forma contínua ao longo do tempo, porém o TOPMODEL fornece resultados discretos, de modo que a série temporal do percentual de áreas saturadas contém apenas os valores 11.2, 15.8, 20.5, 25.5, 32.8 e 42.3. Essa baixa resolução de percentual de área saturada deve-se a representação da bacia no TOPMODEL, que é feita pela divisão desta em 29 regiões, cujas abrangências são definidas conforme o valor do índice topográfico, homogêneo dentro de cada região.

A aplicação do TOPMODEL exigiu, por limitações do modelo, a divisão da série histórica de 01/02/2000 a 31/12/2004 em 20 séries menores (Tabela 4.5), com o cuidado de existir uma sobreposição de 240 horas entre as séries visando “esquentar” o modelo inibindo a ocorrência de descontinuidades nas emendas da série de percentual de área saturada.

TABELA 4.5 - DIVISÃO DA SÉRIE HISTÓRICA PARA APLICAÇÃO DO TOPMODEL

SÉRIE	INÍCIO DA SÉRIE	FIM DA SOBREPOSIÇÃO	FIM DA SÉRIE
1	01/02/2000 00:00	01/02/2000 00:00	30/04/2000 23:00
2	21/04/2000 00:00	01/05/2000 00:00	29/07/2000 23:00
3	20/07/2000 00:00	30/07/2000 00:00	27/10/2000 23:00
4	18/10/2000 00:00	28/10/2000 00:00	25/01/2001 23:00
5	16/01/2001 00:00	26/01/2001 00:00	25/04/2001 23:00
6	16/04/2001 00:00	26/04/2001 00:00	24/07/2001 23:00
7	15/07/2001 00:00	25/07/2001 00:00	22/10/2001 23:00
8	13/10/2001 00:00	23/10/2001 00:00	20/01/2002 23:00
9	11/01/2002 00:00	21/01/2002 00:00	20/04/2002 23:00
10	11/04/2002 00:00	21/04/2002 00:00	19/07/2002 23:00
11	10/07/2002 00:00	20/07/2002 00:00	17/10/2002 23:00
12	08/10/2002 00:00	18/10/2002 00:00	15/01/2003 23:00
13	06/01/2003 00:00	16/01/2003 00:00	15/04/2003 23:00
14	06/04/2003 00:00	16/04/2003 00:00	14/07/2003 23:00
15	05/07/2003 00:00	15/07/2003 00:00	12/10/2003 23:00
16	03/10/2003 00:00	13/10/2003 00:00	10/01/2004 23:00
17	01/01/2004 00:00	11/01/2004 00:00	09/04/2004 23:00
18	31/03/2004 00:00	10/04/2004 00:00	08/07/2004 23:00
19	29/06/2004 00:00	09/07/2004 00:00	06/10/2004 23:00
20	27/09/2004 00:00	07/10/2004 00:00	31/12/2004 23:00

O TOPMODEL apresenta cinco parâmetros a serem calibrados e que são (SANTOS, 2001):

- m – parâmetro da função de transmissividade exponencial ou curva de recessão (m);
- $\ln(T_0)$ – Transmissividade efetiva do solo (m^2h^{-1});
- SRMax – Capacidade de água na zona de raízes (m);
- SRInit – Déficit de armazenamento inicial na zona de raízes (m);
- ChVel – Velocidade de propagação superficial ($m h^{-1}$).

Os valores calibrados dos parâmetros do modelo para as 20 séries são apresentados na Tabela 4.6.

TABELA 4.6 - VALORES CALIBRADOS DOS PARÂMETROS DO MODELO TOPMODEL

SÉRIE	PARÂMETRO					
	m	LN(T_0)	$S_{r\ max}$	$S_{r\ init}$	ChVel	EFICIÊNCIA
1	0.050	0.05	0.025	0.050	460	0.632
2	0.150	0.03	0.035	0.050	480	0.745
3	0.030	0.05	0.020	0.050	460	0.830
4	0.090	0.03	0.060	0.050	460	0.216
5	0.070	0.05	0.020	0.005	480	0.469
6	0.030	0.02	0.005	0.050	480	0.243
7	0.030	0.05	0.020	0.001	480	0.816
8	0.040	0.05	0.020	0.050	480	0.601
9	0.040	0.08	0.020	0.001	480	0.521
10	0.060	0.01	0.005	0.050	480	0.791
11	0.060	0.01	0.020	0.001	480	0.550
12	0.060	0.05	0.010	0.050	480	0.408
13	0.070	0.05	0.025	0.050	480	0.536
14	0.040	0.02	0.001	0.050	460	0.698
15	0.030	0.01	0.015	0.050	600	0.750
16	0.030	0.05	0.001	0.050	460	0.793
17	0.030	0.05	0.030	0.050	460	0.711
18	0.030	0.01	0.001	0.050	460	0.512
19	0.030	0.05	0.001	0.050	460	0.714
20	0.025	0.05	0.001	0.050	460	0.728

4.4. DADOS GEOMORFOLÓGICOS

Os dados topográficos oriundos das cartas topográficas, tais como rios e curvas de nível, e seus derivados (modelo digital do terreno - MDT, mapas de declividade e de direções de fluxo, etc) constituem a base de dados topográfica, a partir da qual é possível obter as características fisiográficas da bacia que foram usadas na obtenção dos hidrogramas unitários.

Os dados topográficos usados nos cálculos são todos armazenados no formato matricial (*raster*, *grid* ou *grade*). Essa forma de representação é um modelo do mundo real em que os dados são armazenados em uma matriz $M(i,j)$ de i linhas por j colunas onde o elemento endereçado por valores determinados de i e j é chamado de célula ou *pixel*. É a célula que armazena o valor do atributo representante da realidade. A grande vantagem deste formato é a facilidade com que os dados de diferentes atributos podem ser cruzados, desde que se tenha tido previamente o cuidado para que a disposição das células dos diferentes mapas sejam espacialmente coincidentes. Por outro lado, existe a desvantagem de que o tamanho do arquivo digital pode assumir valores significativamente maiores do que os tamanhos de

arquivos que contenham as mesmas informações em formato vetorial.

Todos os dados topográficos necessários à modelagem hidrológica foram transformados em dados matriciais para poderem ser usados nas rotinas computacionais desenvolvidas pelo autor.

4.4.1. Modelo digital do terreno

O modelo digital do terreno (MDT) é obtido pelo processamento computacional de curvas de nível e/ou pontos cotados de cartas topográficas. O produto deste processamento raramente pode ser usado em aplicações voltadas à hidrologia sem antes sofrer alterações visando à consistência hidrológica do MDT. Entende-se como consistência hidrológica a característica de que cada célula contida na bacia hidrográfica seja integrante de um caminho de fluxo de escoamento superficial e/ou canais, ininterrupto e cujo destino final é a exutória. Interrupções neste caminho são devidas às depressões e constituem inconsistências.

O MDT foi gerado com dados oriundos das cartas topográficas em escala 1:10.000, os mesmos dados utilizados por SANTOS (2001). O MDT hidrológicamente consistente foi obtido através das funções TOPOGRIDTOOL e FILL, contidas no software ARCINFO 8.1. As curvas de nível e a hidrografia foram fornecidas como dados de entrada à função TOPOGRIDTOOL para obter um modelo preliminar. Este modelo, como esperado, apresentou depressões que foram corrigidas usando a função FILL. O MDT final chamado de MDT_FILLED é apresentado na Figura 4.13. As diferenças de altitude entre o MDT_FILLED e o MDT original, como resultado do processamento do MDT pela função FILL, é mostrado na Figura 4.14.

FIGURA 4.13 – MODELO DIGITAL DO TERRENO (MDT_FILLED)

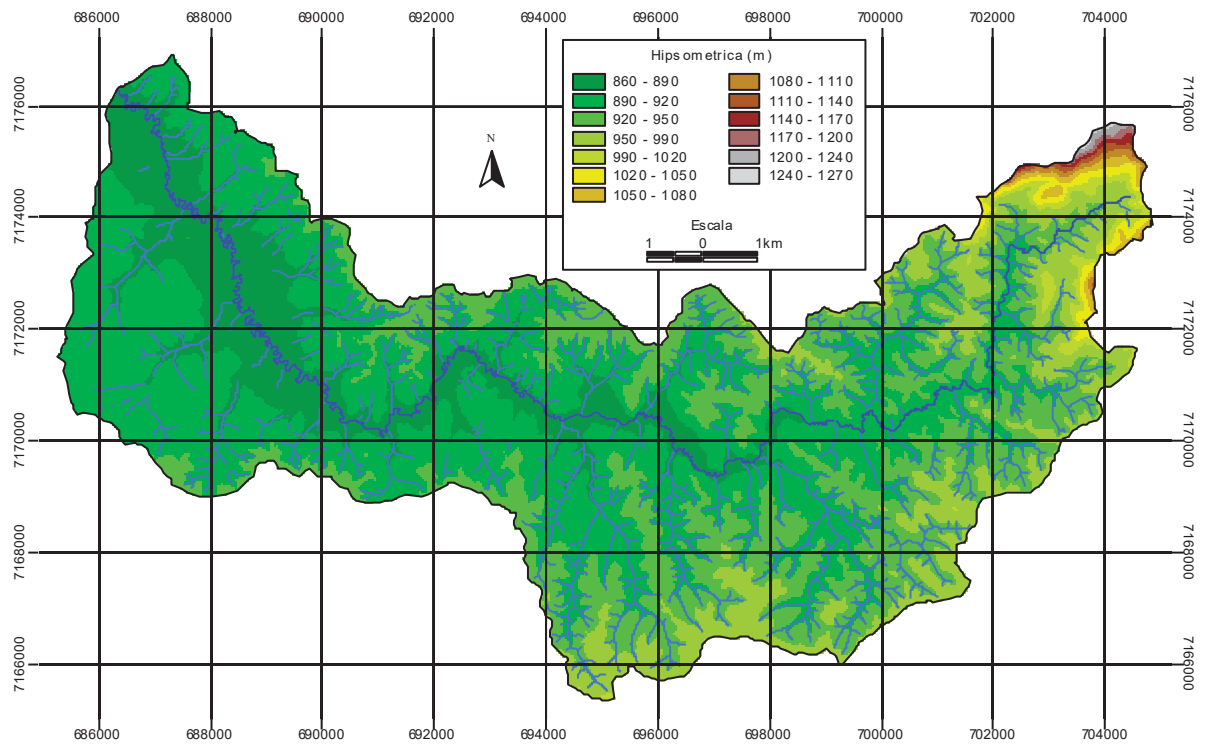
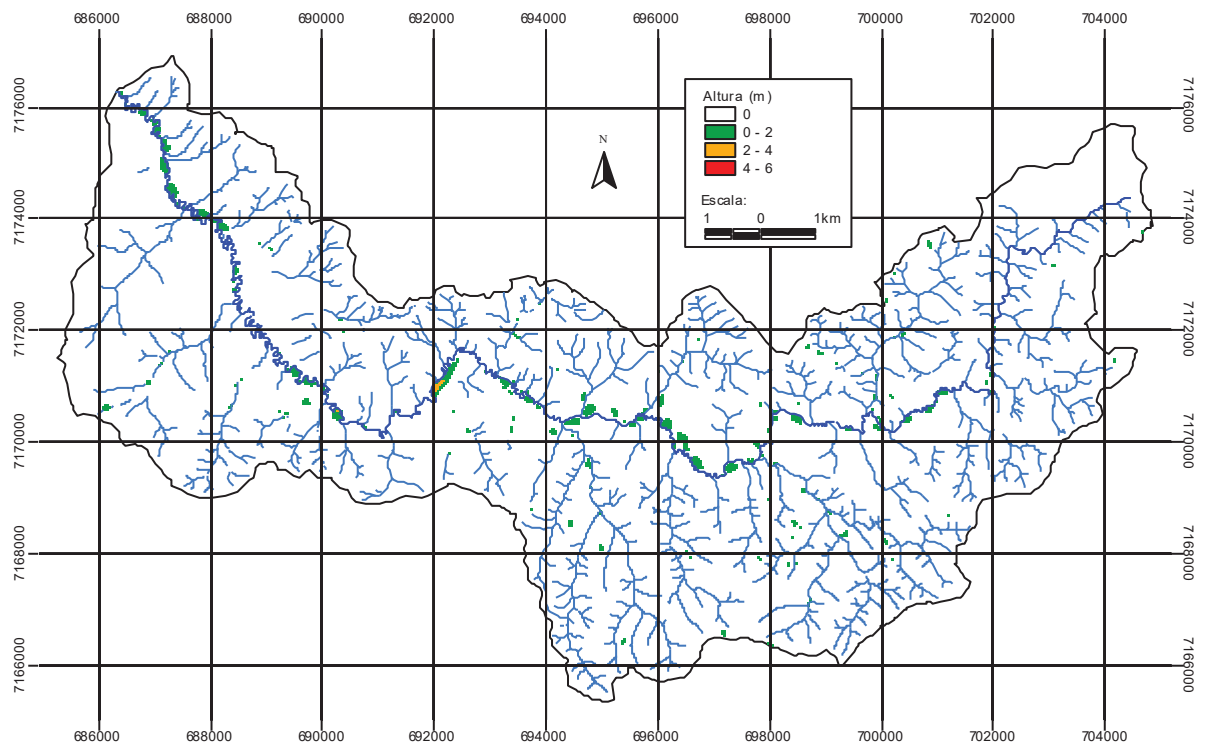


FIGURA 4.14 – MAPA DA DIFERENÇA ENTRE O MDT_FILLED E MDT



4.4.2. Consistência Detalhada dos Dados Topográficos - Percurso do Rio Principal

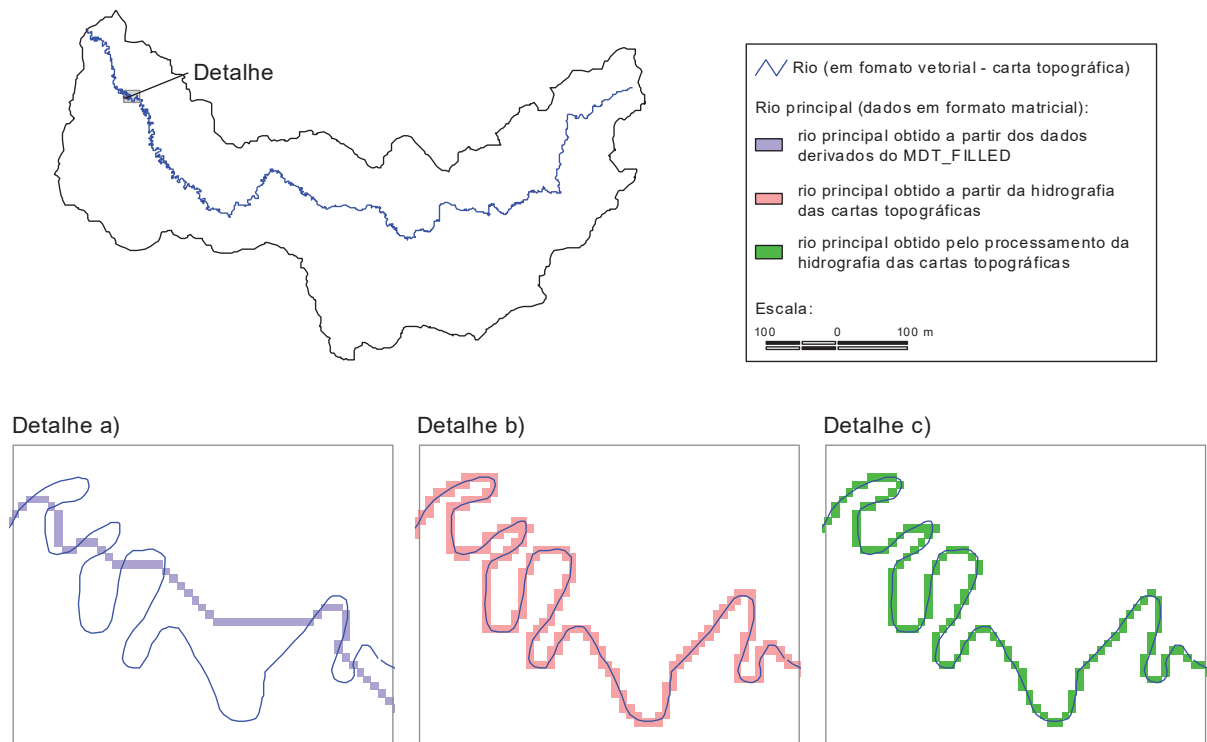
Apesar dos procedimentos de consistência aplicadas ao MDT preliminar, a obtenção do rio principal com base no MDT hidrológicamente consistente demonstrou que a representação do canal principal é ainda insatisfatória. Os meandros, característicos de regiões com pequenas declividades, foram pobremente reproduzidos pelo mapa de direções de fluxo derivado do MDT_FILLED.

Na Figura 4.15 (detalhe “a”) é mostrado o rio principal obtido com base no MDT_FILLED e o rio principal da carta topográfica. Este detalhe evidencia a não congruência entre a representação do rio derivada do MDT_FILLED e a representação do rio obtido da carta topográfica. Este fato incorre na subestimação do valor do comprimento do rio derivado do MDT e, conseqüentemente, superestimação da velocidade do escoamento no canal principal.

Em vista desse problema optou-se por representar o rio através dos dados hidrográficos das cartas topográficas. Ao converter o rio principal do formato vetorial para o formato matricial percebeu-se que praticamente todo o trajeto poderia ser descrito como deslocamentos nas direções leste-oeste e norte-sul, sem haver deslocamentos nas diagonais, fato sutilmente perceptível no detalhe “b” da Figura 4.15 onde não são observadas alinhamentos diagonais de células do rio principal. Este fato é consequência do procedimento interno da rotina que efetua transformação e tem como resultado a superestimação do comprimento do rio e, por consequência, a velocidade do escoamento no canal principal também é estimada erroneamente.

Buscando melhorar a representação do rio principal foi desenvolvida uma rotina computacional que utiliza dados derivados da hidrografia disponível nas cartas topográficas. Esta rotina percorre o rio principal, desde sua nascente até a exutória, identificando as células que seriam melhor representadas por direções de fluxo em diagonal e exclui as células excedentes. Com este procedimento obtém-se a representação do rio como é mostrado no detalhe “c” da Figura 4.15.

FIGURA 4.15 – DETALHES COMPARATIVOS DO RIO PRINCIPAL OBTIDOS POR DIFERENTES PROCESOS



A Tabela 4.7 mostra os valores do comprimento do rio principal obtidos através de três diferentes formas, todas em formato matricial, e a comparação com o valor do comprimento obtido da hidrografia da carta topográfica, esta em formato vetorial, sendo notável o ganho de precisão com o processamento da hidrografia das cartas topográficas.

TABELA 4.7 - COMPARAÇÃO DO COMPRIMENTO DO RIO PRINCIPAL OBTIDO POR DIFERENTES PROCESOS

RIO PRINCIPAL	Comprimento (m)	Erro	
		m ⁽¹⁾	% ⁽²⁾
Dados matriciais			
derivado do MDT_FILLED	32996	-12185	-26.97
obtido da carta topográfica	55280	10099	22.35
obtido da carta topográfica (processado)	44888	-293	-0.65
Dado vetorial (valor de base para a estimativa dos erros)			
obtido da carta topográfica	⁽³⁾ 45181		

(1) Diferença entre o comprimento estimado e o comprimento verdadeiro

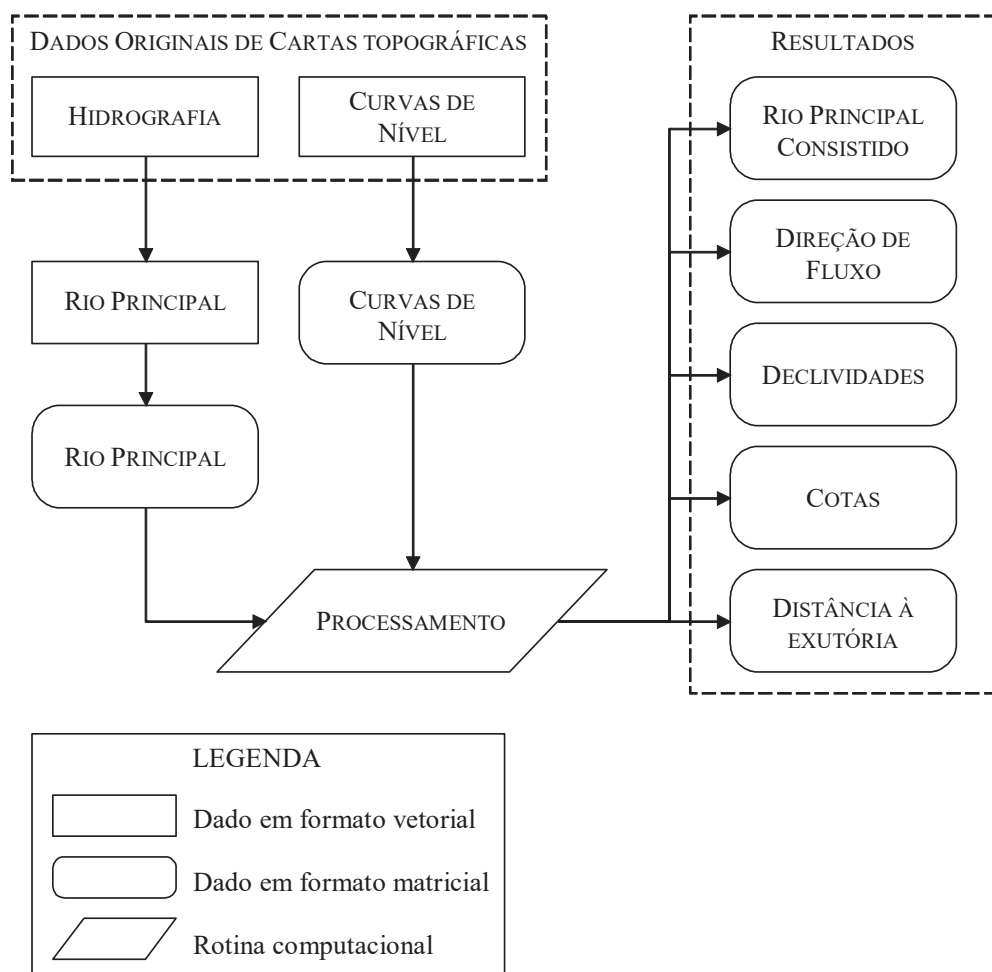
(2) Diferença percentual entre o comprimento estimado e o comprimento verdadeiro

(3) Comprimento verdadeiro

Além da obtenção do rio principal em representação matricial e consistida, a rotina computacional fornece outras características das células do canal principal que são: direções de fluxo, declividades, cotas e distâncias acumuladas até exutória.

Na Figura 4.16 é mostrado um esquema do processo de obtenções das características do rio principal. Os rios foram editados no ARCVIEW com o objetivo de deixar apenas o rio principal no arquivo que posteriormente foi convertido para o formato matricial. As curvas de nível constantes nas cartas topográficas foram convertidas para o formato matricial.

FIGURA 4.16 – DIAGRAMA DA OBTENÇÃO DAS CARACTERÍSTICAS DO RIO PRINCIPAL



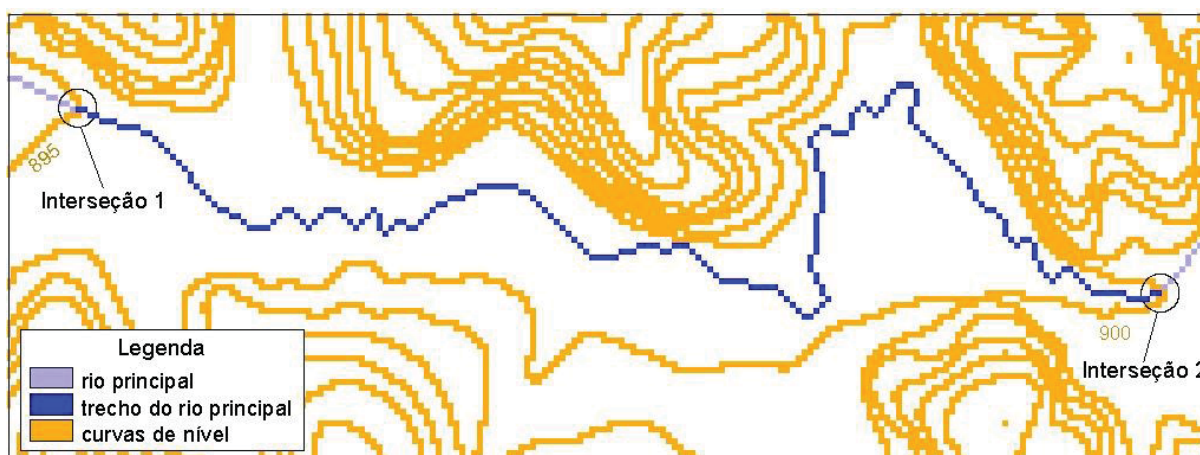
As declividades das células de um trecho do canal principal foram calculadas com base na distância, medida pelo rio, entre duas interseções do rio principal com

curvas de nível e interpoladas como mostrado na Figura 4.17. Durante o processamento foi feita a verificação se estas curvas apresentam altitudes diferentes, pois devido a uma eventual e extrema proximidade do rio com uma curva de nível, quando da transformação desses dados para o formato matricial, pode ocorrer a sobreposição de células do rio e da curva, resultando em declividade nula no trecho.

A declividade das células localizadas entre duas curvas de nível é calculada pela Equação 4.31

$$\text{declividade}_{\text{trecho}} = \frac{\text{altitude}_{\text{interseção2}} - \text{altitude}_{\text{interseção1}}}{\text{comprimento do trecho}} \quad (4.31)$$

FIGURA 4.17 - CÁLCULO DA DECLIVIDADE DO TRECHO DO RIO PRINCIPAL



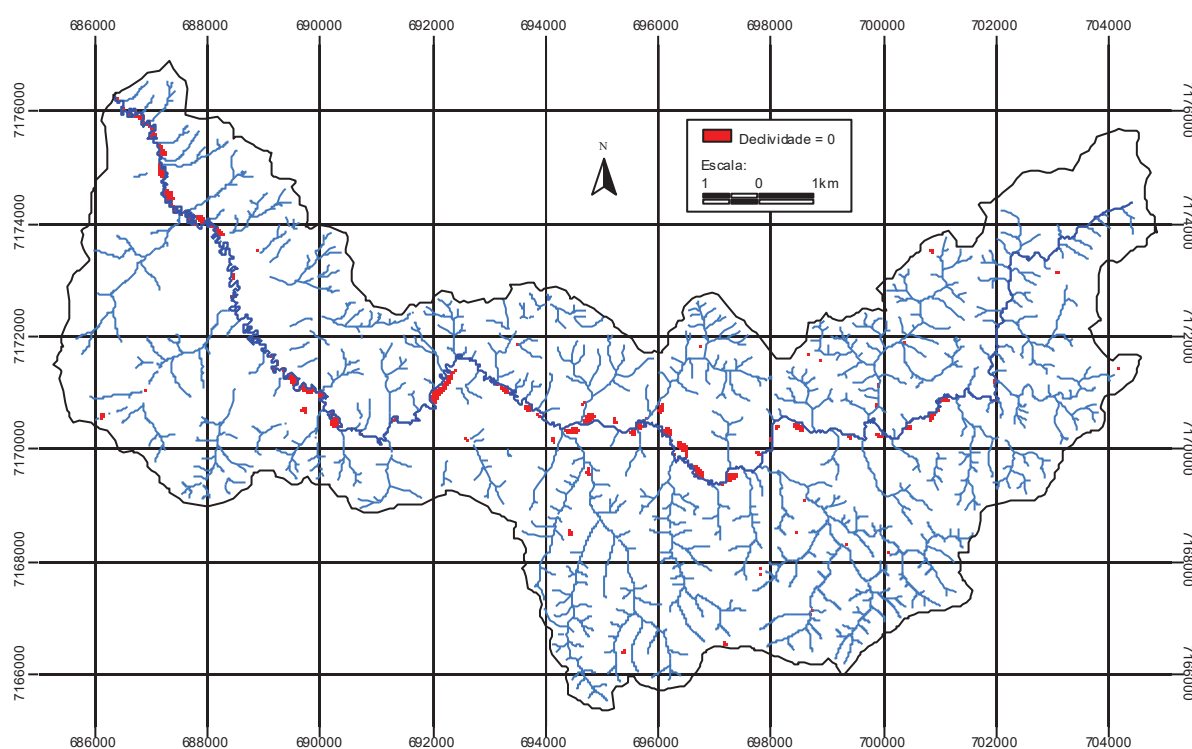
4.4.3. Mapa de Declividades

O mapa de declividades apresenta em cada célula o valor da máxima taxa de diminuição de altitude encontrada entre a célula central e as oito células vizinhas. A função SLOPE, do software ARC/INFO 8.1, foi usada na obtenção do mapa de declividades. Como a função SLOPE é aplicada a todas as células da bacia sem distinção de pertencerem ou não ao rio principal, foi aplicada a metodologia apresentada no item 4.4.2 ao resultado da função SLOPE, substituindo o valor das declividades pertencentes às células do rio principal pelas declividades obtidas pela Equação 4.31.

O mapa obtido apresentou em algumas regiões declividades nulas, notadamente em algumas das células do rio principal em seu curso médio e inferior e adjacências (Figura 4.18). Valores nulos de declividade afetam o cálculo da velocidade de escoamento devendo ser substituídos por valores maiores que zero, esta alteração foi efetuada de duas maneiras dependendo da célula pertencer ou não ao canal principal.

Nas células do rio principal foi feita a substituição dos valores do mapa, independentemente de serem nulos ou não, pelos correspondentes valores de declividade das células do rio, determinadas pela rotina computacional descrita no item 4.4.2

FIGURA 4.18 – MAPA DE REGIÕES COM DECLIVIDADE NULA



As células que não pertencem ao canal principal tiveram os valores nulos de declividade substituídos por um valor constante para todas as regiões, determinado empiricamente e igual a 0,01, valor este correspondente à média das declividades das células da primeira camada adjacente às regiões com declividade nula, conforme

pode ser visto na Figura 4.19. O mapa de declividades consistido é apresentado na Figura 4.20.

FIGURA 4.19 – EXEMPLO DAS CAMADAS DE CÉLULAS ENVOLVENTES DAS REGIÕES PLANAS

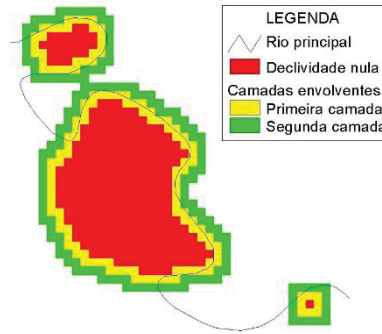
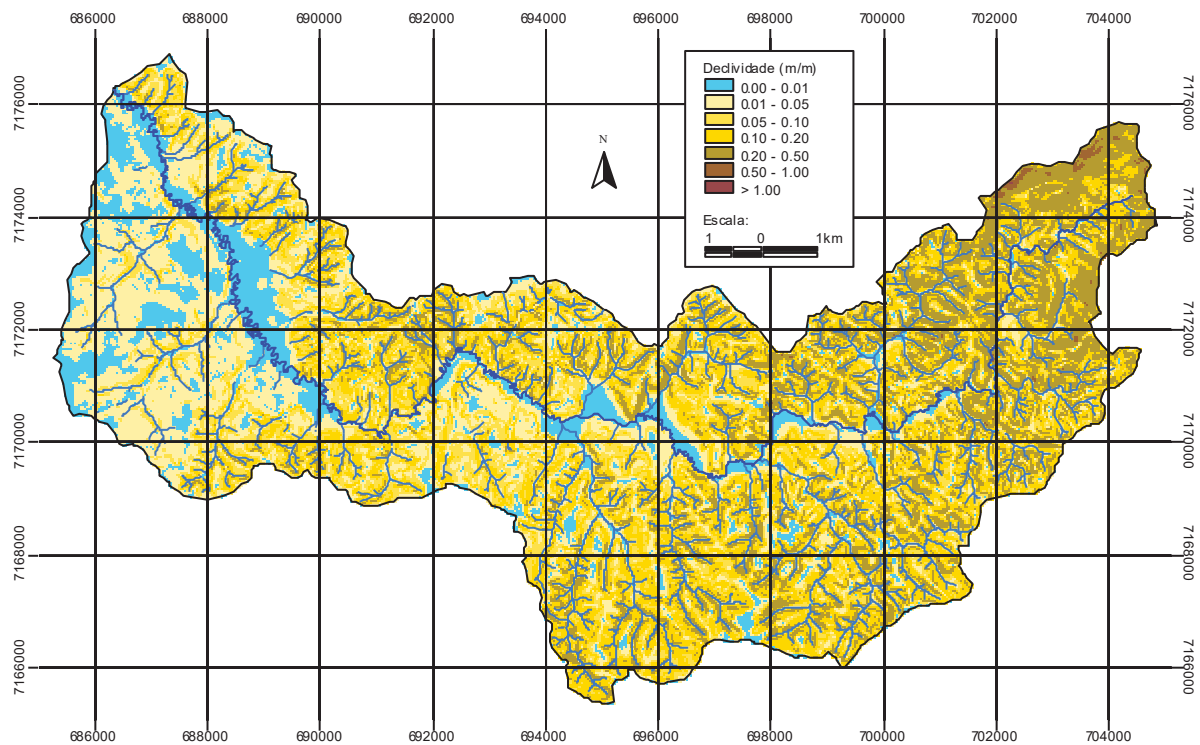


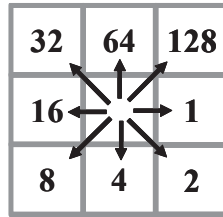
FIGURA 4.20 – MAPA DE DECLIVIDADE CONSISTIDO



4.4.4. Mapa de Direções de Fluxo

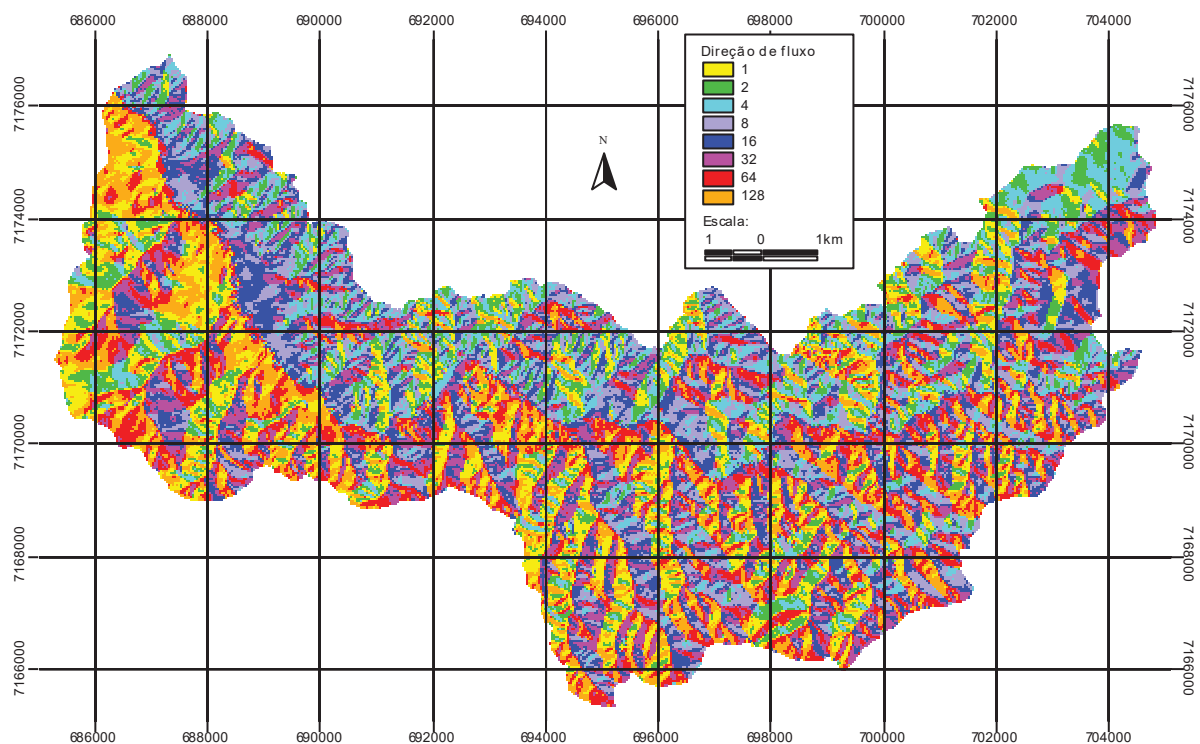
O mapa de direções de fluxo armazena em cada célula um valor que representa o destino do fluxo do escoamento entre as oito células vizinhas imediatas. A convenção adotada para este valor é apresentada na Figura 4.21.

FIGURA 4.21 - CONVENÇÃO DE VALORES DAS DIREÇÕES DE FLUXO



O mapa de direções de fluxo é preliminarmente obtido através da função FLOWDIRECTION (ARCINFO 8.1) aplicada ao MDT_FILLED. Em função de inconsistências observadas, o mapa resultante foi alterado, visando uma melhor representação do rio principal e sua sinuosidade. As direções de fluxo do canal principal foram substituídas pelas direções obtidas pela rotina computacional desenvolvida e que está descrita no item 4.4.2. O mapa final de direções de fluxo é apresentado na Figura 4.22.

FIGURA 4.22 – MAPA DE DIREÇÕES DE FLUXO CONSISTIDO



4.4.5. Mapa de Área Acumulada

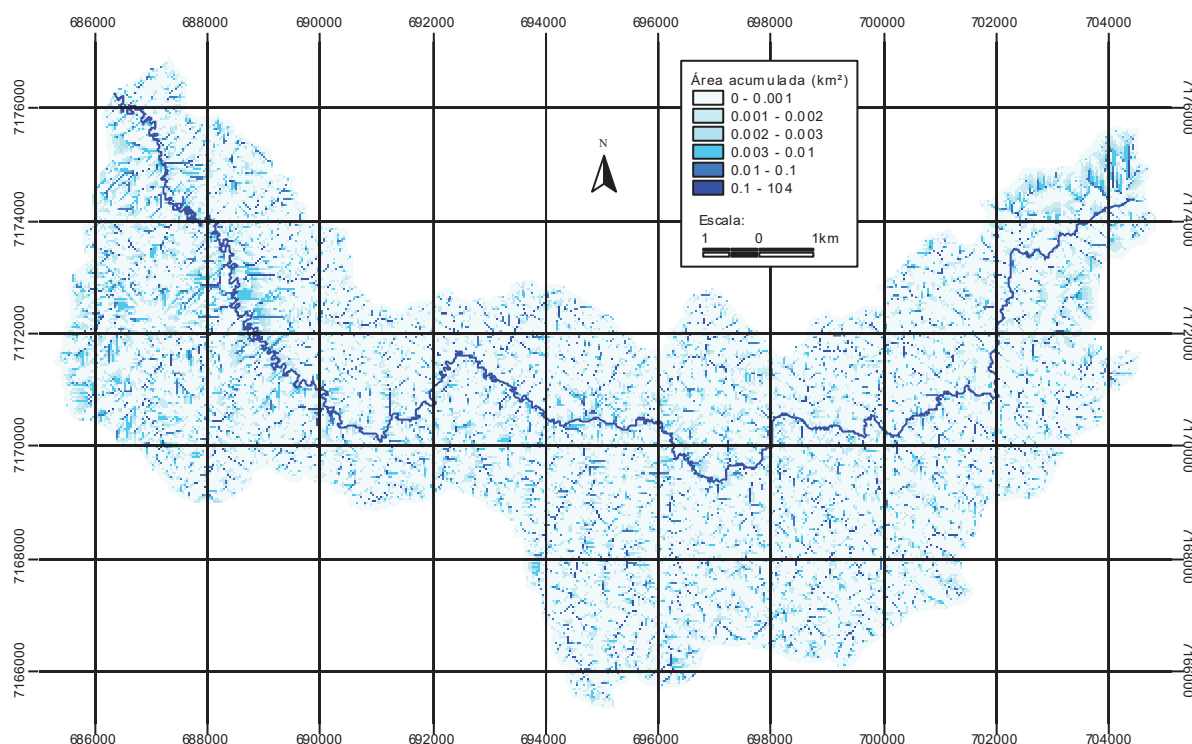
O mapa de área acumulada apresenta a medida da área de drenagem a

montante de cada célula.

A obtenção deste mapa foi feita através da função FLOWACCUMULATION (ARCIINFO 8.1) aplicada ao mapa de direções de fluxo. O resultado é apresentado na Figura 4.23.

As alterações das direções de fluxo efetuadas nas células pertencentes ao rio principal causaram grande impacto no mapa de fluxo acumulado. A principal consequência da correção é a fidelidade na representação do canal principal, com suas sinuosidades e, portanto, com a preservação do comprimento real do rio.

FIGURA 4.23 – MAPA DE ÁREA ACUMULADA CONSISTIDO



4.4.6. Mapa de Índice Topográfico

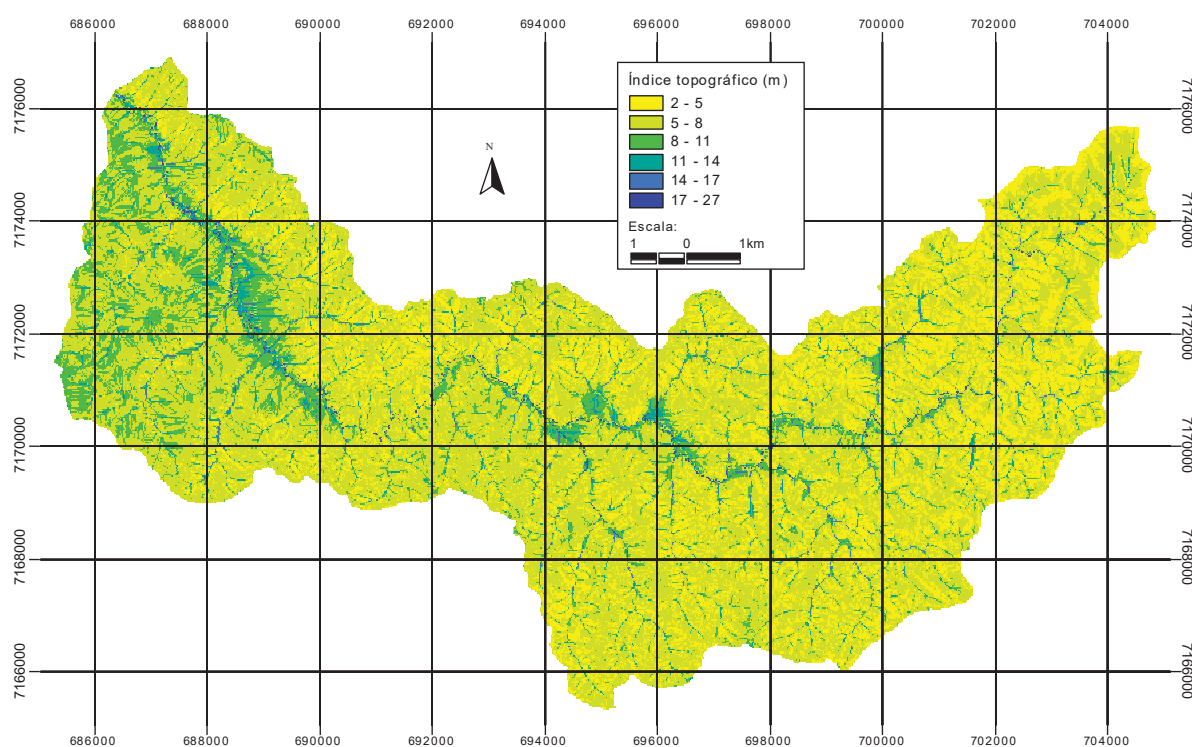
O índice topográfico representa a propensão de qualquer ponto da bacia desenvolver condições de saturação. Altos valores indicam uma maior facilidade de ocorrer saturação e são causados por longas vertentes, convergência das vertentes de montante e pequenas declividades do trecho. Outro uso é a análise de semelhança

hidrológica, uma vez que pontos com o mesmo valor do índice tendem a apresentar comportamento hidrológico semelhante (BEVEN, 2001; HORNBERGER *et. al.*, 1998). O mapa de índice topográfico (Figura 4.24) foi obtido pela Equação 4.32 aplicada, através do software Arcview, aos mapas de área acumulada e declividade.

$$IT_j = \frac{A_j / \ell c_j}{S_j} \quad (4.32)$$

onde: IT_j – índice topográfico na célula j [L];
 A_j – área afluente à célula j [L²];
 ℓc_j – comprimento do contorno [L];
 S_j – Declividade [adimensional].

FIGURA 4.24 - MAPA DE ÍNDICE TOPOGRÁFICO



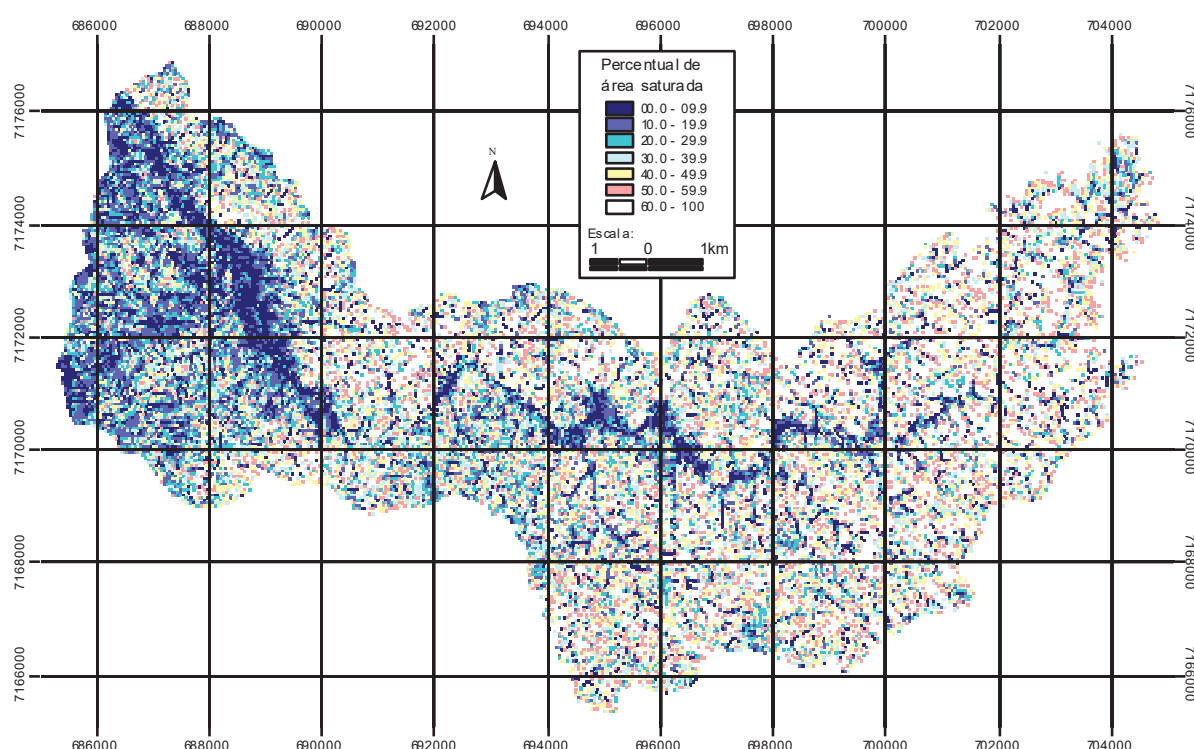
4.4.7. Mapa de Percentuais de Áreas Saturadas

O mapa de percentuais de áreas saturadas é feito de modo que para determinado valor de percentual de área saturada tem-se a distribuição espacial das regiões saturadas. Assim a série histórica de percentual de área saturada determina

indiretamente uma série histórica de distribuições espaciais de áreas contribuintes ao escoamento superficial de origem *dunniana*.

A obtenção deste mapa é com base na classificação do índice topográfico e é praticamente equivalente a uma espacialização da distribuição empírica acumulada onde 0% de área saturada corresponde ao valor máximo de *IT* (provavelmente na exutória) e o valor 100% de área corresponda ao valor mínimo de *IT*.

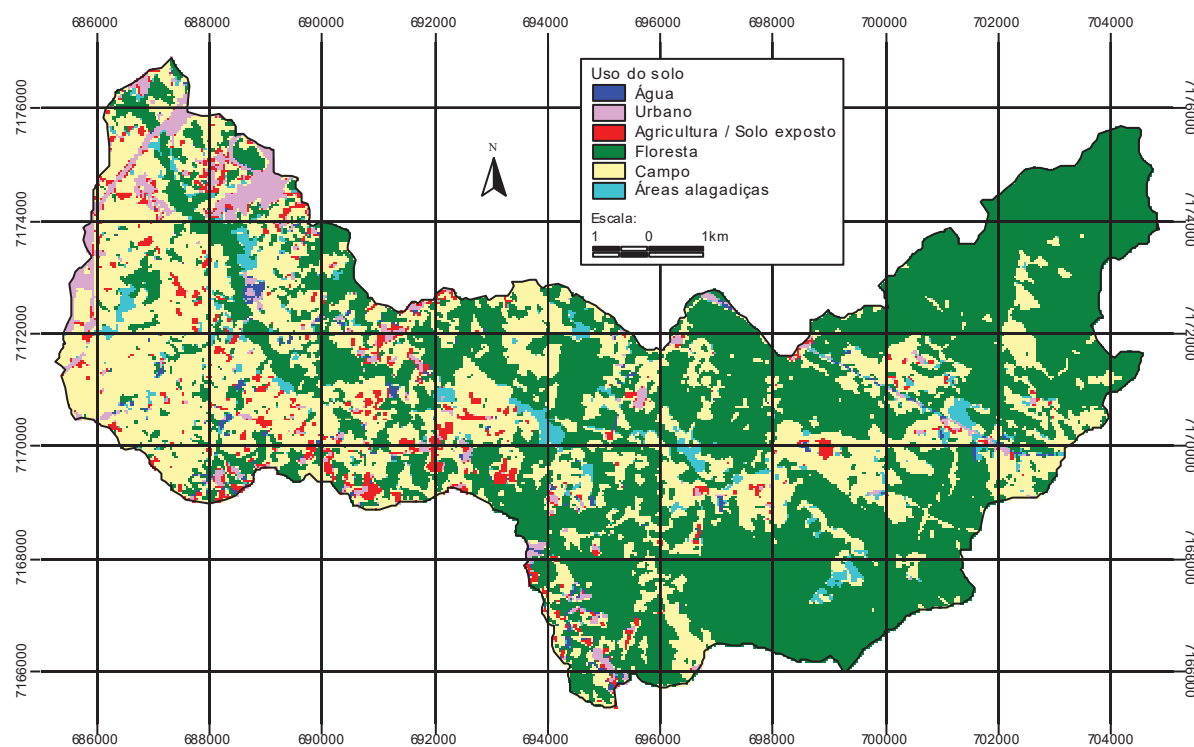
FIGURA 4.25 - PERCENTUAIS DE ÁREA POTENCIALMENTE SATURADA



4.4.8. Classificação do uso do solo e coeficiente de rugosidade de Manning

Para o coeficiente de rugosidade de Manning adotaram-se os valores apresentados na Tabela 4.1 associados a distribuição espacial segundo o tipo de uso do solo. O uso do solo, mostrado na Figura 4.26, foi avaliado por imagem de satélite Landsat 7 ETM+, órbita 220, ponto 78 adquirida em 29/09/1999.

FIGURA 4.26 – USO DO SOLO



Combinando-se a Figura 4.26 com os valores da Tabela 4.1 pode-se estimar os coeficientes de Manning para cada célula.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

No processo de modelagem as etapas de calibração e validação produzem séries de dados simuladas. A adequação do modelo ao sistema é averiguada através da comparação entre as séries simuladas e as séries observadas. Para esta comparação existe, mesmo que subjetiva, uma expectativa de qualidade que se confirmada permite julgar o modelo calibrado ou validade, conforme etapa avaliada. Antes avaliar a calibração deve-se ter em mente que o número de possíveis valores dos parâmetros é extraordinariamente grande, dificultando os métodos de tentativa e erro através da intervenção constante do usuário. Com isto os métodos de análise aplicados na calibração distinguem-se em dois grupos: (1) métodos de análise da qualidade do ajuste que subsidiam a escolha do rol de parâmetros calibrados, baseados nos indicadores de ajuste erro padrão e coeficiente de Nash; (2) métodos de análise auxiliares, verificando tendenciosidade, análise de volumes e coeficientes de escoamento superficial, aplicados quando já foi obtido um rol de parâmetros calibrados e, conseqüentemente, o volume de dados a serem analisados é reduzido. Por outro lado, na validação, o volume de dados a analisar é pequeno e todas as formas de análise podem ser aplicadas conjuntamente e usados nas conclusões sobre a validação.

5.1. CALIBRAÇÃO

5.1.1. Ciclos de Busca Exaustiva

A natureza do processo de calibração eleito para uso nessa dissertação, no caso a busca exaustiva, exige que os valores dos parâmetros sofram variações de forma regular com o objetivo de mapear e identificar o conjunto de parâmetros ótimos. Com vistas a esta questão operacional da calibração, o disciplinamento das variações dos parâmetros foi realizado ou por progressão aritmética ou por progressão

geométrica, conforme conveniência. Deste modo, cada um dos ciclos enumerados na Tabela 5.1 apresentam os valores mínimo, máximo e razão da progressão para cada um dos quatro parâmetros do modelo. A precisão na determinação do valor de cada parâmetro, em um determinado ciclo, fica definida pela razão da progressão. Foi estipulado que a precisão desejada ao final da calibração é de dois algarismos significativos, independentemente do parâmetro. Além dos dados referentes à variação dos parâmetros, a Tabela 5.1 também informa os valores dos indicadores de qualidade de ajuste (erro padrão e coeficiente de Nash) e os valores ótimos encontrados em cada ciclo.

Durante o processo de calibração verificou-se que os eventos selecionados de números 1, 10 e 12 (Tabela 4.2) não se ajustaram minimamente aos valores observados e por consequência foram excluídos das análises que objetivam a busca do rol de parâmetros calibrados. Nas análises complementares, onde não interferem na determinação dos parâmetros, os eventos excluídos são apresentados apenas a título de informação. A causa provável para o ajuste sofrível destes eventos é a existência de inconsistências nas observações não detectadas ou excessiva heterogeneidade espacial da chuva que causaria um distanciamento entre a situação real e a hipótese adotada para o modelo de chuva homoganeamente distribuída na bacia.

TABELA 5.1 - RESUMO DO PROCESSO DE CALIBRAÇÃO

CICLO	PARÂMETRO				INDICADOR DA QUALIDADE	
	V _m (m/s)	V _{min.} (m/s)	V _{máx.} (m/s)	D _j (m ² /s)	Erro Padrão	R ²
Ciclo 1 (0001 - 0729)						
Mínimo	0.003	0.0003	0.06	1.0	1.10225	-0.47839
Máximo	0.027	0.0027	0.30	256.0	3.18976	0.84808
Razão da progressão	⁽¹⁾ 0.003	⁽¹⁾ 0.0003	⁽¹⁾ 0.03	⁽²⁾ 2.0	***	***
Valor ótimo	0.012	0.0027	0.15	4.0	1.10225	0.84808
Ciclo 2 (0730 - 0783)						
Mínimo	0.009	0.0024	0.12	2.0	1.09335	0.69307
Máximo	0.015	0.0039	0.18	8.0	1.49982	0.85036
Razão da progressão	⁽¹⁾ 0.003	⁽¹⁾ 0.0003	⁽¹⁾ 0.03	⁽²⁾ 2.0	***	***
Valor ótimo	0.012	0.0039	0.15	4.0	1.09335	0.85036
Ciclo 3 (0784 - 0791)						
Mínimo	0.012	0.0036	0.02	4.0	1.08977	0.84993
Máximo	0.012	0.0057	0.02	4.0	1.09511	0.85110
Razão da progressão	⁽³⁾ ***	⁽¹⁾ 0.0003	⁽³⁾ ***	⁽³⁾ ***	***	***
Valor ótimo	0.012	0.0051	0.15	4.0	1.08977	0.85110
Ciclo 4 (0792 - 0851)						
Mínimo	0.010	0.0048	0.08	1.0	1.08111	0.56602
Máximo	0.013	0.0054	0.16	4.0	1.80284	0.85465
Razão da progressão	⁽¹⁾ 0.001	⁽¹⁾ 0.0003	⁽¹⁾ 0.02	⁽¹⁾ 1.0	***	***
Valor ótimo	0.011	0.0054	0.16	4.0	1.08111	0.85465
Ciclo 5 (0852 - 0911)						
Mínimo	0.010	0.0050	0.14	3.0	1.07396	0.81923
Máximo	0.012	0.0090	0.20	7.0	1.18963	0.85668
Razão da progressão	⁽¹⁾ 0.001	⁽¹⁾ 0.0001	⁽¹⁾ 0.02	⁽¹⁾ 1.0	***	***
Valor ótimo	0.011	0.0080	0.20	6.0	1.07396	0.85668
Ciclo 6 (0912 - 0920)						
Mínimo	0.011	0.0075	0.20	5.0	1.07391	0.85527
Máximo	0.011	0.0085	0.40	7.0	1.07760	0.85675
Razão da progressão	⁽³⁾ ***	⁽¹⁾ 0.0005	⁽¹⁾ 0.10	⁽¹⁾ 1.0	***	***
Valor ótimo	0.011	0.0080	0.30	6.0	1.07391	0.85659
Ciclo 7 (0921 - 0926)						
Mínimo	0.011	0.0080	0.20	6.0	1.07347	0.85648
Máximo	0.011	0.0080	0.35	6.0	1.07422	0.85678
Razão da progressão	⁽³⁾ ***	⁽³⁾ ***	⁽¹⁾ 0.03	⁽³⁾ ***	***	***
Valor ótimo	0.011	0.0080	0.23	6.0	1.07347	0.85678
Ciclo 8 (0927 - 0931)						
Mínimo	0.011	0.0080	0.21	6.0	1.07344	0.85673
Máximo	0.011	0.0080	0.25	6.0	1.07374	0.85678
Razão da progressão	⁽³⁾ ***	⁽³⁾ ***	⁽¹⁾ 0.01	⁽³⁾ ***	***	***
Valor ótimo	0.011	0.0080	0.24	6.0	1.07344	0.85678
Ciclo 9 (0932 - 0937)						
Mínimo	0.011	0.0069	0.24	6.0	1.07339	0.85658
Máximo	0.011	0.0084	0.24	6.0	1.07464	0.85685
Razão da progressão	⁽³⁾ ***	⁽¹⁾ 0.0003	⁽³⁾ ***	⁽³⁾ ***	***	***
Valor ótimo	0.011	0.0081	0.24	6.0	1.07350	0.85674
Ciclo 10 (0938 - 0943)						
Mínimo	0.011	0.0074	0.24	6.0	1.07339	0.85681
Máximo	0.011	0.0079	0.24	6.0	1.07362	0.85685
Razão da progressão	⁽³⁾ ***	⁽¹⁾ 0.0001	⁽³⁾ ***	⁽³⁾ ***	***	***
Valor ótimo	0.011	0.0078	0.24	6.0	1.07339	0.85683
Ciclo 11 (0944 - 1068)						
Mínimo	0.009	0.0074	0.22	5.5	1.07320	0.78954
Máximo	0.013	0.0078	0.26	5.9	1.27984	0.85688
Razão da progressão	⁽¹⁾ 0.001	⁽¹⁾ 0.0001	⁽¹⁾ 0.01	⁽¹⁾ 0.1	***	***
Valor ótimo	0.011	0.0074	0.25	5.5	1.07320	0.85686
Ciclo 12 (1069 - 1084)						
Mínimo	0.011	0.0072	0.22	5.3	1.07315	0.85672
Máximo	0.011	0.0075	0.25	5.8	1.07373	0.85689
Razão da progressão	⁽¹⁾ 0.001	⁽¹⁾ 0.0001	⁽¹⁾ 0.01	⁽¹⁾ 0.1	***	***
Valor ótimo	0.011	0.0072	0.25	5.3	1.07315	0.85687

NOTA: 1 - razão da progressão aritmética
2 - razão da progressão geométrica
3 - valor do parâmetro fixo

5.1.2. Análise da Qualidade de Ajuste (Erro Padrão e Coeficiente de Nash)

A partir dos parâmetros calibrados, cujos valores são apresentados na Tabela 5.2, foi obtida a série de vazões simuladas e calculados os indicadores de qualidade global e também para cada evento, com os resultados apresentados na Tabela 5.3. Nesta tabela são notáveis os baixos valores do coeficiente de Nash (R^2) dos eventos 1, 10 e 12, justificando a exclusão destes. Os eventos cujas vazões simuladas apresentam os melhores ajustes têm os valores de erro padrão inferiores a unidade e coeficiente de Nash superiores a 0,90. Destacam-se os eventos 4 e 9 pelo muito bom ajuste.

TABELA 5.2 - VALORES CALIBRADOS DOS PARÂMETROS

PARÂMETRO	VALOR	UNIDADE
V_{min}	0.0072	m/s
V_m	0.011	m/s
V_{max}	0.25	m/s
Dispersão	5.3	m ² /s

TABELA 5.3 – ANÁLISE INDIVIDUAL DOS EVENTOS NA CALIBRAÇÃO

EVENTO	ERRO PADRÃO	R^2
1	2.98783	-0.17575
2	0.53608	0.71510
3	0.64077	0.81531
4	0.46476	0.86877
5	0.54284	0.77057
6	1.15570	0.84491
7	1.19982	0.67884
8	1.58669	0.83370
9	0.99852	0.93531
10	1.49429	0.03553
11	1.29440	0.90915
12	1.49409	0.27212
13	1.12666	0.70294
Global	⁽¹⁾ 1.07315	⁽¹⁾ 0.85687

NOTA: 1 - desconsiderando os eventos 1, 10 e 12

5.1.3. Análise Complementar (Volumes e Coeficientes de Escoamento Superficial)

Observando os hidrogramas simulados e os observados dos eventos (figuras A.1 a A.13 constantes no Apêndice A), conclui-se que, de uma forma geral, os hidrogramas simulados acompanham razoavelmente bem os observados. Visualmente, porém, nota-se que o modelo tende a subestimar os valores de vazão. Este fato fica evidente com os resultados do cálculo da tendenciosidade que mostram que dos 10 eventos considerados cinco são bastante subestimados, três superestimados e apenas dois praticamente corretos (Tabela 5.4).

Devido à tendência de subestimação das vazões, os volumes herdaram essa característica e resultou que quase todos os volumes tiveram valores inferiores aos observados. Os volumes simulados e observados foram representados em um gráfico de dispersão (Tabela 5.1) de onde é possível constatar a tendência do comportamento linear das variações de volumes. Este fato é importante e muito positivo por indicar que as vazões simuladas acompanham as variações da vazão observada apresentando aqueles valores iguais a uma dada porcentagem destas e, portanto, são passíveis à correção através de um coeficiente corretor fixo. A disposição dos pontos no gráfico permitiu o ajuste de uma linha de tendência cujo coeficiente angular (0.8323) representa o inverso do coeficiente corretor que multiplicando as vazões simuladas mitiga o erro de subestimação de volumes e portanto das vazões.

FIGURA 5.1 - COMPARAÇÃO DOS VOLUMES ESCOADOS SUPERFICIALMENTE - CALIBRAÇÃO

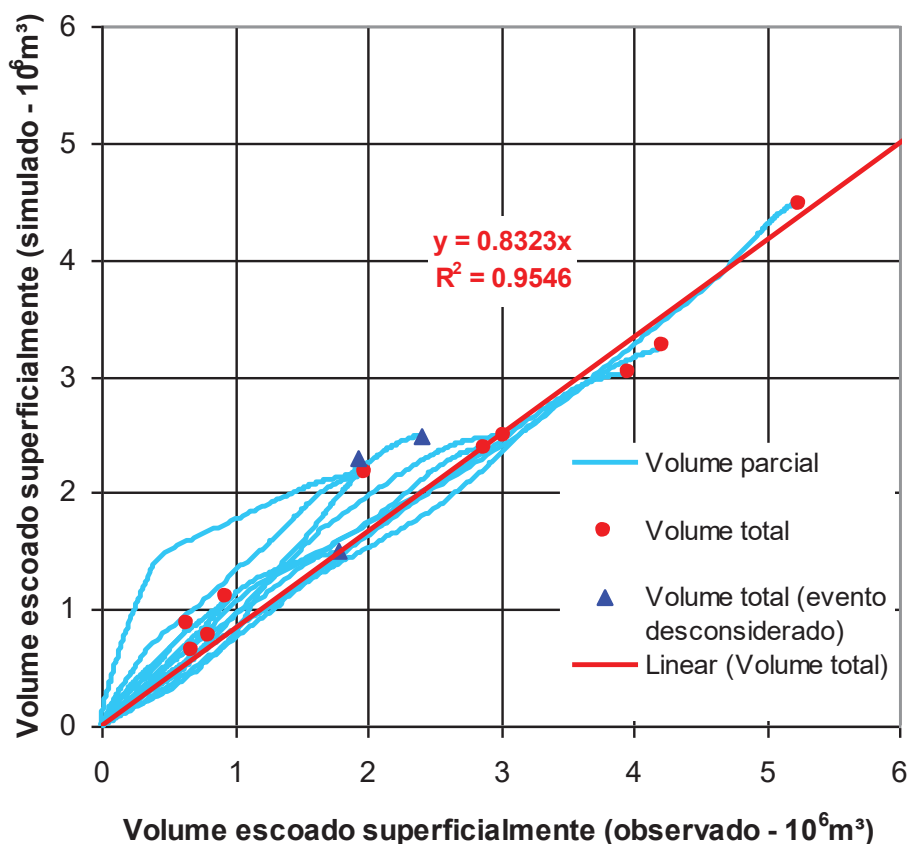


TABELA 5.4 - ANÁLISE DE TENDENCIOSIDADE

EVENTO	BIAS	EVENTO	BIAS
1 ⁽¹⁾	+0.527	8	-0.874
2	+0.282	9	-0.605
3	+0.529	10 ⁽¹⁾	-0.579
4	-0.074	11	-0.835
5	-0.059	12 ⁽¹⁾	+0.118
6	-0.920	13	+0.307
7	-0.638		

NOTA: 1 - evento desconsiderado

Outra forma de avaliar os volumes escoados superficialmente é analisar o coeficiente de escoamento superficial C , calculado através da Equação 4.24. A vantagem de avaliar esse coeficiente é a sensibilidade costumeiramente já adquirida pelos hidrólogos e também por ser um valor adimensional com limites mínimos e máximos definidos, 0 e 1 respectivamente, e dessa forma não está sujeito à

subjetividade da análise dos volumes. No caso de escoamento *dunniano*, este coeficiente coincide com a área saturada média durante o evento, conforme demonstrado no item 4.2.4. Na Tabela 5.5 são apresentados os valores do coeficiente de escoamento superficial para os valores de vazão observados e simulados. Nota-se que três dos 10 eventos (eventos quatro, cinco e treze) apresentam valores de C bastante parecidos entre o valor simulado e o observado, os outros sete eventos apresentam valores diferentes ou muito diferentes, sendo que apenas em três eventos (eventos dois, três e treze) o simulado superou o observado.

TABELA 5.5 - COEFICIENTES DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL DOS EVENTOS DE CALIBRAÇÃO

EVENTO	VOLUME ESCOADO SUPERFICIALMENTE (10^6m^3)		COEFICIENTE DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL	
	OBSERVADO	SIMULADO	OBSERVADO	SIMULADO
1 ⁽¹⁾	1.928	2.292	0.208	0.247
2	0.941	1.113	0.150	0.177
3	0.649	0.870	0.136	0.183
4	0.815	0.779	0.215	0.206
5	0.682	0.655	0.195	0.188
6	4.213	3.262	0.364	0.282
7	3.023	2.492	0.368	0.303
8	2.887	2.383	0.378	0.312
9	5.256	4.478	0.372	0.317
10 ⁽¹⁾	1.788	1.496	0.310	0.260
11	3.965	3.027	0.389	0.297
12 ⁽¹⁾	2.400	2.489	0.312	0.323
13	1.975	2.166	0.242	0.265

NOTA: 1 - evento desconsiderado

O fato de que na maioria dos eventos o coeficiente de escoamento simulado ter sido menor que o observado também é explicado pela tendenciosidade das simulações.

5.1.4. Análise do Mapa de Velocidades e de Tempo de Percurso

Os valores dos parâmetros de velocidade calibrados encontrados no décimo segundo ciclo (em destaque no fim da Tabela 5.1) são: (1) $V_{min}=0.0072\text{m/s}$, (2)

$V_m=0.011\text{m/s}$ e (3) $V_{max}=0.25\text{m/s}$. Estes valores são coerentes com os valores sugeridos por DUNNE (1978) que para a velocidade mínima é 10m/h (0.0028/s) e de 500m/h ($0,139\text{m/s}$) para a velocidade máxima. Apesar das velocidades calibradas serem mais altas, estão dentro de valores aceitáveis e no caso da velocidade máxima, dentro da mesma ordem de grandeza.

A partir desses parâmetros foram obtidos os mapas de velocidade de escoamento superficial (Figura 5.2) e tempo de percurso (Figura 5.3) obtidos ambos por processos descritos no item 4.2.3.

Observando a Figura 5.2 nota-se que a maioria das células apresentam velocidades de escoamento próximos ou iguais ao valor do parâmetro V_{min} . Na Tabela 5.6 são mostrados os valores de velocidade em termos de frequência.

TABELA 5.6 - DISTRIBUIÇÃO DE FREQUÊNCIA DAS VELOCIDADES

INTERVALOS DE CLASSE	Nº DE CÉLULAS	Nº DE CÉLULAS (%)
exatamente 0.00720	555345	53.35*
0.00720 0.00921	724923	69.64
0.00921 0.01121	96183	9.24
0.01121 0.01322	50543	4.86
0.01322 0.01523	28606	2.75
0.01523 0.24999	139923	13.44
exatamente 0.25000	766	0.07
TOTAL	1040944	100

* nota: valor contabilizado no segundo intervalo de classe

FIGURA 5.2 – MAPA DE VELOCIDADE SUPERFICIAL

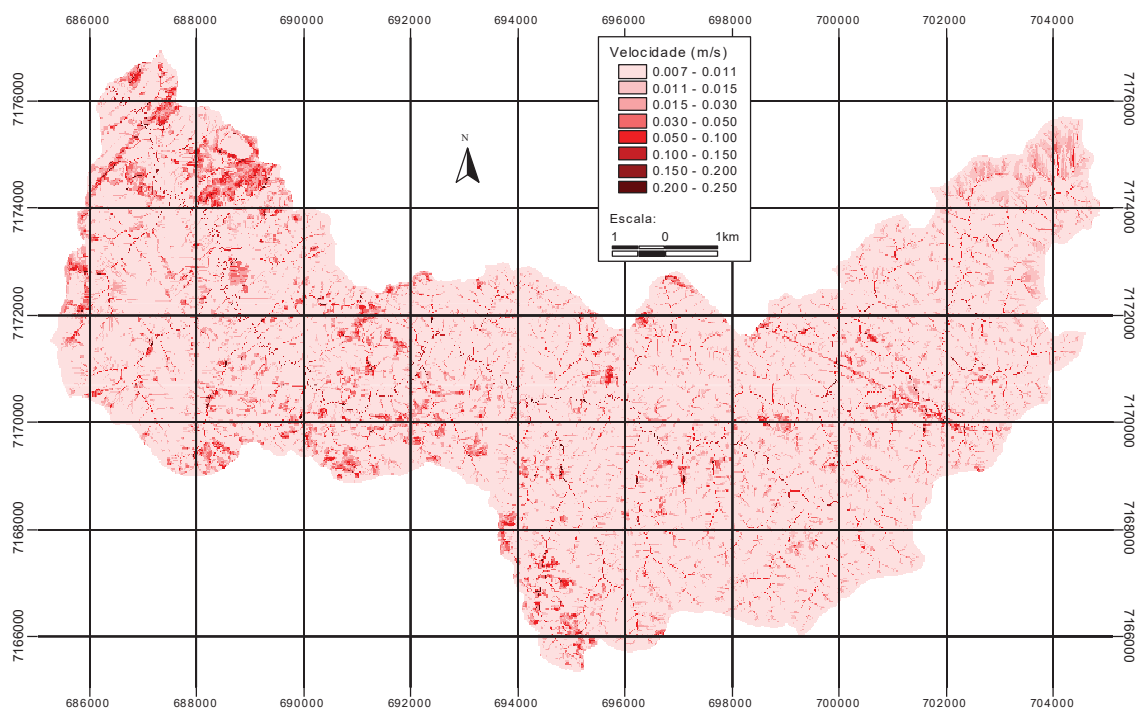
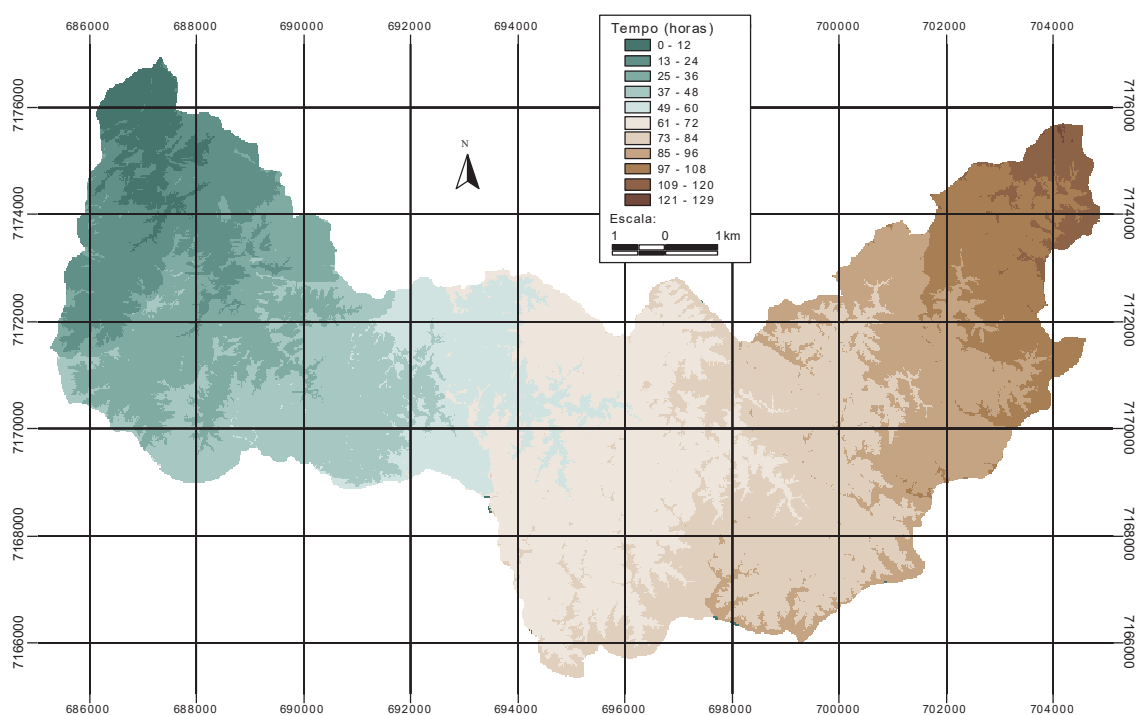


FIGURA 5.3 - MAPA DE TEMPOS DE PERCURSO ATÉ A EXUTÓRIA



Analisando o mapa de tempos de percurso (Figura 5.3), observa-se que a distribuição espacial dos tempos é coerente com a aquela esperada heurísticamente e é possível definir o tempo de concentração em 129 horas.

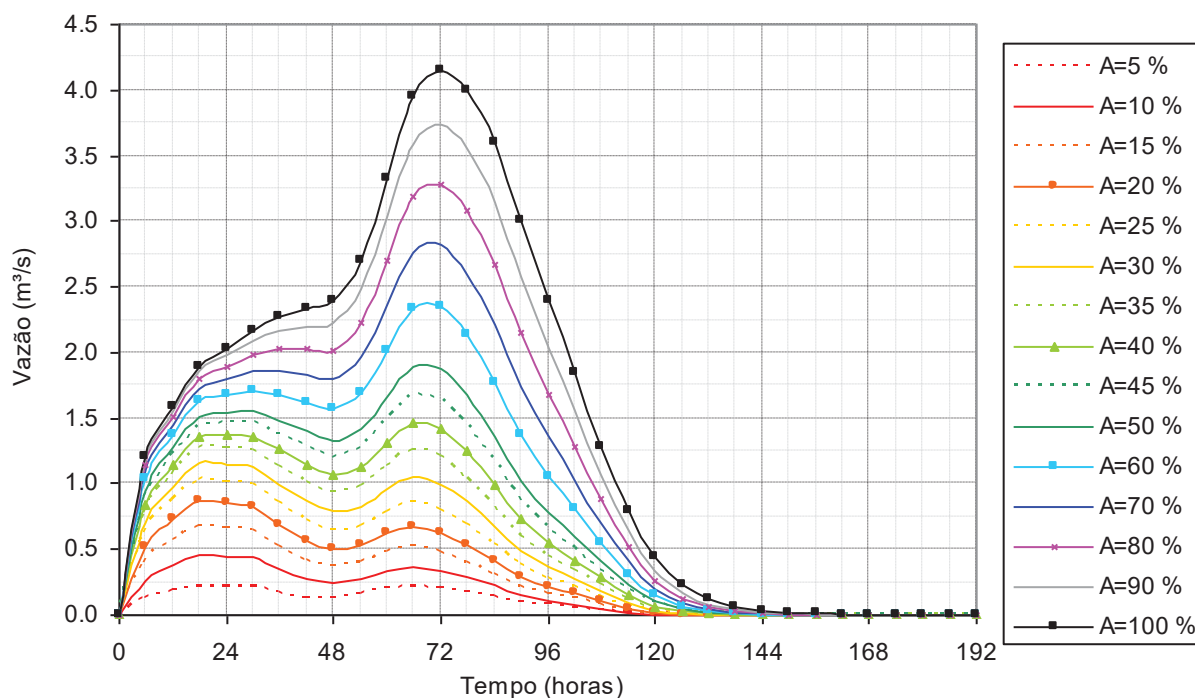
5.1.5. Hidrograma Unitário Calibrado

Com base nos mapas de velocidade superficial, tempo de percurso e áreas saturadas, juntamente com o parâmetro de dispersão, foram obtidos os hidrogramas unitários que são apresentados resumidamente na Tabela 5.7 e na Figura 5.4. Nesta figura nota-se a variabilidade do formato do HU em função do estado de umidade da bacia no instante em que ocorre a chuva. Para um valor de área saturada de até 35%, o tempo de pico do hidrograma é de 24h, ao passo que quando a área saturada é maior do que 35%, o tempo de pico passa a ser de 72h. Essa variabilidade explica os diferentes comportamentos de eventos de magnitudes distintas. Na bacia do rio Pequeno, a variabilidade da resposta hidrológica frente à magnitude do evento é identificada pela inspeção visual dos hidrogramas.

TABELA 5.7 - HIDROGRAMAS UNITÁRIOS CALIBRADOS PARA DIFERENTES PERCENTUAIS DE ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO

HORAS	VAZÃO (m ³ /s)														
	A=5 %	A=10 %	A=15 %	A=20 %	A=25 %	A=30 %	A=35 %	A=40 %	A=45 %	A=50 %	A=60 %	A=70 %	A=80 %	A=90 %	A=100 %
0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
6	0.1206	0.2658	0.3973	0.5198	0.6181	0.7058	0.7770	0.8444	0.8997	0.9498	1.0299	1.0923	1.1417	1.1799	1.2044
12	0.1760	0.3745	0.5602	0.7298	0.8629	0.9764	1.0679	1.1508	1.2187	1.2787	1.3733	1.4453	1.5048	1.5521	1.5854
18	0.2165	0.4500	0.6661	0.8629	1.0211	1.1541	1.2607	1.3570	1.4387	1.5120	1.6271	1.7184	1.7943	1.8541	1.8911
24	0.2081	0.4375	0.6503	0.8484	1.0075	1.1471	1.2622	1.3672	1.4585	1.5419	1.6778	1.7944	1.8941	1.9779	2.0318
30	0.2097	0.4362	0.6392	0.8277	0.9851	1.1266	1.2487	1.3612	1.4599	1.5520	1.7110	1.8550	1.9804	2.0926	2.1702
36	0.1666	0.3507	0.5230	0.6936	0.8488	0.9975	1.1314	1.2590	1.3727	1.4820	1.6787	1.8619	2.0218	2.1704	2.2780
42	0.1274	0.2708	0.4146	0.5678	0.7167	0.8703	1.0116	1.1507	1.2752	1.3975	1.6220	1.8347	2.0225	2.2009	2.3377
48	0.1156	0.2393	0.3638	0.5012	0.6397	0.7869	0.9269	1.0682	1.1972	1.3264	1.5687	1.8027	2.0183	2.2268	2.3964
54	0.1450	0.2735	0.3972	0.5353	0.6775	0.8302	0.9769	1.1295	1.2723	1.4179	1.6968	1.9704	2.2325	2.4882	2.7055
60	0.1929	0.3345	0.4702	0.6213	0.7810	0.9547	1.1265	1.3084	1.4829	1.6632	2.0172	2.3659	2.7056	3.0327	3.3189
66	0.2199	0.3676	0.5130	0.6756	0.8525	1.0499	1.2504	1.4660	1.6768	1.8981	2.3368	2.7676	3.1893	3.5921	3.9520
72	0.1967	0.3323	0.4686	0.6250	0.7968	0.9942	1.1977	1.4203	1.6403	1.8760	2.3487	2.8176	3.2839	3.7347	4.1472
78	0.1744	0.2883	0.4030	0.5377	0.6874	0.8624	1.0449	1.2489	1.4528	1.6762	2.1344	2.5999	3.0778	3.5542	4.0027
84	0.1347	0.2212	0.3093	0.4150	0.5337	0.6745	0.8228	0.9925	1.1671	1.3623	1.7738	2.2073	2.6674	3.1422	3.6008
90	0.0942	0.1542	0.2167	0.2937	0.3804	0.4855	0.5978	0.7286	0.8677	1.0252	1.3666	1.7389	2.1437	2.5734	2.9977
96	0.0711	0.1142	0.1594	0.2167	0.2804	0.3595	0.4458	0.5460	0.6552	0.7792	1.0501	1.3504	1.6801	2.0361	2.3963
102	0.0492	0.0824	0.1176	0.1617	0.2097	0.2708	0.3388	0.4157	0.5003	0.5963	0.8020	1.0296	1.2803	1.5538	1.8400
108	0.0262	0.0492	0.0740	0.1047	0.1377	0.1805	0.2291	0.2826	0.3415	0.4085	0.5494	0.7060	0.8805	1.0738	1.2860
114	0.0090	0.0202	0.0329	0.0496	0.0682	0.0930	0.1217	0.1533	0.1880	0.2278	0.3121	0.4083	0.5185	0.6439	0.7900
120	0.0020	0.0058	0.0105	0.0175	0.0260	0.0379	0.0520	0.0678	0.0852	0.1055	0.1501	0.2033	0.2666	0.3417	0.4352
126	0.0005	0.0018	0.0035	0.0062	0.0097	0.0148	0.0210	0.0281	0.0359	0.0453	0.0670	0.0942	0.1279	0.1698	0.2260
132	0.0002	0.0008	0.0017	0.0028	0.0044	0.0065	0.0091	0.0122	0.0157	0.0198	0.0301	0.0433	0.0603	0.0825	0.1146
138	0.0001	0.0005	0.0010	0.0016	0.0024	0.0033	0.0045	0.0059	0.0074	0.0093	0.0141	0.0204	0.0287	0.0401	0.0577
144	0.0001	0.0003	0.0006	0.0010	0.0014	0.0019	0.0025	0.0031	0.0038	0.0047	0.0070	0.0100	0.0140	0.0197	0.0291
150	0.0001	0.0002	0.0004	0.0007	0.0009	0.0012	0.0015	0.0018	0.0022	0.0026	0.0037	0.0051	0.0071	0.0099	0.0148
156	0.0000	0.0002	0.0003	0.0005	0.0006	0.0008	0.0010	0.0011	0.0013	0.0015	0.0021	0.0028	0.0038	0.0052	0.0077
162	0.0000	0.0001	0.0002	0.0003	0.0004	0.0005	0.0007	0.0008	0.0009	0.0010	0.0013	0.0016	0.0021	0.0028	0.0041
168	0.0000	0.0001	0.0002	0.0002	0.0003	0.0004	0.0005	0.0005	0.0006	0.0007	0.0008	0.0010	0.0012	0.0016	0.0022
174	0.0000	0.0001	0.0001	0.0002	0.0002	0.0003	0.0003	0.0004	0.0004	0.0005	0.0006	0.0007	0.0008	0.0010	0.0013
180	0.0000	0.0000	0.0001	0.0001	0.0002	0.0002	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0004	0.0004	0.0005	0.0006	0.0008
186	0.0000	0.0000	0.0001	0.0001	0.0001	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0003	0.0003	0.0003	0.0004	0.0004	0.0005
192	0.0000	0.0000	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0003	0.0003	0.0003

FIGURA 5.4 - HIDROGRAMAS UNITÁRIOS CALIBRADOS PARA DIFERENTES PERCENTUAIS DE ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO



5.2. VALIDAÇÃO

A validação do modelo foi feita usando 37 eventos selecionados (Tabela 4.3) no período de maio de 2002 a dezembro de 2004. Para todos os eventos foram usadas as mesmas ferramentas de análise usadas na avaliação dos resultados da calibração. O número maior de eventos selecionados (quase todos os eventos significativos no período da validação foram selecionados) é justificado pela intenção de obter-se um veredito imparcial quanto aos resultados do modelo.

Os hidrogramas simulados e observados para os eventos de validação são apresentados em forma gráfica no Apêndice B (Figuras B1 a B37) juntamente com as precipitações observadas em Guajubi e Fazendinha, sendo que para a primeira os dados são apresentados em base horária e também acumulada às 7 e às 17h e para a segunda somente às 7 e às 17h. Com essa representação da chuva nos gráficos, fica claro se houve inconsistência entre os registros dos dois postos o que indica erro de observação (mais provável no registrador automático, dado a sensibilidade deste a problemas eletromecânicos) ou heterogeneidade espacial da chuva. Observa-se

que nos 79 episódios pluviais presentes nos 37 eventos analisados 56 apresentaram precipitação acumulada maior em Fazendinha, 15 episódios apresentam precipitação similar nas duas estações e apenas 8 mostraram uma situação contrária, o que é um indício que o pluviógrafo de Guajubi apresenta uma tendenciosidade para baixo nas medidas. Isso acredita-se poder explicar a tendenciosidade nos resultados simulados como será comentado mais adiante.

Os valores de erro padrão e coeficiente de Nash para cada evento são apresentados na Tabela 5.8. Para analisar esses resultados é essencial a simultaneidade na inspeção visual dos hidrogramas dos dados simulados e observados (ver hidrogramas nas Figuras B.1 a B.37 no Apêndice B). A análise visual dos eventos da validação detectou que existem problemas nos dados hidrológicos nos eventos 10, 25, 26 e 33, onde aparentemente existem discrepâncias importantes entre as precipitações e as vazões. Em outros eventos, como por exemplo 2 e 23, as discrepâncias podem ser atribuídas a heterogeneidade espacial da chuva ou falhas no pluviógrafo de Guajubi. Os eventos supracitados têm na Tabela 5.8 refletidos os desajustes identificados visualmente, pois apresentam valores altos para o erro padrão e baixos para o coeficiente de Nash. O único evento que visualmente é considerado muito ruim e não apresenta um motivo aparente para o desajuste é o evento dois. Para este evento os valores de erro padrão e coeficiente de Nash não indicam que poderia ser ruim. Os eventos enumerados acima, devido às dúvidas que os cercam, passam a não fazer parte dos comentários futuros.

TABELA 5.8 – ERRO PADRÃO E COEFICIENTES DE NASH DOS EVENTOS

EVENTO	ERRO PADRÃO	R ²	EVENTO	ERRO PADRÃO	R ²
1	0.5956	0.8447	20	0.8247	0.7952
2 ⁽¹⁾	1.1473	0.7751	21	0.8759	0.7514
3	0.7819	0.8035	22	0.531	0.677
4	1.5365	0.8523	23 ⁽¹⁾	1.8547	0.4092
5	0.506	0.6217	24	1.4761	0.7258
6	1.1398	0.7474	25 ⁽¹⁾	1.0924	0.4983
7	0.3648	0.8684	26 ⁽¹⁾	1.4303	0.5128
8	0.3083	0.8666	27	0.5298	0.7557
9	0.5899	0.8239	28	0.746	0.8326
10 ⁽¹⁾	1.4177	0.4046	29	0.2949	0.8433
11	1.6591	0.7658	30	1.0501	0.7147
12	1.0236	0.6702	31	0.451	0.8089
13	0.3184	0.8881	32	1.0423	0.7016
14	0.8402	0.7719	33 ⁽¹⁾	1.7293	0.5049
15	0.9967	0.7927	34	0.7195	0.701
16	0.8737	0.8542	35	1.081	0.6402
17	0.768	0.8633	36	0.5679	0.8244
18	0.4911	0.8317	37	0.7923	0.8273
19	0.649	0.774			

NOTA: 1 - eventos descartados após análise visual

TABELA 5.9 - VOLUME ESCOADO SUPERFICIALMENTE

EVENTO	VOLUME ESCOADO SUPERFICIALMENTE (10 ⁶ m ³)		DIFERENÇA (%)	EVENTO	VOLUME ESCOADO SUPERFICIALMENTE (10 ⁶ m ³)		DIFERENÇA (%)
	OBSERVADO	SIMULADO			OBSERVADO	SIMULADO	
1	1.768	1.610	-9.0	20	1.763	1.491	-15.4
2 ⁽¹⁾	2.543	1.611	-36.6	21	3.377	2.669	-21.0
3	1.025	0.755	-26.3	22	0.922	0.904	-1.9
4	2.199	1.469	-33.2	23 ⁽¹⁾	5.346	4.557	-14.8
5	0.352	0.480	36.5	24	2.624	1.651	-37.1
6	0.827	1.301	57.2	25 ⁽¹⁾	1.006	0.648	-35.6
7	1.252	0.973	-22.3	26 ⁽¹⁾	3.132	1.828	-41.6
8	0.581	0.541	-6.8	27	1.561	1.297	-16.9
9	1.241	1.063	-14.3	28	1.030	0.587	-43.0
10 ⁽¹⁾	1.899	1.473	-22.5	29	0.559	0.512	-8.5
11	4.466	5.621	25.9	30	1.677	1.226	-26.9
12	1.629	1.567	-3.8	31	0.978	0.920	-5.9
13	0.772	0.723	-6.3	32	2.582	1.708	-33.8
14	1.731	1.153	-33.4	33 ⁽¹⁾	1.539	0.729	-52.6
15	1.998	1.721	-13.9	34	2.267	1.897	-16.3
16	1.209	0.912	-24.6	35	1.527	0.996	-34.8
17	1.488	1.236	-17.0	36	1.296	1.135	-12.4
18	1.147	0.843	-26.5	37	2.256	1.646	-27.0
19	1.168	1.186	1.5				

NOTA: 1 - eventos descartados após análise visual

A Tabela 5.9 compara os volumes escoados superficialmente observados e simulados notando-se que esses volumes foram sistematicamente subestimados acarretando uma tendenciosidade para baixo das vazões simuladas. A mesma

conclusão pode ser tirada da análise da Figura 5.5 onde ainda se percebe que os desvios são aproximadamente proporcionais aos volumes da mesma maneira como foi observado nos eventos de calibração. Também o coeficiente angular da reta ajustada aos eventos de validação (0.8317) se apresenta graficamente idêntico ao dos eventos de calibração (0.8323). Isso indica que se as vazões simuladas fossem corrigidas pela tendenciosidade observada na calibração a tendenciosidade nos eventos de validação deverá ser fortemente atenuada proporcionando um ajuste bastante razoável.

A Figura 5.6 mostra a distribuição dos desvios percentuais onde também a tendenciosidade da ordem de 20% fica evidente. Essa figura também indica que em 80% dos casos os desvios situam-se entre +20% e -40%, portanto +/- 30% em relação à média.

FIGURA 5.5 - COMPARAÇÃO DOS VOLUMES ESCOADOS SUPERFICIALMENTE - VALIDAÇÃO

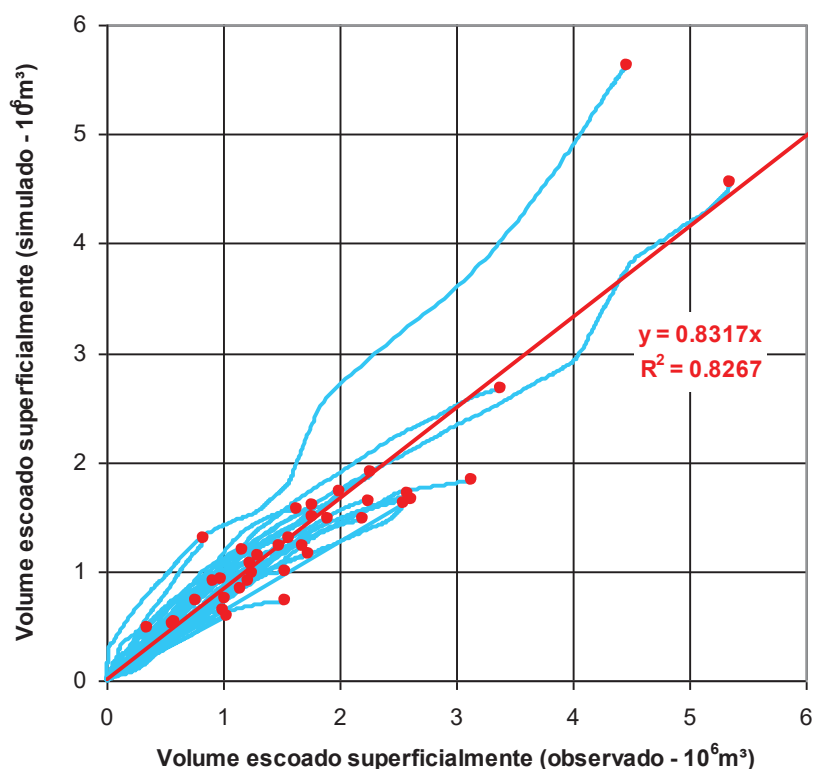
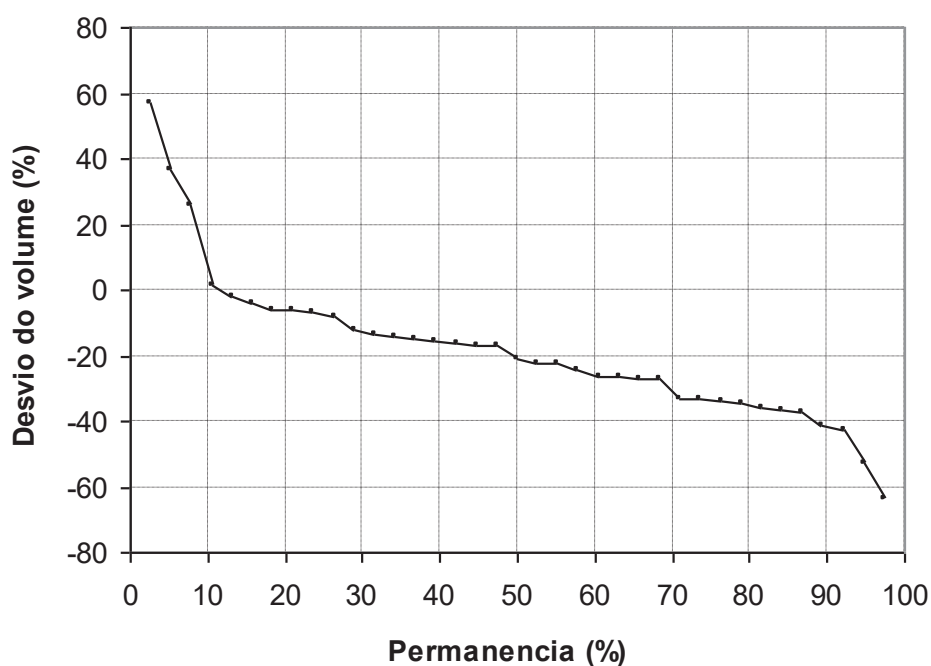


FIGURA 5.6 - DISTRIBUIÇÃO ACUMULADA EMPÍRICA DOS DESVIOS DOS VOLUMES



A Tabela 5.10 mostra os coeficientes de escoamento superficial observadas e simulado ficando novamente evidente a existência da tendenciosidade negativa. Apenas em três entre os 37 eventos o coeficiente simulado apresentou-se superior ao observado, em quatro casos foi praticamente igual e em 30 casos o coeficiente observado foi maior.

A Tabela 5.11 apresenta a tendenciosidade observada sendo que esta foi positiva em apenas 4 eventos (eventos 5, 6, 11 e 19) sendo negativa em todos os demais. Em média a tendenciosidade dos eventos de validação resultou em -0.416 com desvio padrão entre eventos de 0.508. Entretanto, dada a linearidade entre volumes escoados (magnitude da cheia) e desvios parece mais razoável efetuar a correção dos valores simulados proporcionalmente às vazões do que aplicar uma correção fixa (aditiva) igual à média da tendenciosidade. Acredita-se que a qualidade do ajuste apenas razoável pode ser melhorada consideravelmente se for aplicada uma correção proporcional de tendenciosidade aos valores simulados ou uma correção adequada aos registros de precipitação em Guajubi que aparentemente subestima a precipitação média sobre a bacia.

TABELA 5.10 - COEFICIENTES DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL DOS EVENTOS DE CALIBRAÇÃO

EVENTO	COEFICIENTE DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL		EVENTO	COEFICIENTE DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL	
	OBSERVADO	SIMULADO		OBSERVADO	SIMULADO
1	0.242	0.220	20	0.313	0.264
2 ⁽¹⁾	0.323	0.204	21	0.347	0.274
3	0.308	0.227	22	0.241	0.236
4	0.383	0.256	23 ⁽¹⁾	0.353	0.301
5	0.182	0.248	24	0.368	0.231
6	0.165	0.260	25 ⁽¹⁾	0.414	0.266
7	0.270	0.210	26 ⁽¹⁾	0.438	0.255
8	0.233	0.217	27	0.308	0.256
9	0.328	0.281	28	0.403	0.230
10 ⁽¹⁾	0.339	0.263	29	0.274	0.251
11	0.240	0.303	30	0.349	0.255
12	0.276	0.265	31	0.245	0.230
13	0.233	0.219	32	0.398	0.263
14	0.294	0.196	33 ⁽¹⁾	0.411	0.195
15	0.262	0.225	34	0.277	0.231
16	0.246	0.186	35	0.468	0.305
17	0.270	0.224	36	0.264	0.231
18	0.345	0.253	37	0.364	0.266
19	0.218	0.221			

NOTA: 1 - eventos descartados após análise visual

TABELA 5.11 - TENDENCIOSIDADE (BIAS) DOS VOLUMES

EVENTO	BIAS	EVENTO	BIAS
1	-0.206	20	-0.411
2 ⁽¹⁾	-0.742	21	-0.419
3	-0.535	22	-0.034
4	-1.480	23 ⁽¹⁾	-0.606
5	+0.360	24	-1.027
6	+1.124	25 ⁽¹⁾	-0.726
7	-0.290	26 ⁽¹⁾	-1.146
8	-0.096	27	-0.274
9	-0.332	28	-0.699
10 ⁽¹⁾	-0.551	29	-0.102
11	+0.786	30	-0.732
12	-0.124	31	-0.121
13	-0.090	32	-0.804
14	-0.655	33 ⁽¹⁾	-1.355
15	-0.464	34	-0.354
16	-0.688	35	-0.911
17	-0.420	36	-0.265
18	-0.355	37	-0.657
19	+0.024	Média ⁽²⁾	-0.331

NOTA: 1 - eventos excluídos

2 - não considera eventos excluídos

5.3. DISCUSSÃO

A performance do modelo para os casos analisados deve ser avaliada através de dois pontos de vistas distintos: (1) forma do hidrograma e (2) volume escoado superficialmente. Apesar da forma do hidrograma ser dependente indiretamente do volume, somente diferenças grandes na área saturada ou na precipitação média nessas áreas podem resultar em mudanças significativas no volume escoado e que afetem sensivelmente o hidrograma. Pela análise visual percebe-se que em geral a forma dos hidrogramas é satisfatória na calibração e na validação. Além dessas questões ainda persiste a possibilidade, pelo menos em partes da bacia, da ocorrência do escoamento *hortoniano*, pelo fato de que áreas vegetadas e permeáveis serem entremeadas por áreas menos permeáveis ou mesmo impermeáveis (ex. estradas, edificações e gramados). Ao determinar as áreas variáveis de afluência evidentemente fica de fora o escoamento superficial *hortoniano* em parcelas não saturadas vizinhas às saturadas. Também a ocorrência de chuvas muito heterogêneas na bacia pode comprometer os resultados, dado que nos pluviômetros não foram registradas precipitações, porém em outras partes da bacia podem ter ocorrido chuvas de intensidade considerável. Esse fenômeno ocorre principalmente nos meses de verão onde predominam as chuvas do tipo convectivas. Quanto aos volumes escoados a questão é complexa por depender de diferentes fatores. Primeiramente há a questão da qualidade dos registros hidrológicos, mais exatamente o caso da estação Guajubi, que possui apenas dados medidos automaticamente de forma a não ser possível efetuar a análise de consistência e eventuais correções com base em um pluviômetro manual instalado no mesmo local. É fato conhecido que os equipamentos automáticos costumam apresentar divergências graves com relação aos pluviômetros convencionais, principalmente com tendência a subestimar as precipitações e, em muitos casos, os erros de medida são variáveis em função da intensidade da chuva, vento e outros fatores dificultando a análise da consistência dos

dados. Além disso, o pluviógrafo de Guajubi está instalado a uma altura diferente do padrão que é de 1,50m.

Os dados de vazão também apresentam características específicas: sofrem variações, algumas delas imprevisíveis, decorrentes da vazão aduzida pela ETA Pequeno, pertencente a SANEPAR. Embora a vazão média seja da ordem de 120l/s as vazões horárias apresentam variações consideráveis. Além disso o tempo de percurso influi na alteração real produzida na estação Fazendinha. Entretanto, a magnitude dessas variações é pequena quando comparada a vazões médias durante os eventos de cheia.

Além dessas questões ainda persiste a possibilidade, pelo menos em partes da bacia, da ocorrência do escoamento *hortoniano*, pelo fato de que áreas vegetadas e permeáveis serem entremeados por áreas menos permeáveis ou mesmo impermeáveis (ex. estradas, edificações e gramados). Ao determinar as áreas variáveis de afluência evidentemente fica de fora o escoamento superficial *hortoniano* em parcelas não saturadas vizinhos as cercas saturadas. Também a ocorrência de chuvas muito heterogêneas na bacia pode comprometer os resultados dado que nos pluviômetros não foram registradas precipitações porém em outras partes da bacia podem ter ocorridas chuvas de intensidade considerável. Esse fenômeno ocorre principalmente nos meses de verão onde predominam as chuvas do tipo convectivas.

Apesar dessas considerações, observa-se que a qualidade de ajuste, se analisada exclusivamente sob a ótica do erro padrão e do indicador de Nash, pode ser considerada bastante razoável. Considerando-se em geral um índice de Nash superior a 0,7 representa um bom ajuste (SANTOS, 2005). Por exemplo, SANTOS (2001) obteve na calibração do modelo TOPMODEL para a mesma bacia um índice médio da ordem de 0,70 com valores mínimo e máximo iguais a 0,87 e 0,53, respectivamente. Na presente dissertação a média foi de 0,78 e os mínimos e máximos iguais a 0,64 e 0,84 respectivamente. Também o erro padrão situa-se dentro de uma faixa de 0,3 a 1,5 m³/s o que pode ser considerado razoável em vista das

incertezas no dados. O que salta à vista e compromete o resultado, pelo menos do ponto de vista subjetivo a partir da inspeção visual dos hidrogramas, é a forte e constante tendenciosidade, a qual, contudo, pode ser corrigida por um fator de correção adequado, como já explicado anteriormente. As possíveis razões dessa tendenciosidade já foram comentadas, sendo a mais plausível erros nas observações pluviométricas e fluviométricas embora outros fatores podem estar presentes concomitantemente.

O presente trabalho, além de cumprir com o seu objetivo principal que era desenvolver um modelo de hidrograma unitário espacialmente distribuído e que possa considerar áreas variáveis de afluência produziu alguns subprodutos que podem ser úteis em outras modelagens distribuídas da bacia. Entre esses subprodutos destacam-se os vários mapas apresentados nesta dissertação tais como mapa de declividades, mapa de velocidades de fluxo, caminhos de fluxo e tempo de percurso. Esses mapas podem ser muito úteis em estudos futuros da bacia do rio Pequeno que necessitem de uma modelagem distribuída. Também o modelo digital do terreno (MDT) desenvolvido nesta dissertação e que elimina vários defeitos de MDT tradicional obtido a partir das rotinas do ARCINFO pode ser bastante útil para aplicações futuras.

Cumprido assinalar finalmente que a modelagem distribuída como foi desenvolvida nesta dissertação com o mínimo de parâmetros a calibrar constitui-se sempre um grande desafio ao pesquisador principalmente no nosso meio onde predomina a escassez crônica de dados tanto no aspecto das abrangências temporal e espacial como também no que tange a sua qualidade e precisão.

6. CONCLUSÕES

Na modelagem matemática de bacias hidrográficas e em particular nos modelos chuva-vazão o desenvolvimento recente tem sido a gradativa substituição dos modelos concentrados ou semi-distribuídos por uma abordagem verdadeiramente distribuída. Uma das formas mais comuns dos modelos distribuídos consiste no uso de uma malha retangular de células regulares às quais são atribuídas propriedades diferenciadas.

O modelo desenvolvido nesta dissertação enquadra-se nessa categoria e utiliza o hidrograma unitário, originalmente um modelo concentrado, adaptando as suas propriedades a uma abordagem espacialmente distribuída. Pelo fato de adotar essa característica presta-se para modelar o escoamento por áreas variáveis de afluência também conhecido como escoamento *dunniano*.

Algumas conclusões relevantes decorrem do trabalho desenvolvido nesta dissertação:

- i) É possível transformar o hidrograma unitário clássico em um modelo distribuído de transformação chuva-vazão;
- ii) O modelo apresentou resultados bastante razoáveis quando analisado sob o aspecto de indicadores de desempenho derivados de desvios quadráticos tais como o índice de Nash ou o erro padrão;
- iii) os resultados no caso da bacia do rio Pequeno apresentaram forte e constante tendenciosidade (BIAS) cujas causas não ficaram totalmente esclarecidas mas especula-se que resultam principalmente de erros nas observações hidrológicas;
- iv) essa tendenciosidade apresenta-se proporcional aos volumes escoados e pode ser corrigida por um coeficiente corretor adequado;
- v) o modelo desenvolvido parece bastante promissor para modelar de forma distribuída o processo de transformação chuva-vazão em bacias de pequena e médio porte ($<5.000\text{km}^2$);

- vi) vários subprodutos, principalmente mapas de vários atributos morfológicos puderam ser obtidos no decorrer da elaboração desta dissertação.

Apesar do modelo desenvolvido constituir-se em um avanço importante na modelagem do processo chuva-vazão, vários aperfeiçoamentos podem ser facilmente implementados em desenvolvimentos futuros tais como:

- i) Possibilidade de considerar chuvas heterogêneas na bacia atribuindo precipitações distintas. A distribuição espacial de um dado evento de chuva pode, por exemplo, ser obtido através das imagens de radar meteorológico e calibrado com pluviômetros;
- ii) Consideração simultânea de escoamentos superficiais *hortoniano* e *dunniano* em diferentes porções da bacia. Para isto basta considerar nas áreas saturadas uma capacidade de infiltração nula e nas áreas de capacidade de infiltração variáveis conforme o tipo e uso do solo;
- iii) Acoplar ao modelo método substitutivo do modelo TOPMODEL no cálculo das áreas saturadas;
- iv) Aperfeiçoar a estimativa da velocidade nos canais procurando correlacionar parâmetros hidráulicos e geométricos com área de drenagem e outras características fisiográficas da bacia drenada pela correspondente seção do rio ou ainda buscando obter tais imagens;
- v) Finalmente, talvez a recomendação mais urgente é a investigação sistemática da causa da tendenciosidade nos resultados produzidos pelo modelo e investigar forma de corrigi-las.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGNESE, C.; D'ASARO, F.; GIORDANO, G. Estimation of the time scale of the geomorphologic instantaneous unit hydrograph from effective streamflow velocity. **Water Resources Research**, v. 24, n. 7, p. 969-978, July 1988.

ARAUJO, A. A. M. **Identificação de componentes hidrológicas através de filtros auto-recursivos**, 1996. 118 f. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Engenharia Hidrológica) – Departamento de Hidráulica e Saneamento, Universidade Federal do Paraná.

ARNOLD, J.G.; ALLEN, P.M.; MUTTIAH, R.; BERNHARDT, G. Automated base flow separation and recession analysis techniques. **Ground Water**, v. 33, n.6, p.1010-1018, November – December 1995

ATKINSON, T. C. Techniques for measuring subsurface flow on hillslopes. In: KIRKBY, M. J. **Hillslope Hydrology**. John Wiley & Sons, 1978. p. 73 – 120.

BETTINE, S. C. **Aplicação do Modelo Geomorfológico para previsão do Hidrograma Unitário em Bacias Hidrográficas do Estado de São Paulo**, 1984. 67f. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo.

BEVEN, K. J. **Rainfall – runoff modelling: The primer**. West Sussex: John Wiley & Sons Ltd., 2001

BRAGA, S. M. **Análise do potencial de utilização de sensores automáticos hidroambientais: estudo de caso no rio Barigüi**, 2005. 129f. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Engenharia Hidrológica) – Departamento de Hidráulica e Saneamento, Universidade Federal do Paraná.

CARVALHO, M. A. **Aplicação de hidrogramas unitários geomorfológicos na previsão de respostas hidrológicas**. 1995. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Engenharia Civil) – Escola de Engenharia de São Carlos.

CHORLEY, R. J. The hillslope hydrological cycle. In: KIRKBY, M. J. **Hillslope Hydrology**. John Wiley & Sons, 1978. p. 1 – 42.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied Hydrology**. McGraw-Hill, 1988.

D'ODORICO, P.; RIGON, R. Hillslope and channel contributions to the hydrologic response. **Water Resources Research**, v. 39, n. 5, 2003.

DIAS, N. L.; KAN, A. Evaporação e evopotranspiração: I – conceitos fundamentais. **A água em revista**, Belo Horizonte, n. 11, p. 37-44, nov. 1999.

DOORENBOS, J.; PRUIT, W. O. **Crop water requirements**. Roma: FAO, 1992. 144 p.

DUNNE, T. Field studies of hillslope flow processes. In: KIRKBY, M. J. **Hillslope Hydrology**. John Wiley & Sons, 1978. p. 227 – 293.

EMMET, W. W. Overland flow. In: KIRKBY, M. J. **Hillslope Hydrology**. John Wiley & Sons, 1978. p. 145 – 176.

GUPTA, V. K.; WAYMIRE, E.; WANG, C.T. A representation of instantaneous unit hydrograph from geomorphology. **Water Resources Research**, v. 16, n. 5, p. 855-862, October 1980

HORNBERGER, G. M.; RAFFENSPERGER, J. P.; WIBERG, P. L. ESHLEMAN, K. N. **Elements of Physical Hydrology**. The Johns Hopkins University Press, 1998

JIN, C. A deterministic gamma-type geomorphologic instantaneous unit hydrograph based on path types. **Water Resources Research**, v. 28, n. 2, p. 479-486, February 1990

MAIDMENT, D.R., Developing a Spatially Distributed Unit Hydrograph by Using GIS, in **HydroGIS 93**, ed. by KOVAR, K.; NACHTNEBEL, H.P., Int. Assn. Sci. Hydrol. Publ. No. 211, pp 181-192, 1993.

MAIDMENT, D., R.; OLIVERA, F.; CALVER, A.; EATHERALL, A.; FRACZEK, W. Unit hydrograph derived from a spatially distributed velocity field. **Hydrological Processes**, v. 10, p. 831-844, 1996.

MARTINS, J. A. Escoamento superficial. In: PINTO, N. L. S.; HOLTZ, A. C. T.; MARTINS, J. A. **Hidrologia de Superfície**. São Paulo: Edgard Blücher Ltda, 1973. p. 36 – 43.

MEDIONDO, E. M.; TUCCI, C. E. M. Escalas hidrológicas. II: diversidade de processos na bacia vertente, **RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 2, n. 1, p.81-100, Jan/Jun 1997.

MINE, M. R. M. **Método determinístico para minimizar o conflito entre gerar energia e controlar cheias**. Porto Alegre : IPH/UFRGS, 1998. 146 p. (e anexos com 115 p.) Tese (doutorado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MÜLLER, I. I. **Métodos de avaliação da evaporação e evapotranspiração – Análise comparativa para o estado do Paraná**. Curitiba, 1995. 170 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidráulica) – Departamento de Hidráulica e Saneamento, Universidade Federal do Paraná.

OLIVERA, F.; MAIDMENT, D. Geographic information systems (GIS)-based spatially distributed model for runoff routing. **Water Resources Research**, v. 35, n. 4, p. 1155-1164, April 1999

OMETTO, J. C. **Bioclimatologia vegetal**. São Paulo: Agranômica Ceres, 1981. 425 p.

PINTO, N. L. S.; HOLTZ, A. C. T.; MARTINS, J. A.; GOMIDE, F. L. S. **Hidrologia Básica** São Paulo: Edgard Blücher, 1976.

RAUDKIVI, A. J. Hydrology: An advanced introduction to hydrological processes and modeling. London: Pergamon Press, 1979.

RODRÍGUEZ-ITURBE, I.; VALDÉS, J. B. The Geomorphic Structure of Hydrologic Response. **Water Resources Research**. v.15, n.6, December 1979.

SANTOS, I. **Modelagem geobiohidrológica como ferramenta no planejamento ambiental: estudo da bacia hidrográfica do rio Pequeno, São José dos Pinhais – PR**. Curitiba, 2001. 93f. Dissertação de Mestrado (Mestrado Agronomia) – Universidade Federal do Paraná.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS/ Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1998.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 3. ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH, 2002.

van der TAK, L. D.; BRAS, R. L. Incorporating hillslope effects into the geomorphologic instantaneous unit hydrograph. **Water Resources Research**, v. 26, n. 10, p. 2393-2400, October 1990.

APÊNDICE A – EVENTOS CALIBRAÇÃO

FIGURA A.1 – HIDROGRAMA DO EVENTO 1 – CALIBRAÇÃO

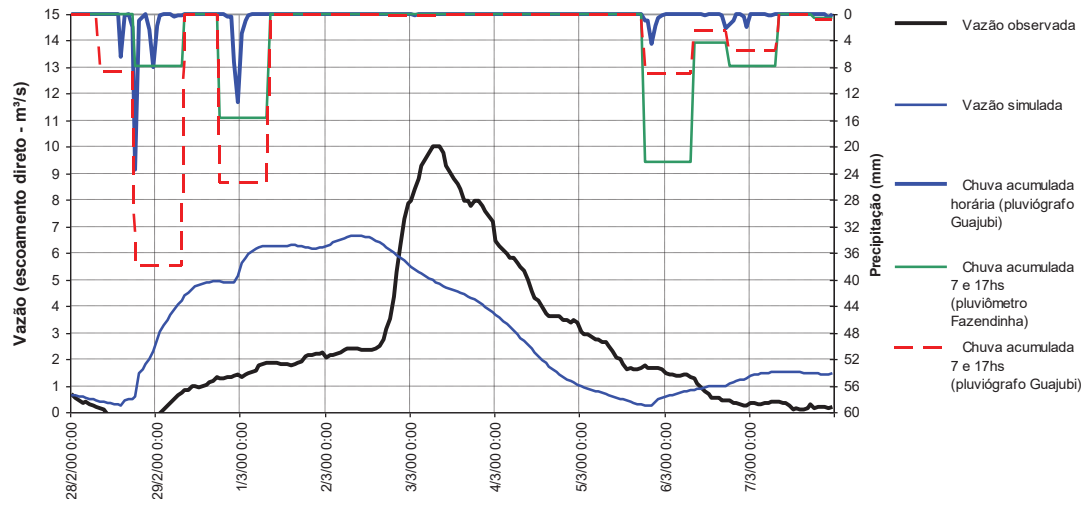


FIGURA A.2 – HIDROGRAMA DO EVENTO 2 – CALIBRAÇÃO

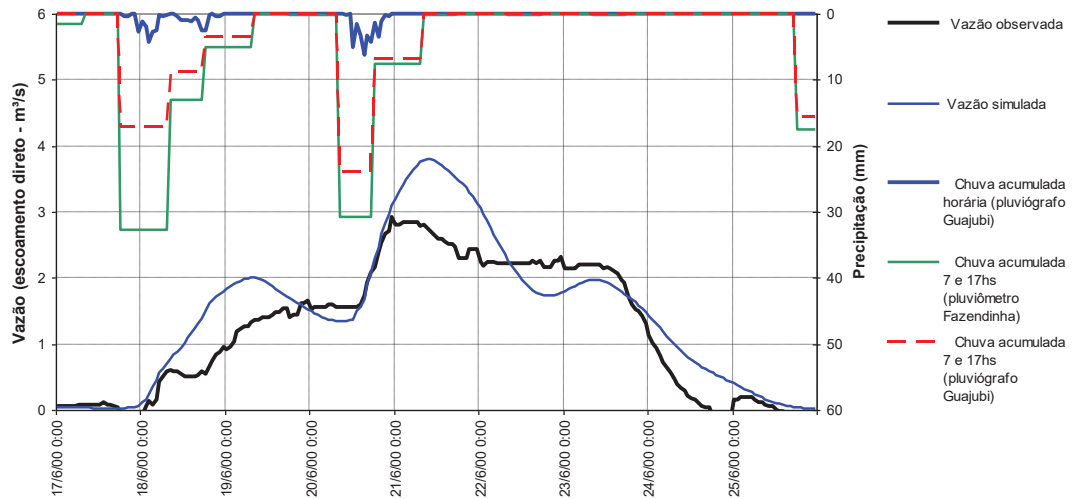


FIGURA A.3 – HIDROGRAMA DO EVENTO 3 – CALIBRAÇÃO

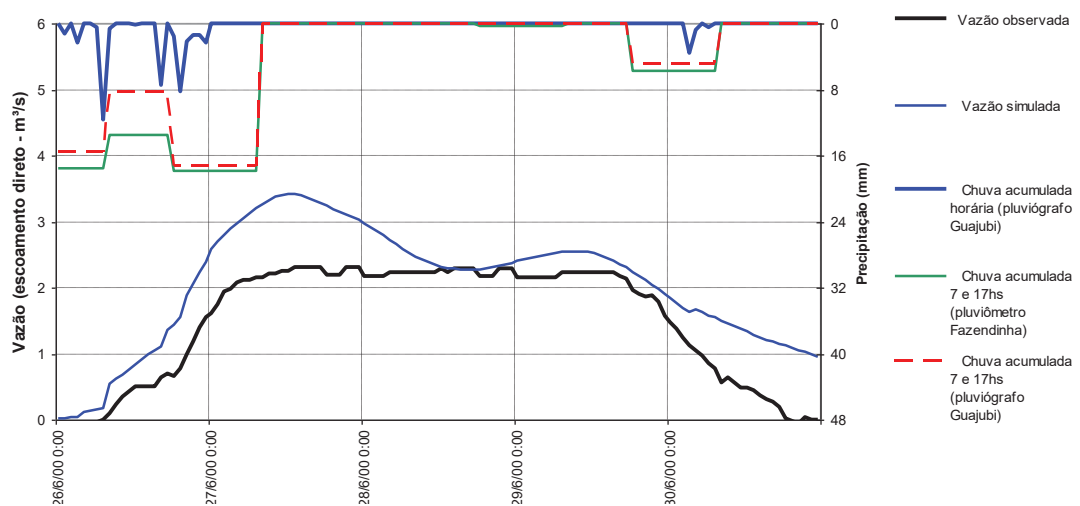


FIGURA A.4 – HIDROGRAMA DO EVENTO 4 – CALIBRAÇÃO

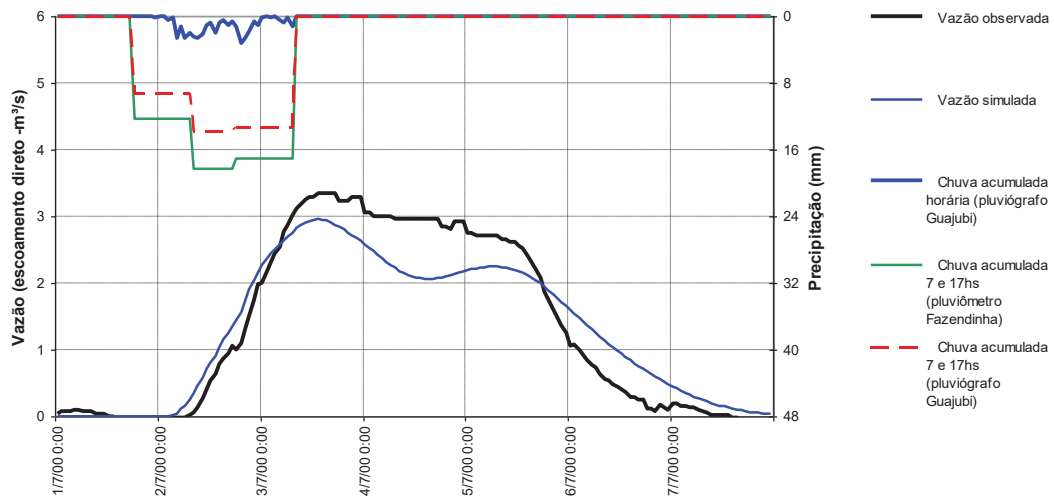


FIGURA A.5 – HIDROGRAMA DO EVENTO 5 – CALIBRAÇÃO

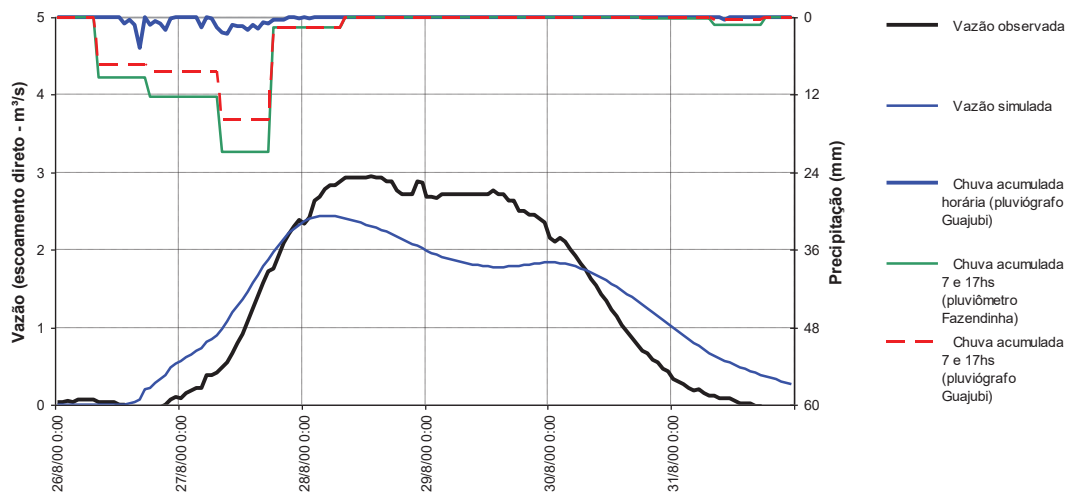


FIGURA A.6 – HIDROGRAMA DO EVENTO 6 – CALIBRAÇÃO

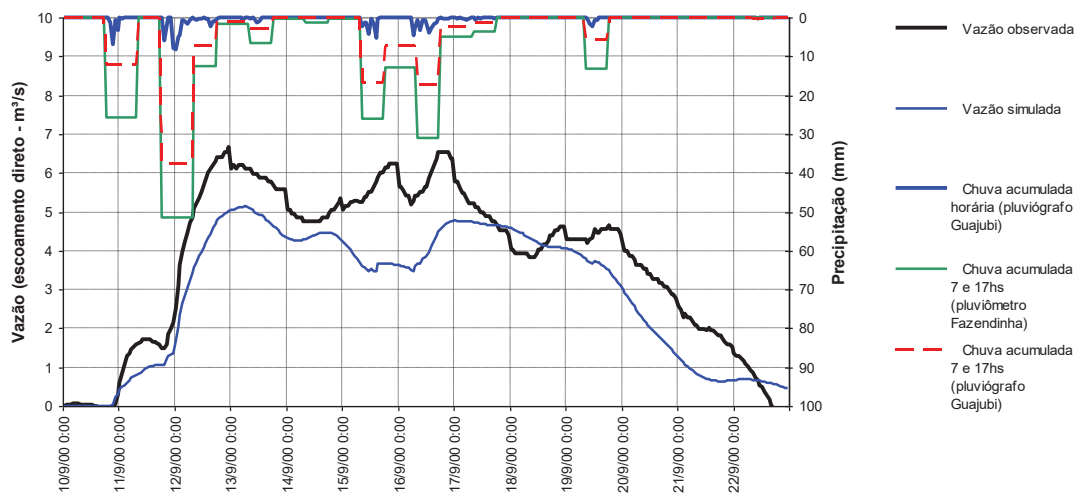


FIGURA A.7 – HIDROGRAMA DO EVENTO 7 – CALIBRAÇÃO

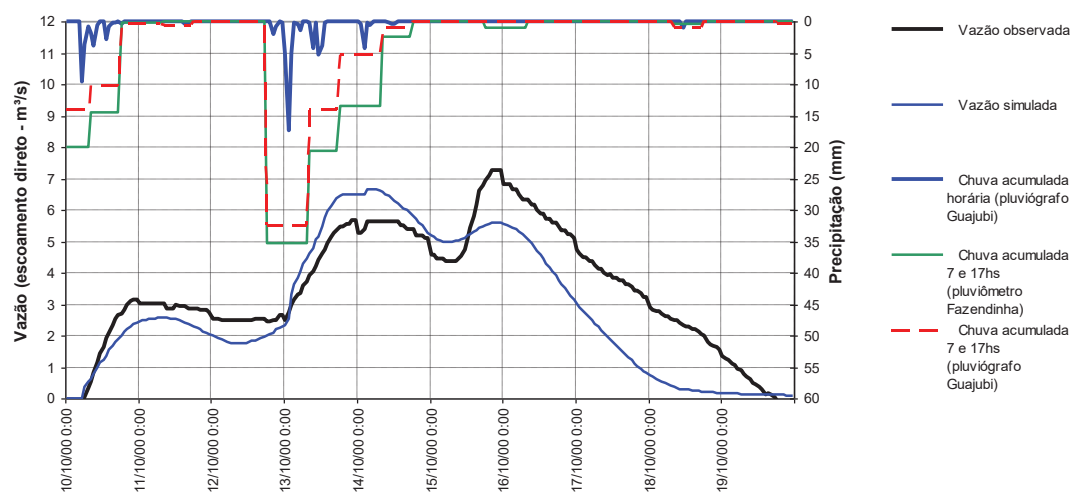


FIGURA A.8 – HIDROGRAMA DO EVENTO 8 – CALIBRAÇÃO

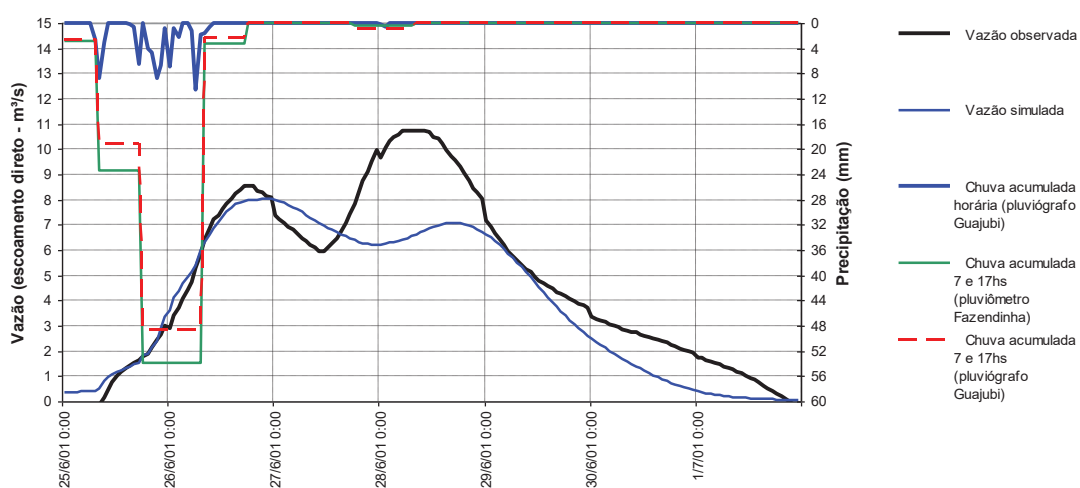


FIGURA A.9 – HIDROGRAMA DO EVENTO 9 – CALIBRAÇÃO

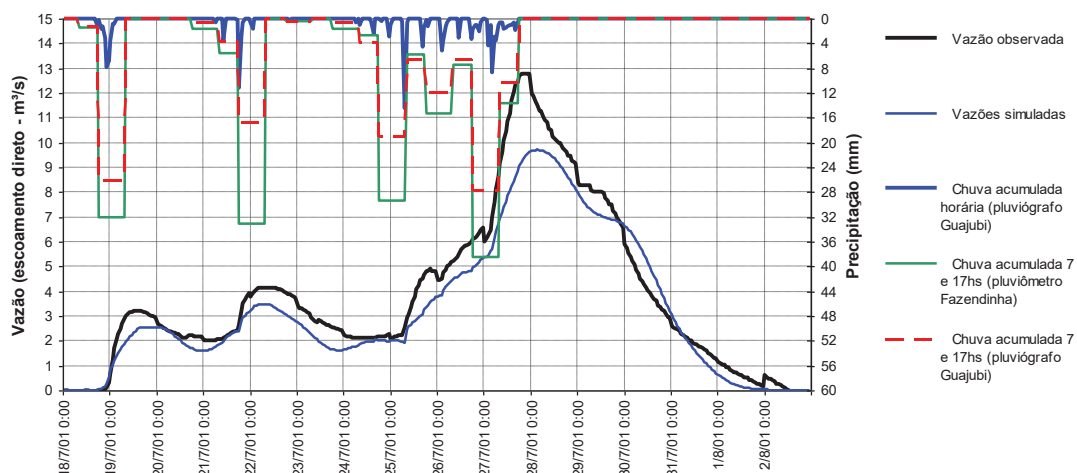


FIGURA A.10 – HIDROGRAMA DO EVENTO 10 – CALIBRAÇÃO

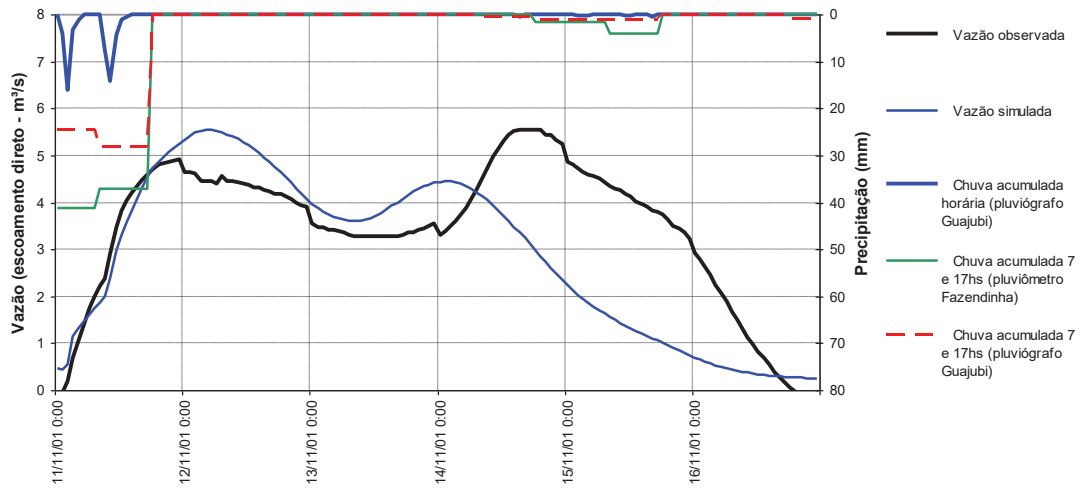


FIGURA A.11 – HIDROGRAMA DO EVENTO 11 – CALIBRAÇÃO

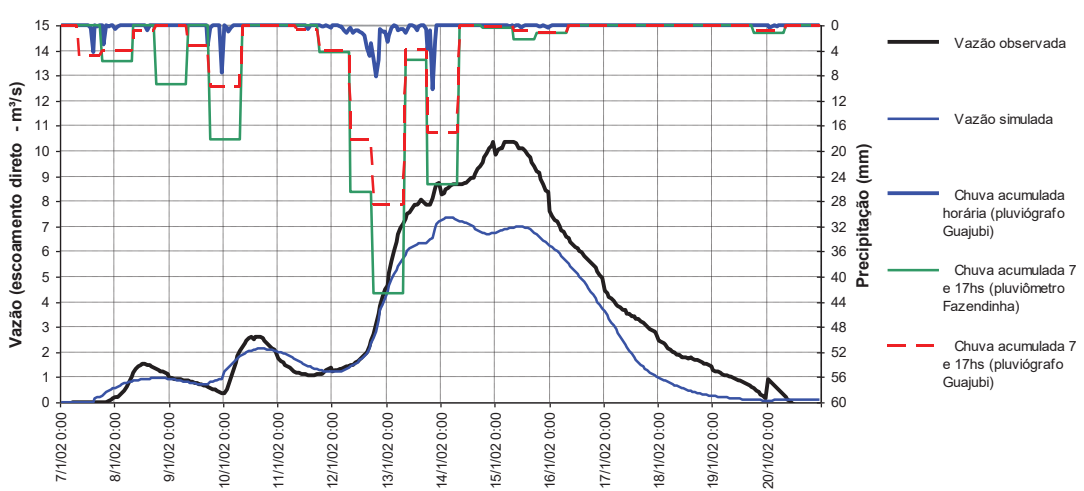


FIGURA A.12 – HIDROGRAMA DO EVENTO 12 – CALIBRAÇÃO

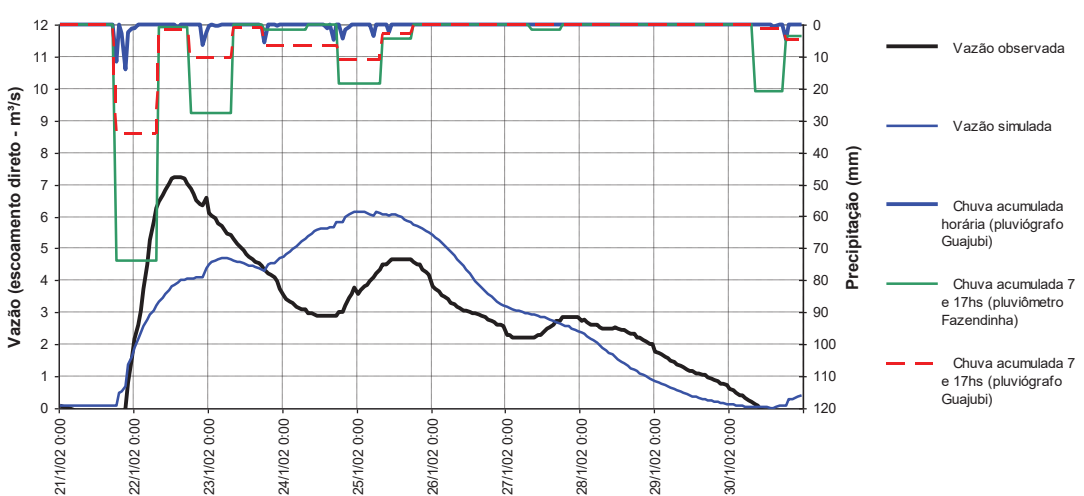
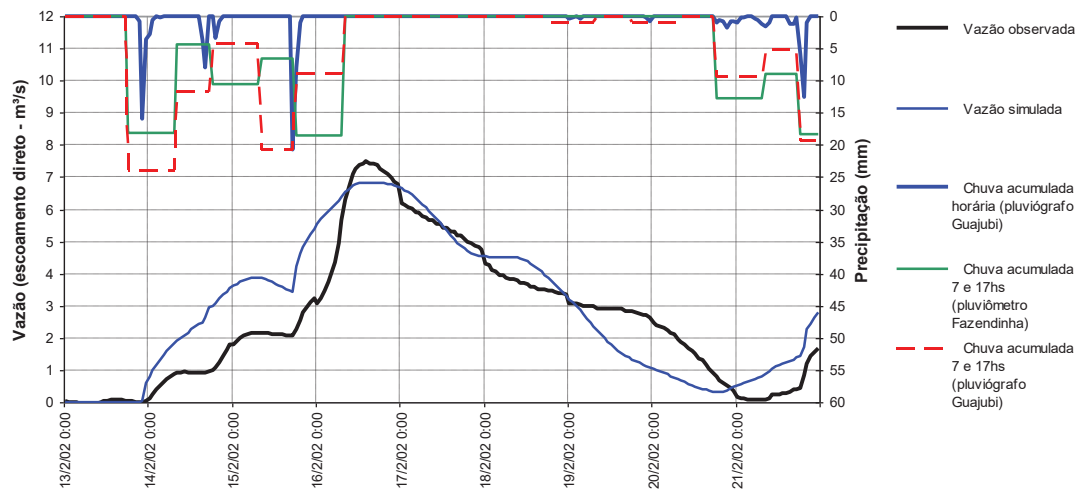


FIGURA A.13 – HIDROGRAMA DO EVENTO 13 – CALIBRAÇÃO



APÊNDICE B – EVENTOS VALIDAÇÃO

FIGURA B.1 – HIDROGRAMA DO EVENTO 1 – VALIDAÇÃO

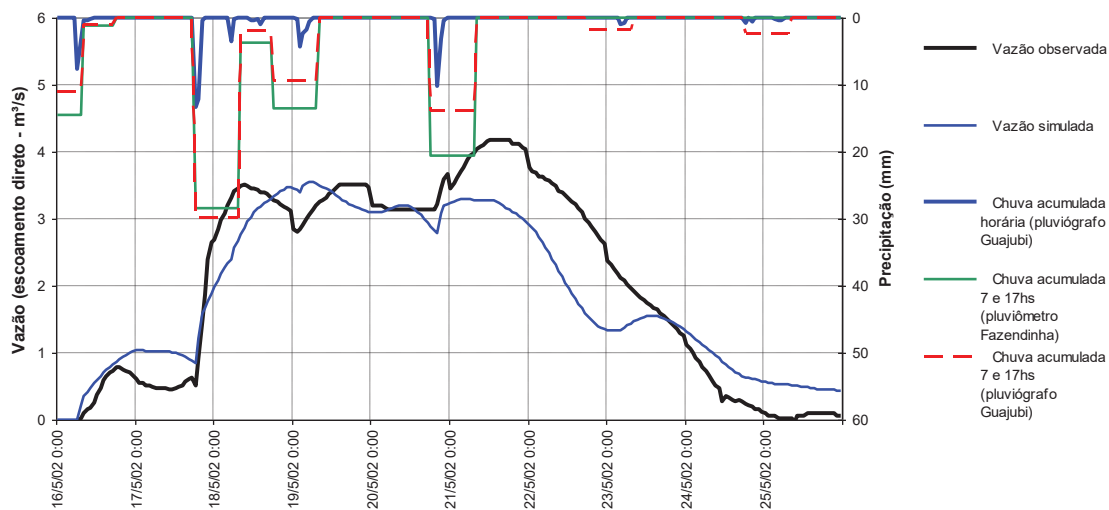


FIGURA B.2 – HIDROGRAMA DO EVENTO 2 – VALIDAÇÃO

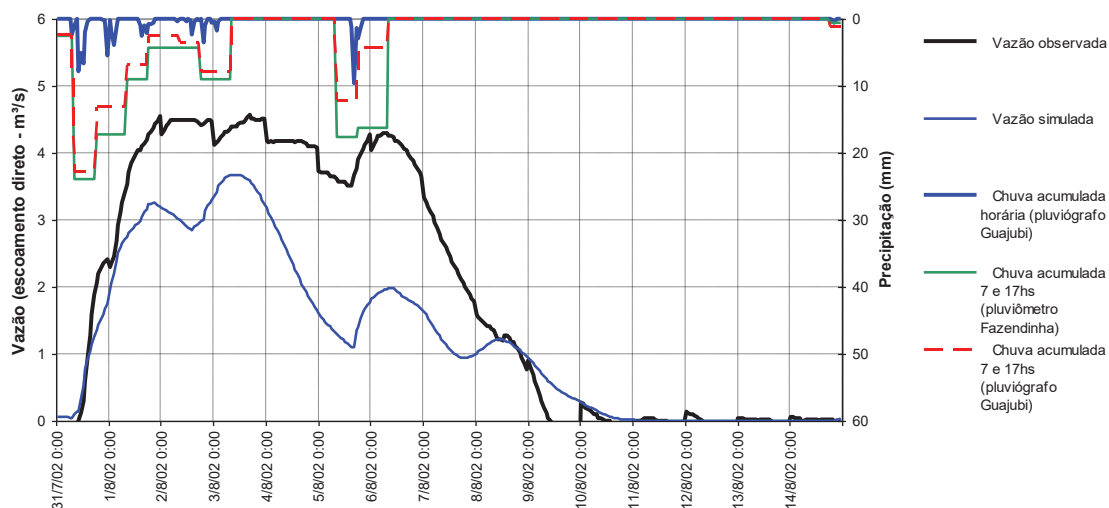


FIGURA B.3 – HIDROGRAMA DO EVENTO 3 – VALIDAÇÃO

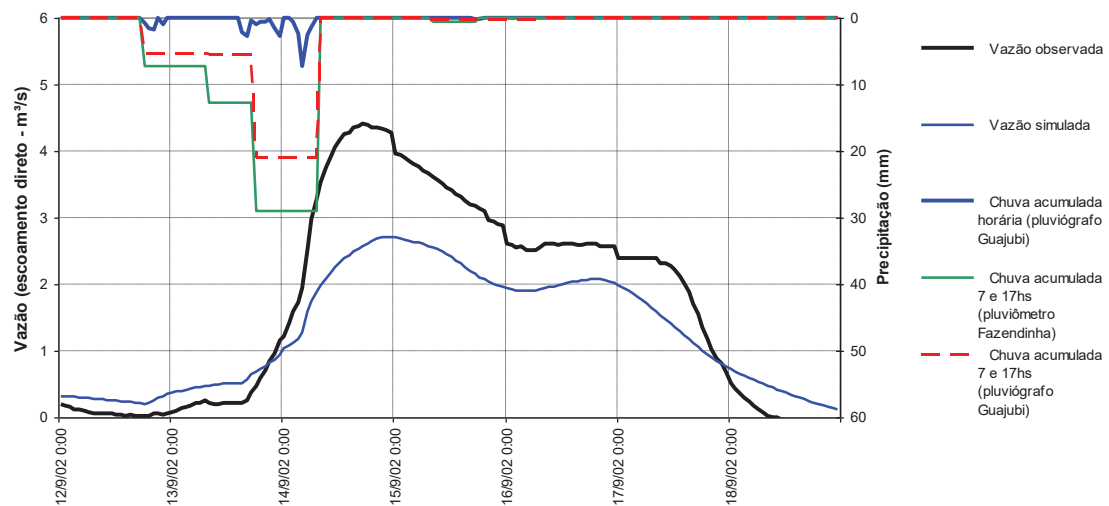


FIGURA B.4 – HIDROGRAMA DO EVENTO 4 – VALIDAÇÃO

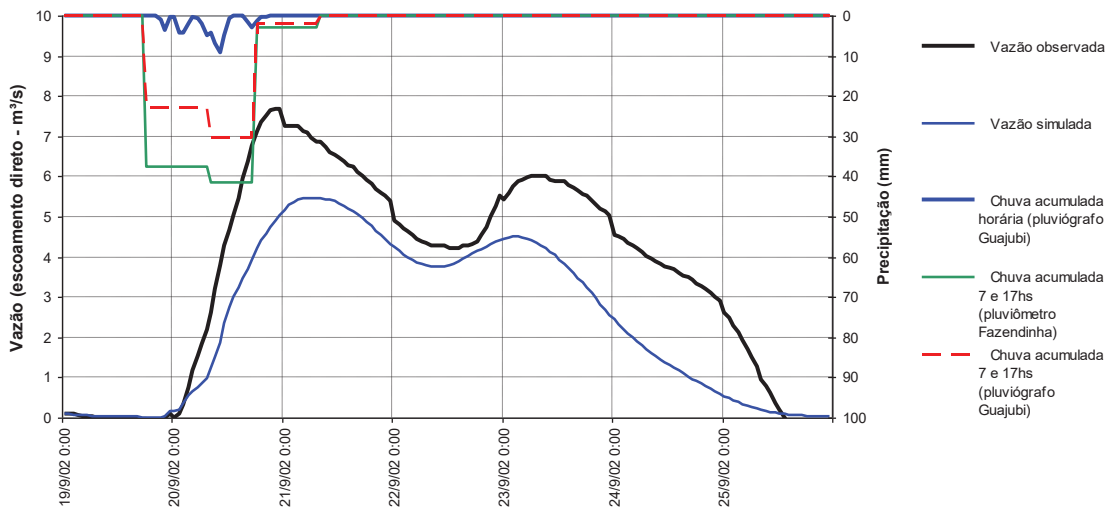


FIGURA B.5 – HIDROGRAMA DO EVENTO 5 – VALIDAÇÃO

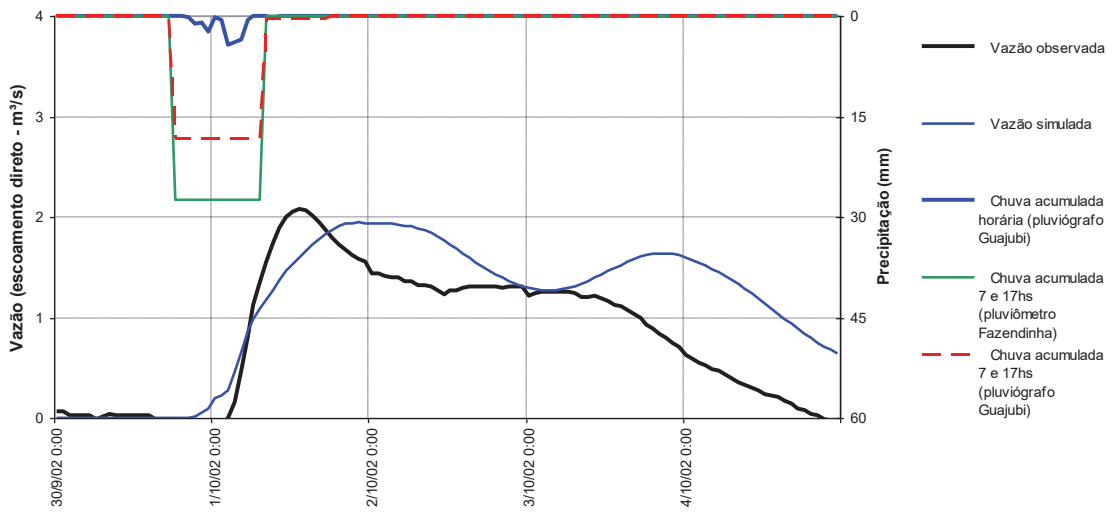


FIGURA B.6 – HIDROGRAMA DO EVENTO 6 – VALIDAÇÃO

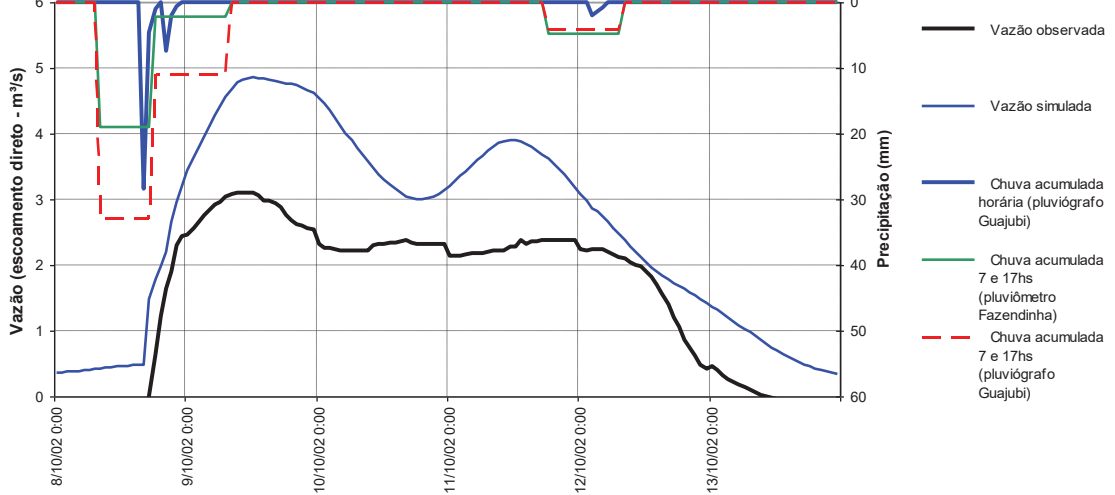


FIGURA B.7 – HIDROGRAMA DO EVENTO 7 – VALIDAÇÃO

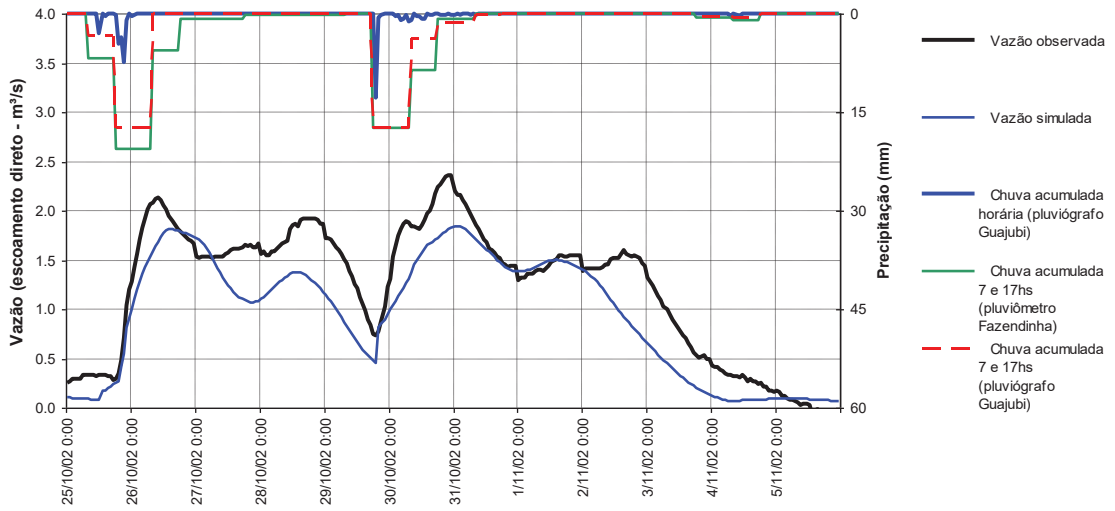


FIGURA B.8 – HIDROGRAMA DO EVENTO 8 – VALIDAÇÃO

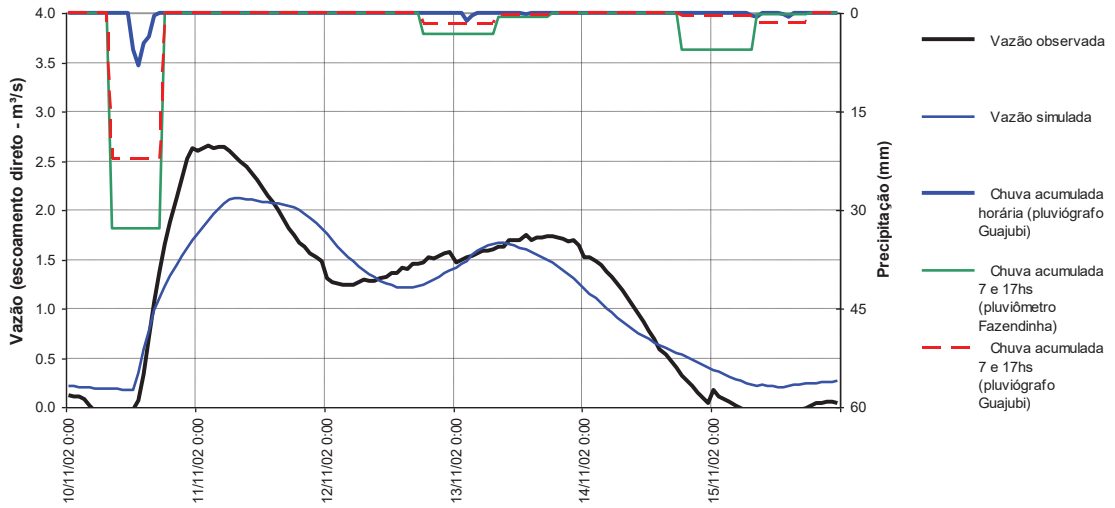


FIGURA B.9 – HIDROGRAMA DO EVENTO 9 – VALIDAÇÃO

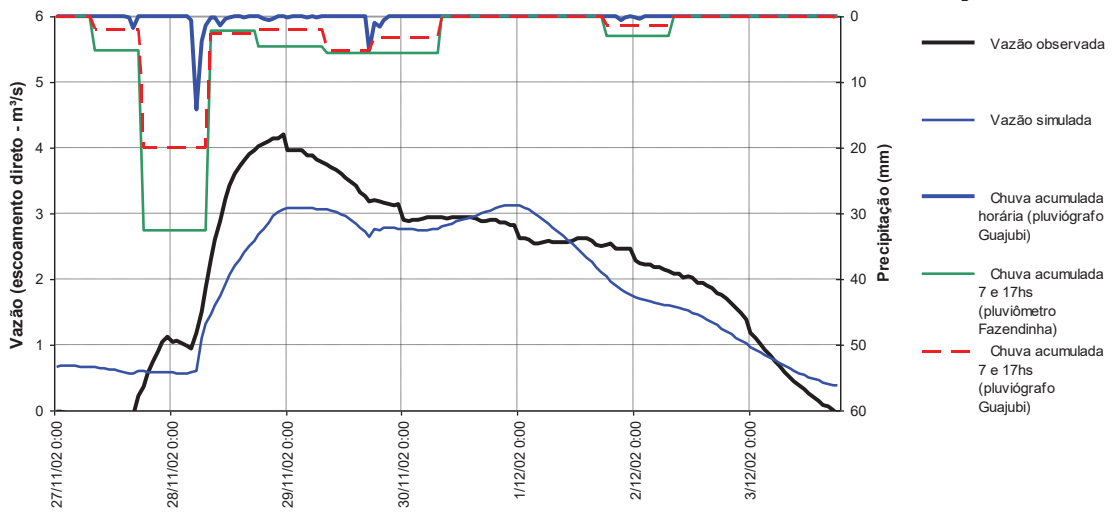


FIGURA B.10 – HIDROGRAMA DO EVENTO 10 – VALIDAÇÃO

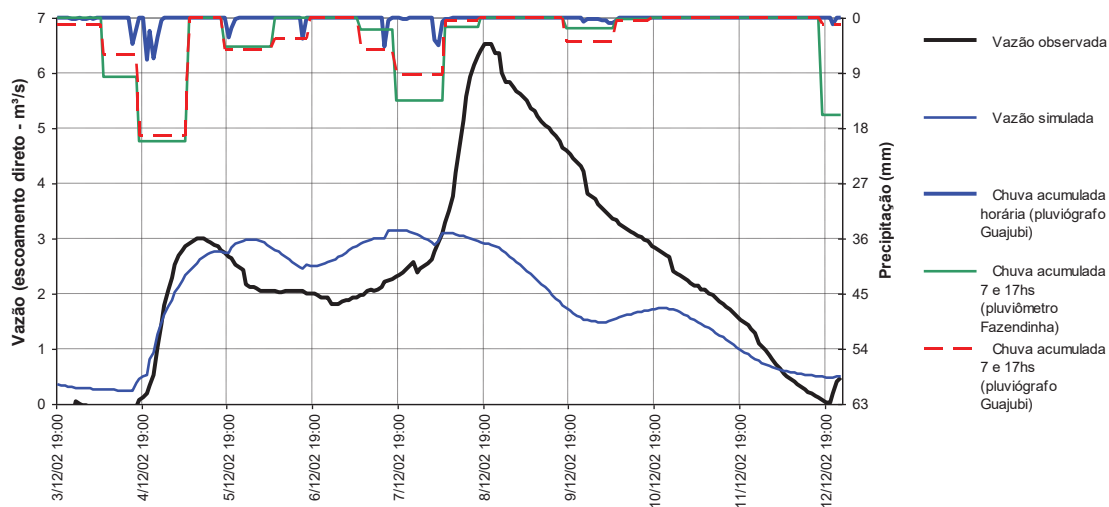


FIGURA B.11 – HIDROGRAMA DO EVENTO 11 – VALIDAÇÃO

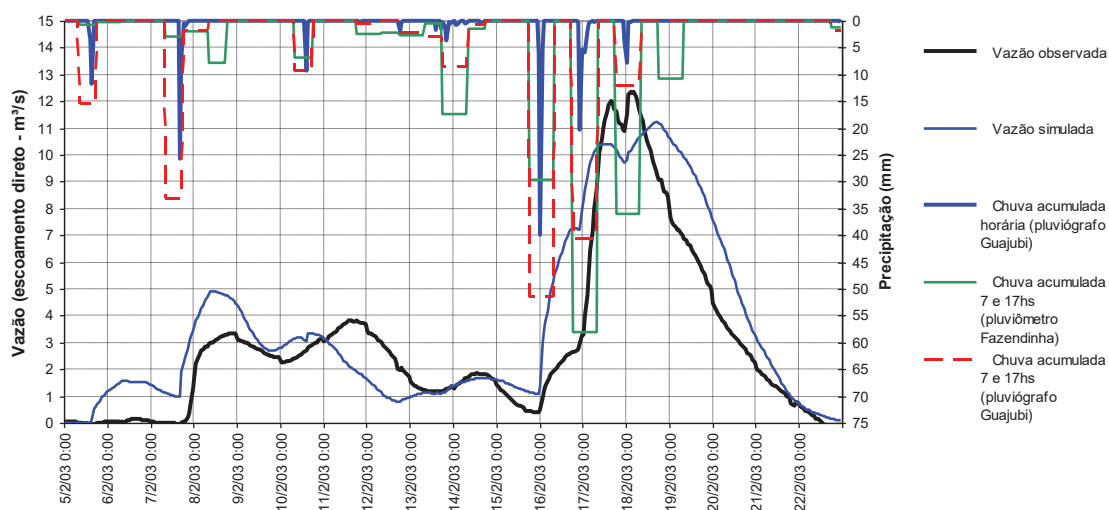


FIGURA B.12 – HIDROGRAMA DO EVENTO 12 – VALIDAÇÃO

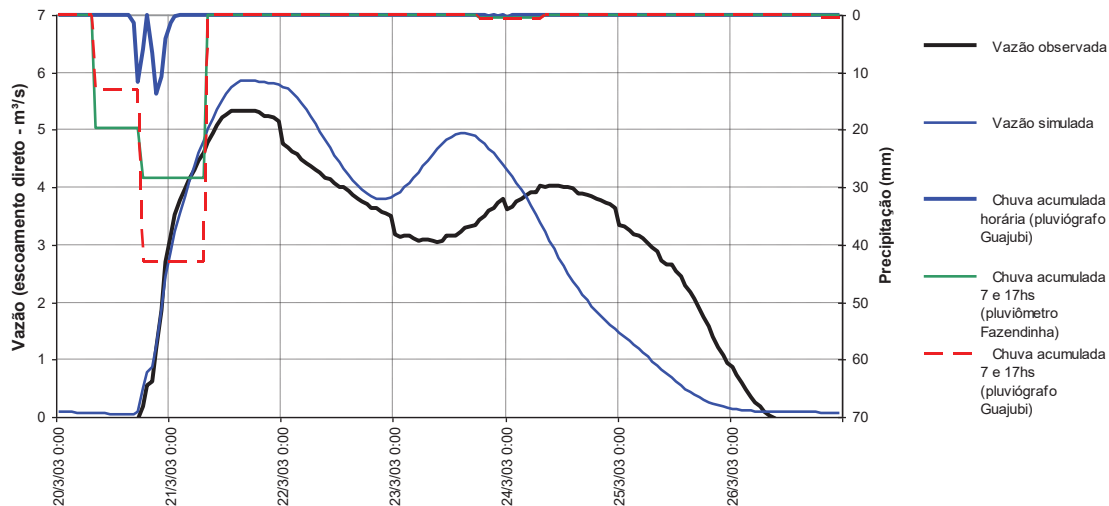


FIGURA B.13 – HIDROGRAMA DO EVENTO 13 – VALIDAÇÃO

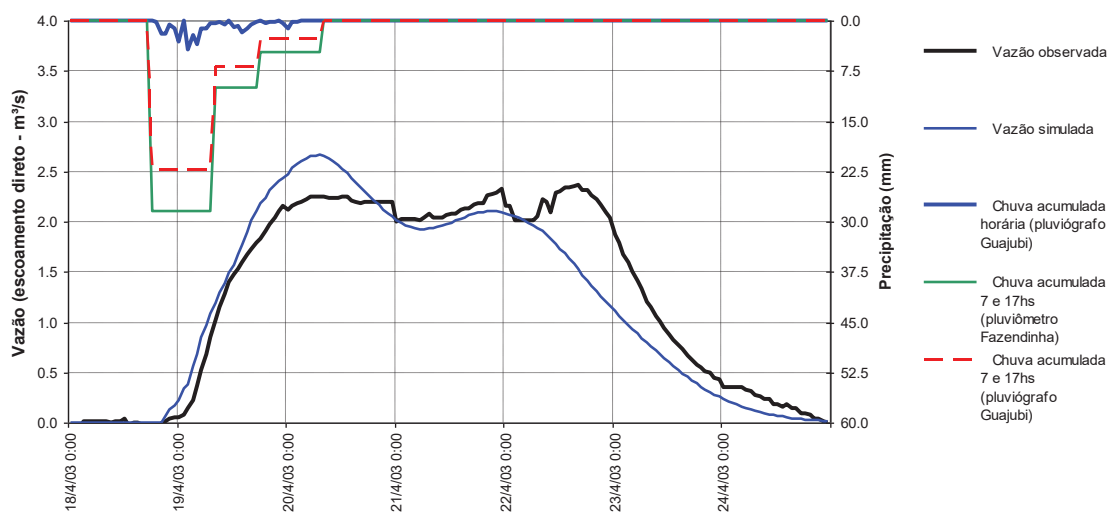


FIGURA B.14 – HIDROGRAMA DO EVENTO 14 – VALIDAÇÃO

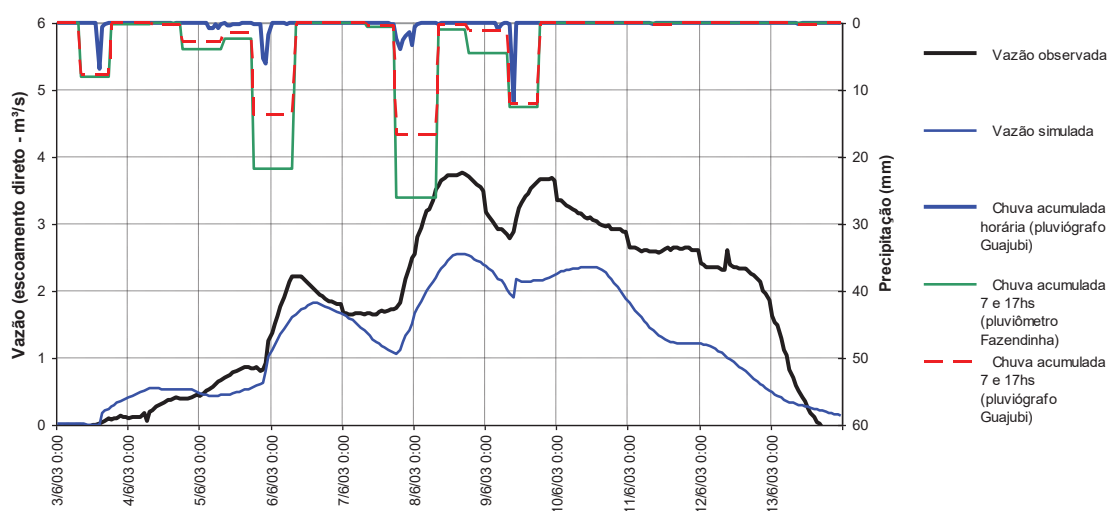


FIGURA B.15 – HIDROGRAMA DO EVENTO 15 – VALIDAÇÃO

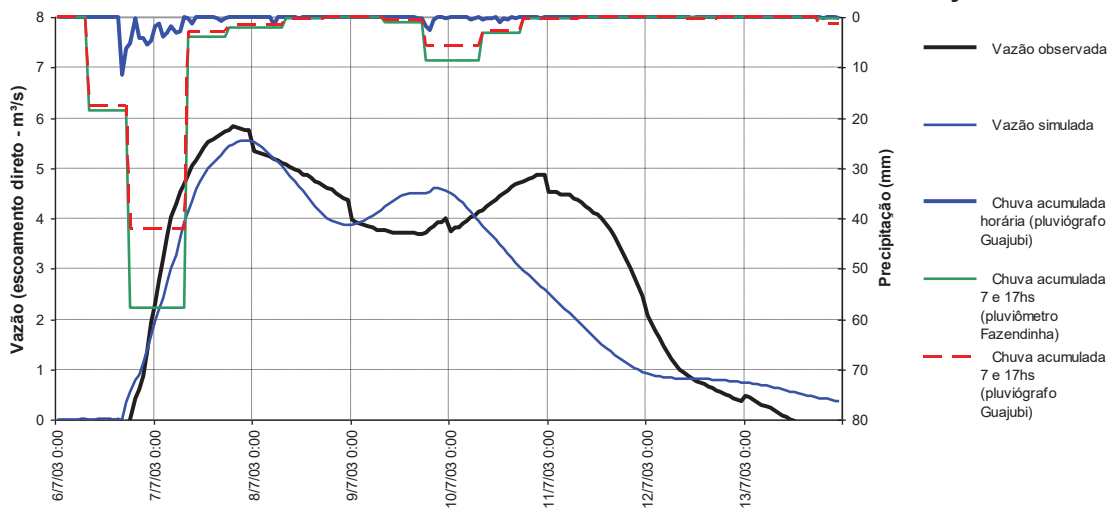


FIGURA B.16 – HIDROGRAMA DO EVENTO 16 – VALIDAÇÃO

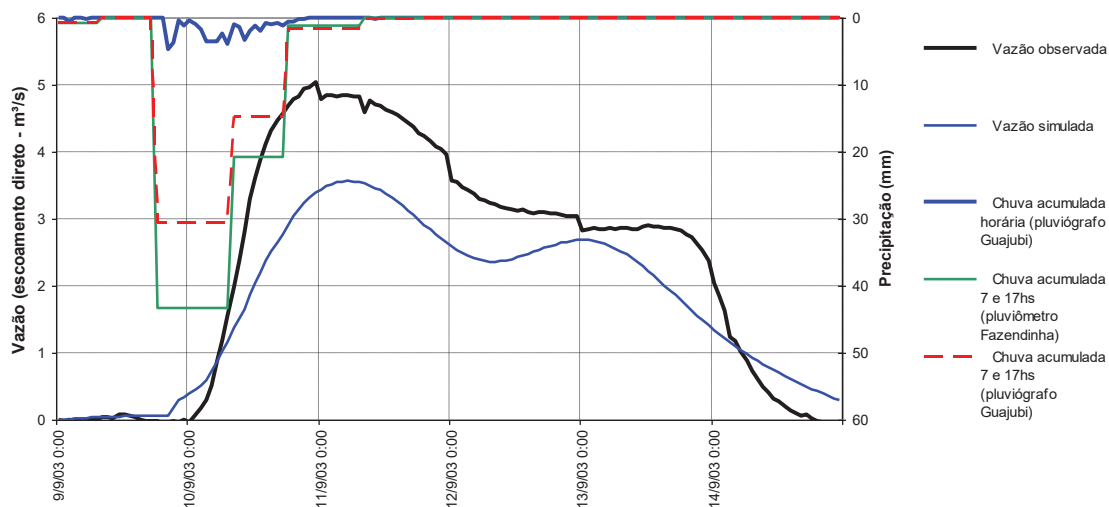


FIGURA B.17 – HIDROGRAMA DO EVENTO 17 – VALIDAÇÃO

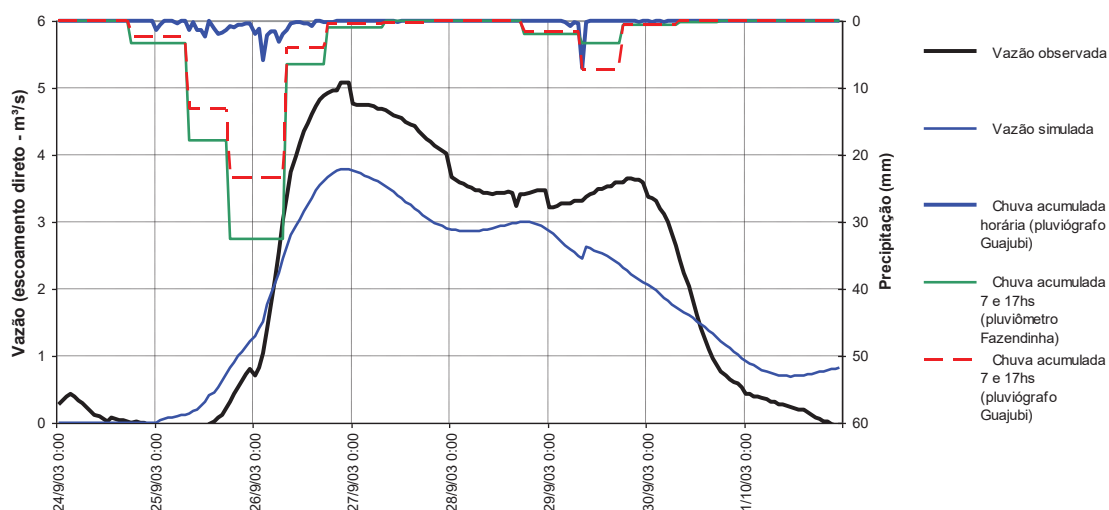


FIGURA B.18 – HIDROGRAMA DO EVENTO 18 – VALIDAÇÃO

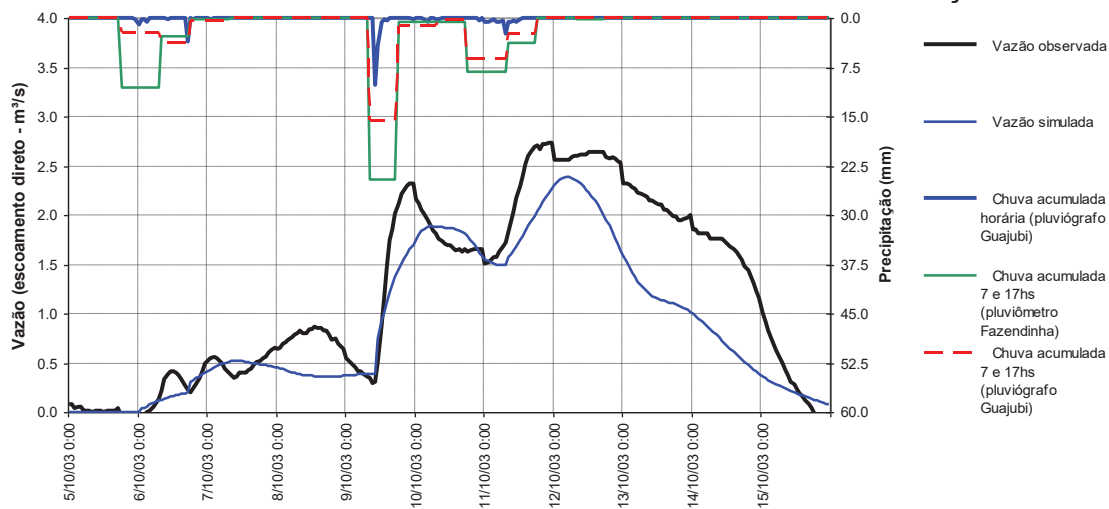


FIGURA B.19 – HIDROGRAMA DO EVENTO 19 – VALIDAÇÃO

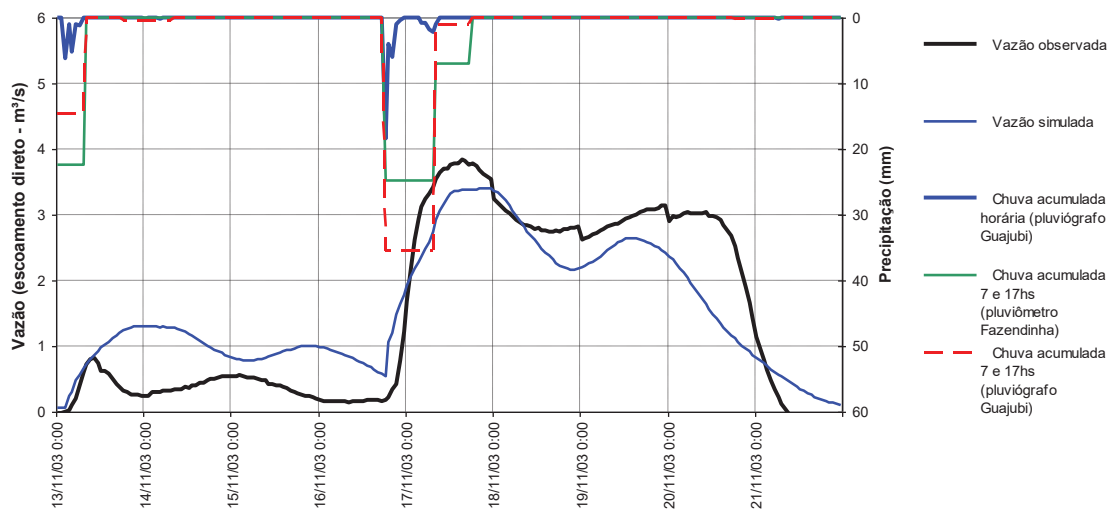


FIGURA B.20 – HIDROGRAMA DO EVENTO 20 – VALIDAÇÃO

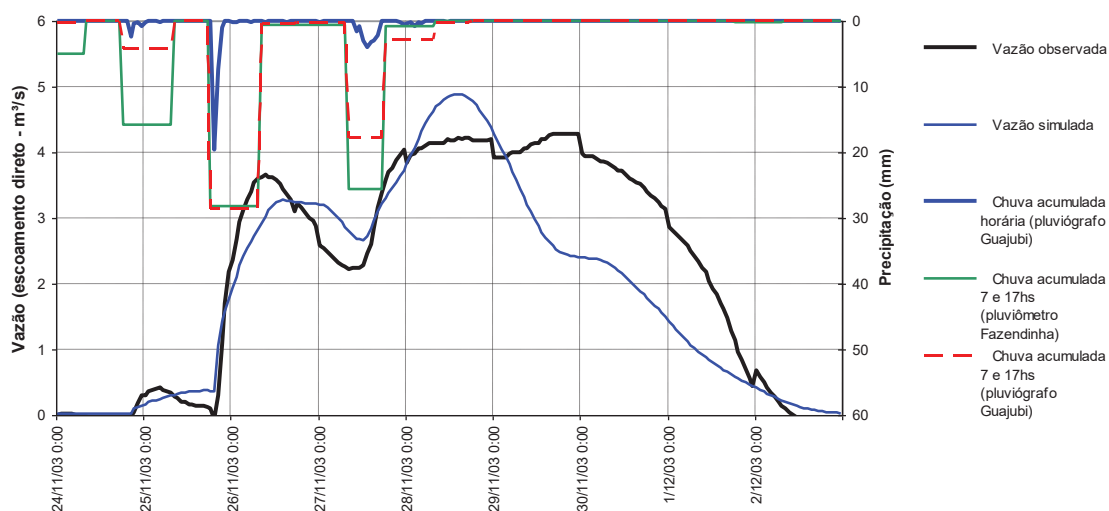


FIGURA B.21 – HIDROGRAMA DO EVENTO 21 – VALIDAÇÃO

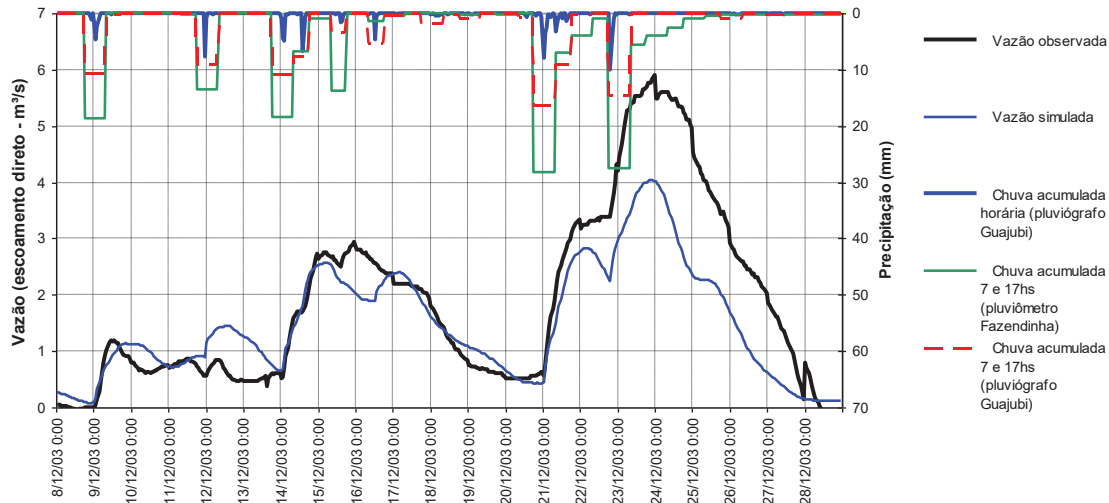


FIGURA B.22 – HIDROGRAMA DO EVENTO 22 – VALIDAÇÃO

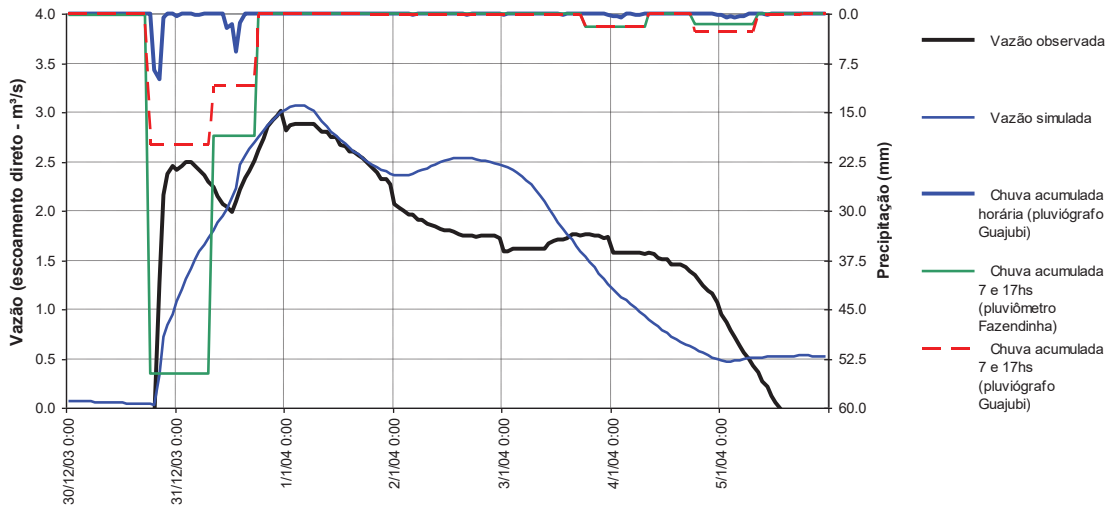


FIGURA B.23 – HIDROGRAMA DO EVENTO 23 – VALIDAÇÃO

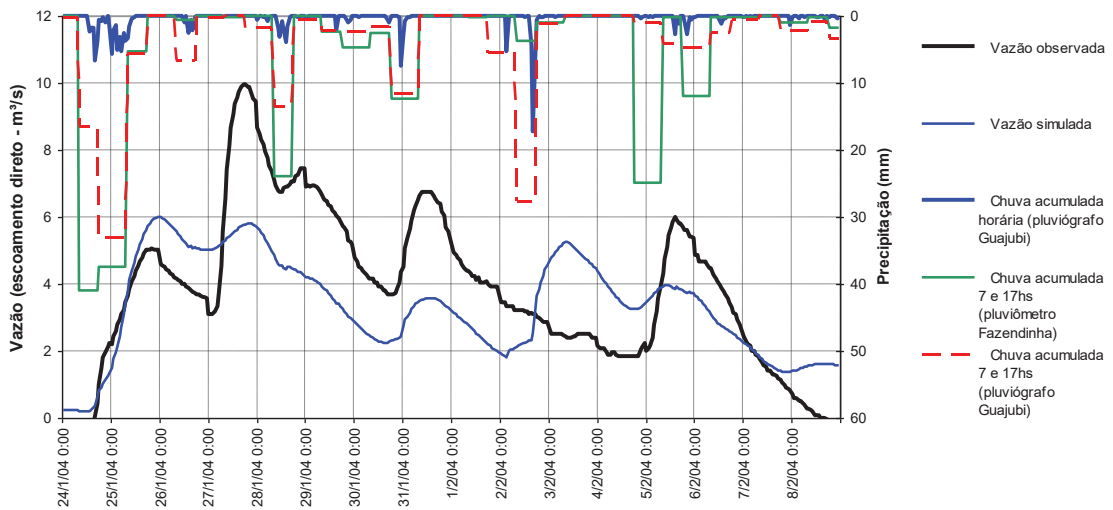


FIGURA B.24 – HIDROGRAMA DO EVENTO 24 – VALIDAÇÃO

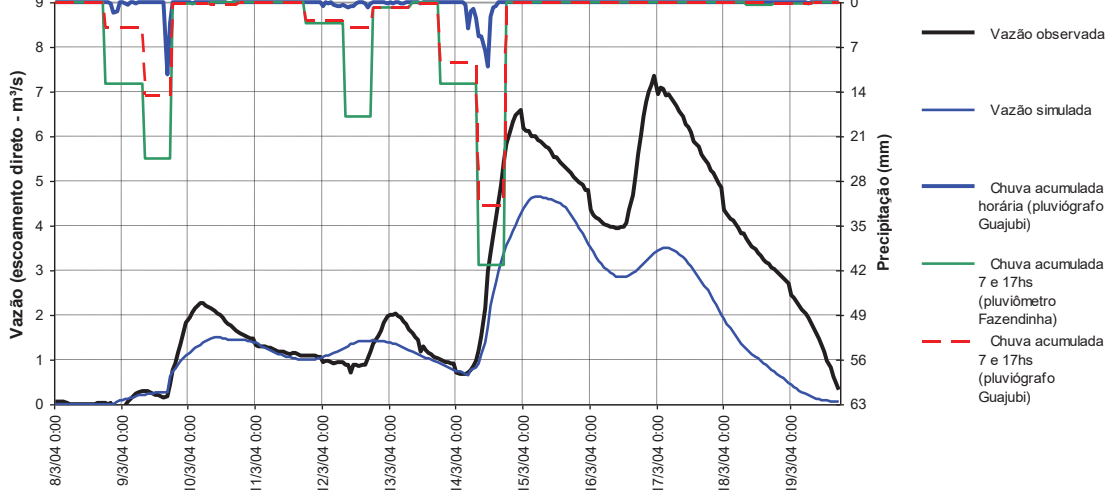


FIGURA B.25 – HIDROGRAMA DO EVENTO 25 – VALIDAÇÃO

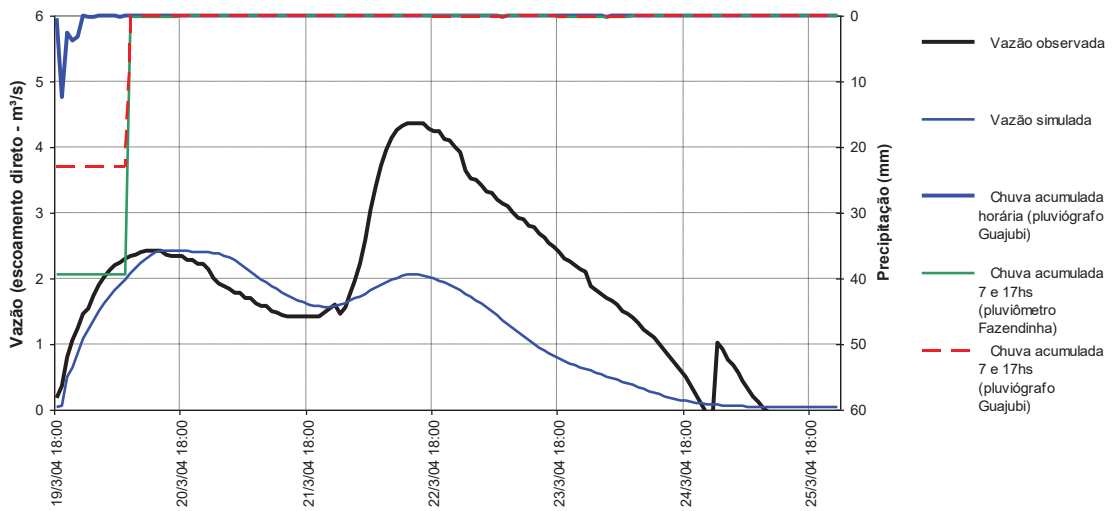


FIGURA B.26 – HIDROGRAMA DO EVENTO 26 – VALIDAÇÃO

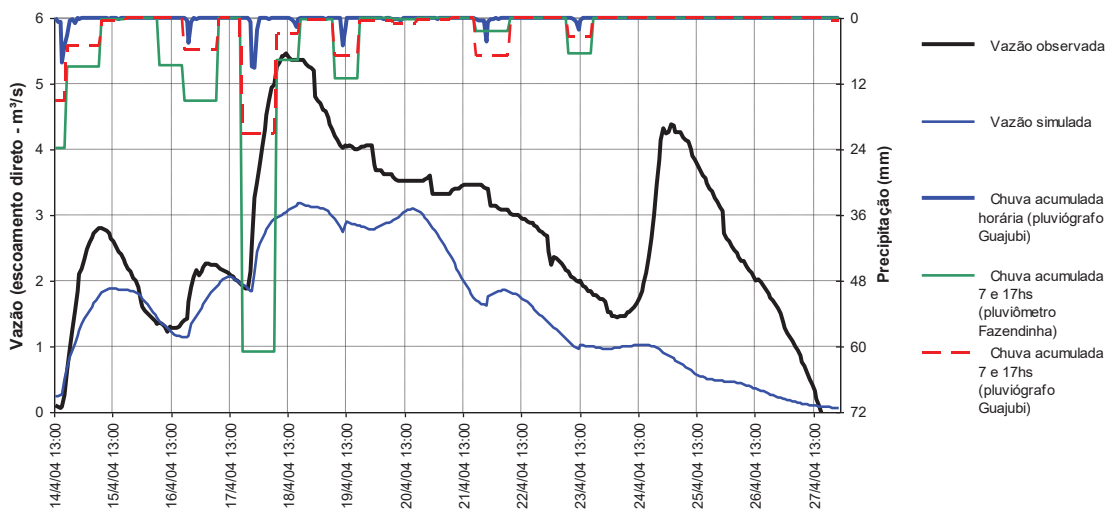


FIGURA B.27 – HIDROGRAMA DO EVENTO 27 – VALIDAÇÃO

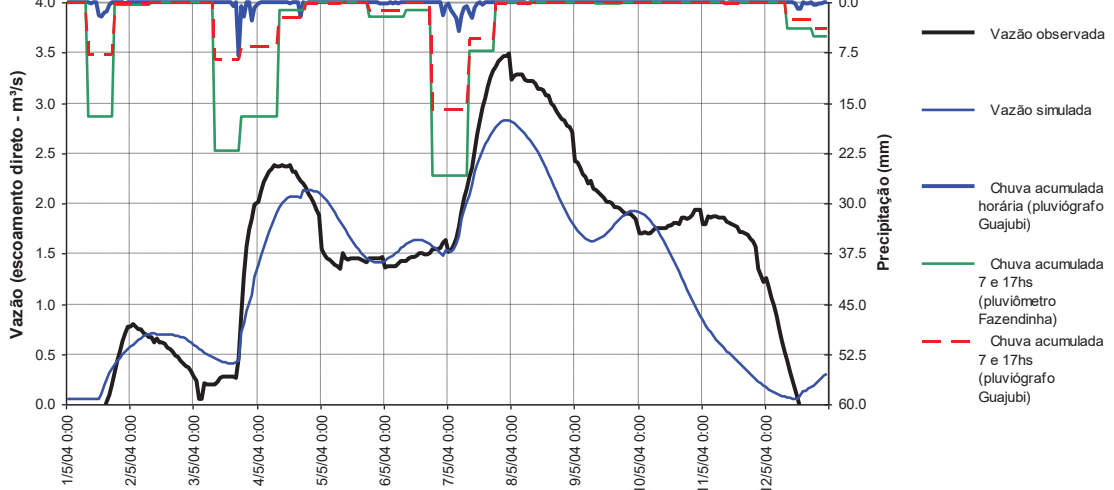


FIGURA B.28 – HIDROGRAMA DO EVENTO 28 – VALIDAÇÃO

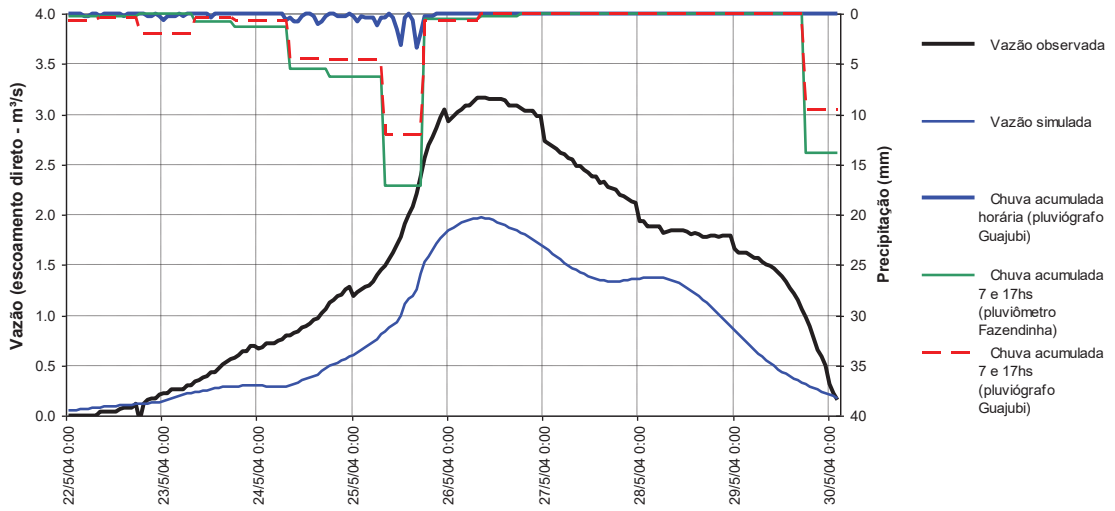


FIGURA B.29 – HIDROGRAMA DO EVENTO 29 – VALIDAÇÃO

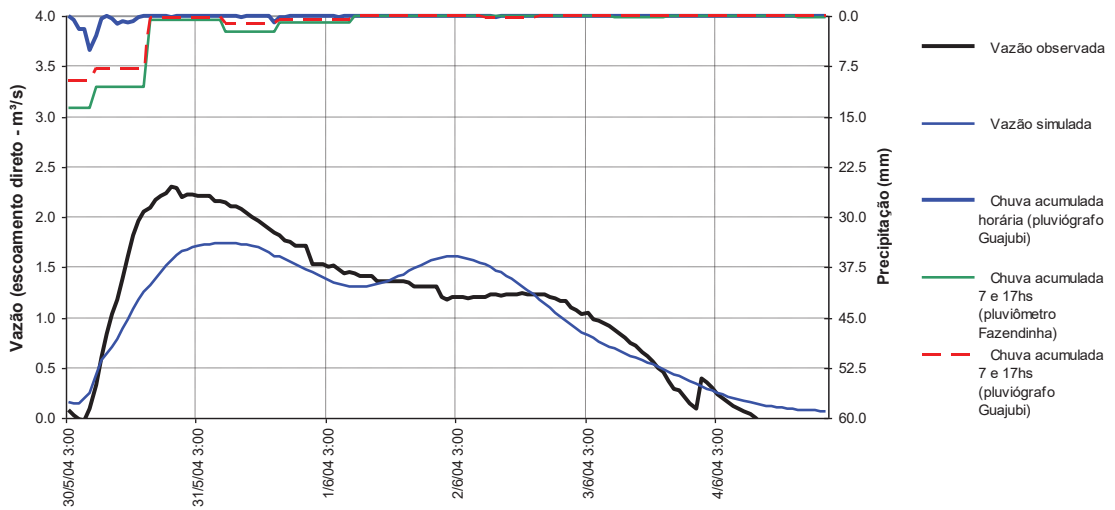


FIGURA B.30 – HIDROGRAMA DO EVENTO 30 – VALIDAÇÃO

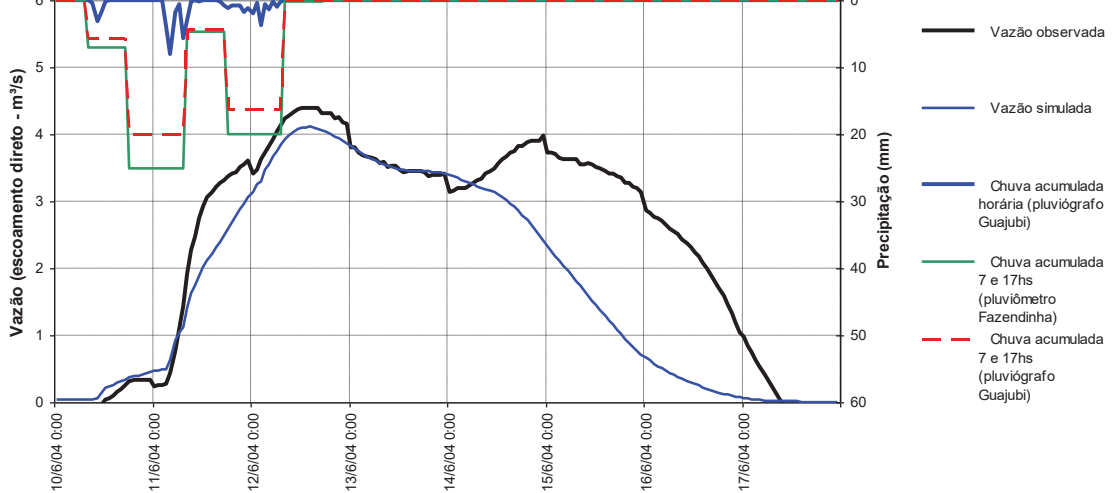


FIGURA B.31 – HIDROGRAMA DO EVENTO 31 – VALIDAÇÃO

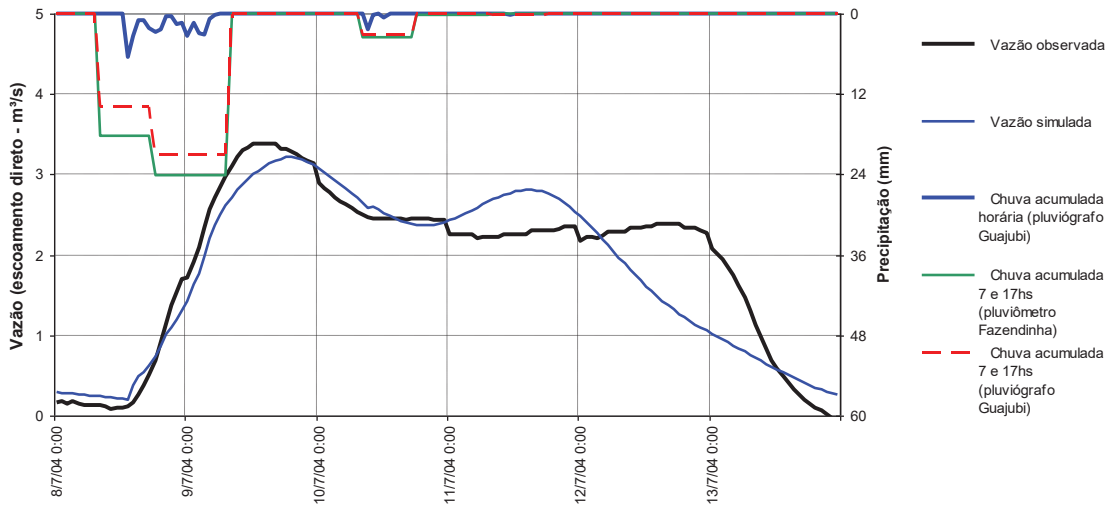


FIGURA B.32 – HIDROGRAMA DO EVENTO 32 – VALIDAÇÃO

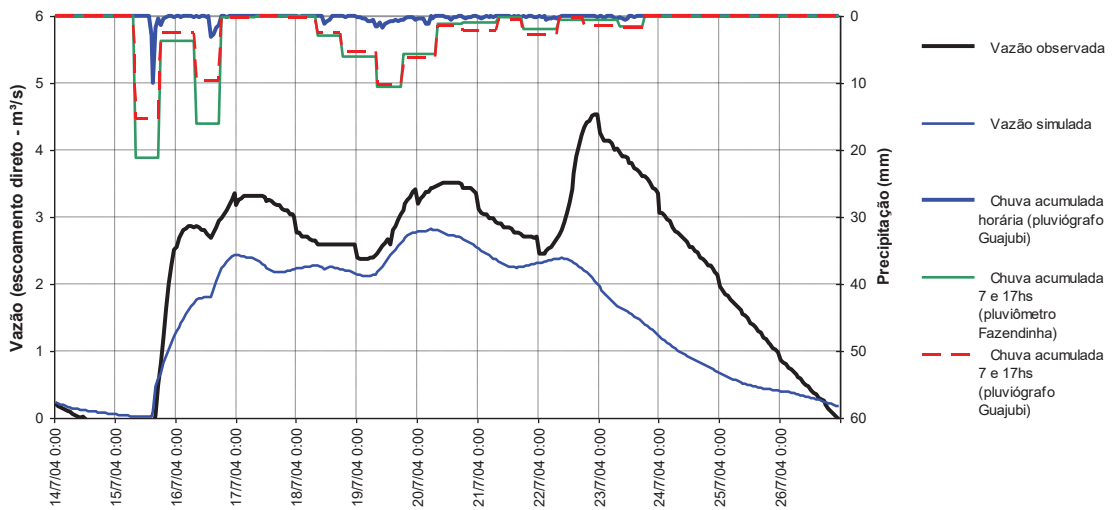


FIGURA B.33 – HIDROGRAMA DO EVENTO 33 – VALIDAÇÃO

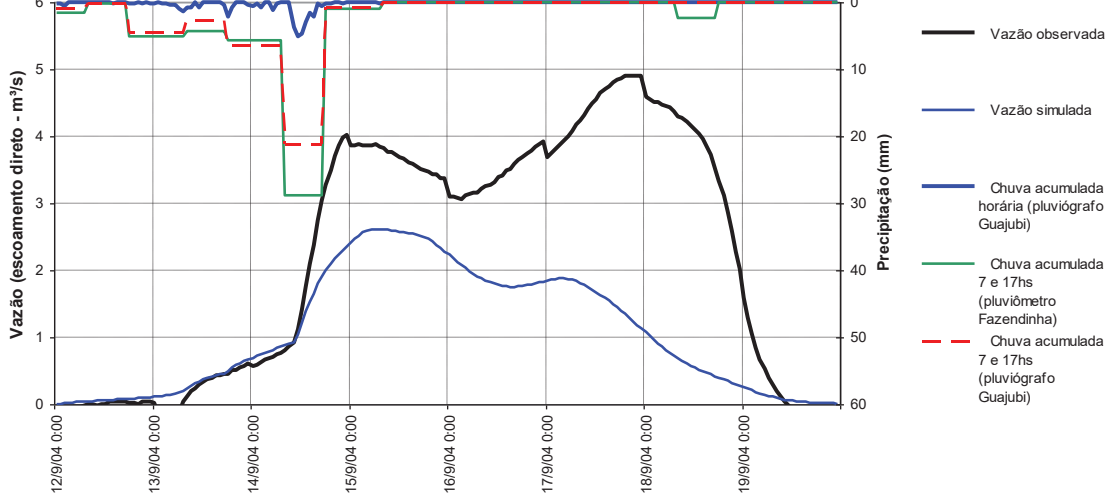


FIGURA B.34 – HIDROGRAMA DO EVENTO 34 – VALIDAÇÃO

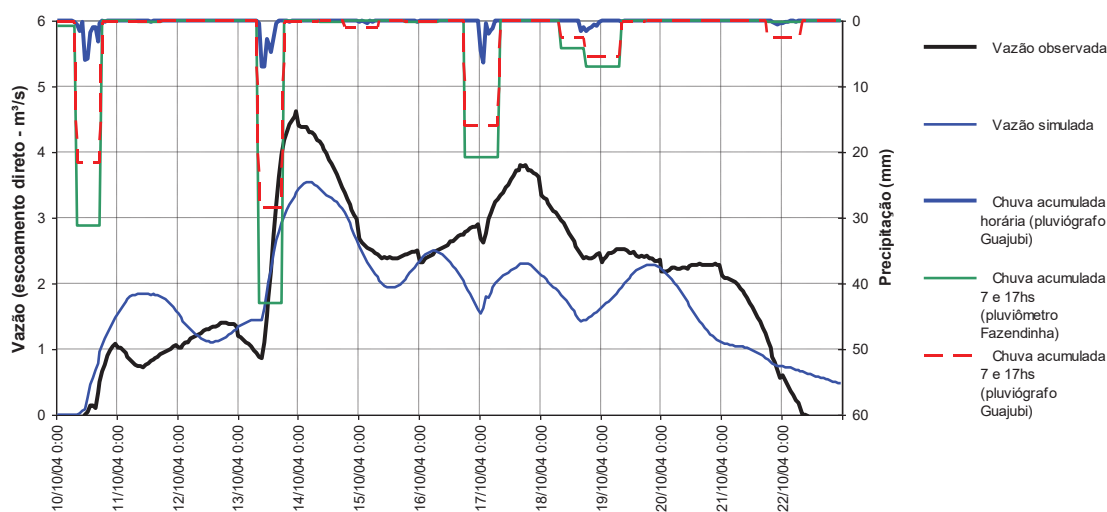


FIGURA B.35 – HIDROGRAMA DO EVENTO 35 – VALIDAÇÃO

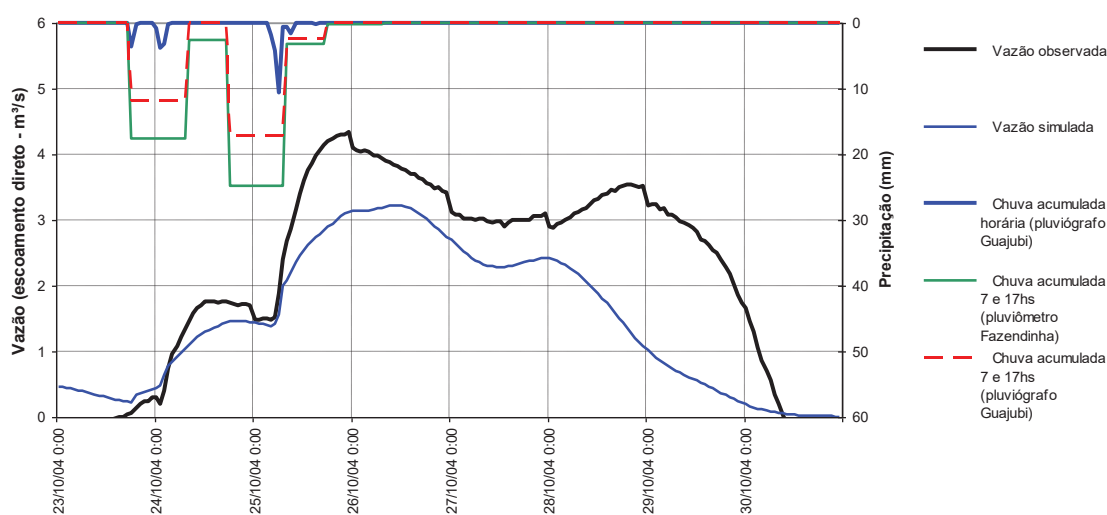


FIGURA B.36 – HIDROGRAMA DO EVENTO 36 – VALIDAÇÃO

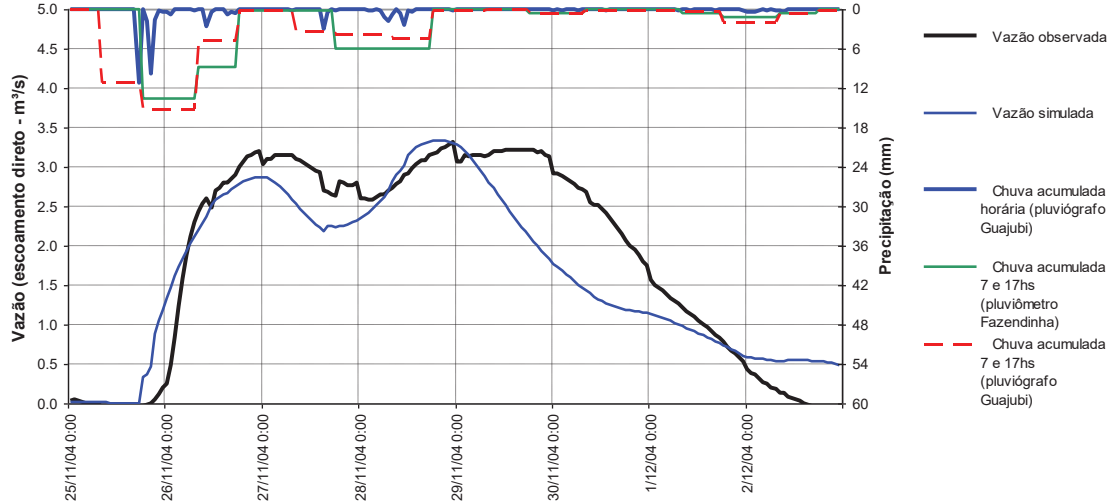


FIGURA B.37 – HIDROGRAMA DO EVENTO 37 – VALIDAÇÃO

