

IRANI DOS SANTOS

**MONITORAMENTO E MODELAGEM DE PROCESSOS
HIDROGEOMORFOLÓGICOS: MECANISMOS DE GERAÇÃO DE
ESCOAMENTO E CONECTIVIDADE HIDROLÓGICA**

Florianópolis
2009

**Universidade Federal de Santa Catarina
Centro de Filosofia e Ciências Humanas
Programa de Pós-Graduação em Geografia**

Irani dos Santos

**MONITORAMENTO E MODELAGEM DE PROCESSOS
HIDROGEOMORFOLÓGICOS: MECANISMOS DE GERAÇÃO DE
ESCOAMENTO E CONECTIVIDADE HIDROLÓGICA**

Orientador: Prof. Dr. Joel Pellerin

Co-orientador: Prof. Dr. Masato Kobiyama

TESE DE DOUTORADO

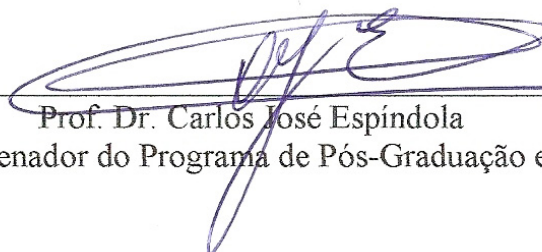
**Área de concentração:
Utilização e Conservação de Recursos Naturais**

Florianópolis/SC, abril de 2009

Monitoramento e modelagem de processos hidrogeomorfológicos: Mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica.

Irani dos Santos

Tese submetida ao Curso de Doutorado em Geografia, área de concentração, Utilização e Conservação de Recursos Naturais, do Programa de Pós-Graduação em Geografia do Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Santa Catarina, em cumprimento aos requisitos necessários à obtenção do grau acadêmico de Doutor em Geografia.



Prof. Dr. Carlos José Espíndola
Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Geografia

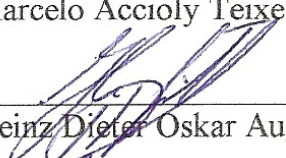
APROVADO PELA COMISSÃO EXAMINADORA EM: 15/04/2009



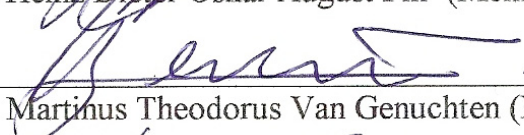
Dr. Joel Pellerin (Presidente e Orientador-GCN/UFSC)



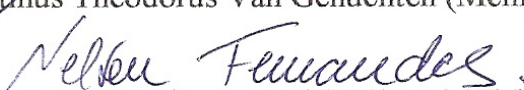
Dr. Marcelo Accioly Teixeira de Oliveira (Membro-GCN/UFSC)



Dr. Heinz Dieter Oskar August Fill (Membro-UFPR)



Dr. Martinus Theodorus Van Genuchten (Membro-UFRJ)



Dr. Nelson Ferreira Fernandes (Membro-UFRJ)

Florianópolis - 2009

Para minha mãe, Ivone.

AGRADECIMENTOS

Muitos contribuíram para a realização deste trabalho e a todos agradeço imensamente, especialmente:

- Meus orientadores Prof. Joel Pellerin, pela confiança e amizade, e Prof. Masato Kobiyama, pela grande amizade e parceria de longa data, e extrema dedicação na orientação deste trabalho;
- Prof. Sérgio Braga da UFPR pela contribuição, com idéias e ferramentas, no desenvolvimento dos equipamentos;
- Prof. Roy Sidle da Universidade de Kioto, pelas sugestões durante viagem de estudo pela região sul do Brasil, incluindo a bacia experimental do rio Saci;
- Prof. Heinz Fill da UFPR pela convivência profissional de duas décadas, com longas e produtivas conversas hidrológicas;
- Bolsistas Artur, Felipe, Fernando, Robson e Rodrigo do Laboratório de Hidrogeomorfologia da UFPR e, Aline, Fernando, Henrique, Pedro e Pedrinho do Laboratório de Hidrologia da UFSC, pela colaboração nos inúmeros e proveitosos trabalhos de campo;
- Tânia e Érico, que abdicaram do tempo que dediquei a este trabalho;
- Empresa Battistella Florestal pelo apoio logístico e disponibilização da área para implantação da bacia experimental do rio Saci; e
- Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) e Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP) pelo apoio financeiro, com recursos do Fundo Nacional de Recursos Hídricos (CT-Hidro), concedido nos seguintes editais: MCT/CNPq/CT-Hidro nº 43/2004; MCT/FINEP/CT-Hidro nº 04/2005 e MCT/CNPq/CT-Hidro nº 13/2005.

...our field data are precious and they are all we have.

Roy Sidle (2006)

RESUMO

MONITORAMENTO E MODELAGEM DE PROCESSOS HIDROGEOMORFOLÓGICOS: MECANISMOS DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO E CONECTIVIDADE HIDROLÓGICA

Este trabalho discute os mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica, com base no monitoramento e modelagem de processos hidrogeomorfológicos realizados na bacia experimental do rio Saci, com área de 10 ha, totalmente coberta com floresta, localizada no município de Rio Negrinho, SC. Foi implementado um monitoramento intensivo, com medições automáticas com intervalos de 10 minutos, de precipitação, precipitação interna, escoamento de tronco, tensão da água do solo, nível do lençol freático, vazão e sedimentos em suspensão. Para o monitoramento automático, foram desenvolvidos sensores de nível, básculas para medição da interceptação e automatização de tensiômetros. A perda de água por interceptação foi simulada para 31 eventos com o modelo de Rutter para vegetação esparsa, o qual simulou adequadamente a dinâmica da precipitação interna e apresentou certa limitação para descrever o processo de escoamento de tronco. Os solos foram caracterizados quanto à profundidade hidrológica ativa, granulometria, taxa de infiltração e condutividade hidráulica saturada. Foram analisados os hidrogramas de 20 eventos, ocorridos entre julho e novembro de 2008, frente ao conjunto dos dados monitorados e pela aplicação do modelo hidrogeomorfológico TOPMODEL. O modelo é semi-distribuído e baseado nas características topográficas e pedológicas da bacia. Os resultados indicam que os mecanismos de geração de escoamento estão condicionados pela magnitude dos eventos de precipitação, com limiar entre 30 e 40 mm, e pelas condições iniciais de umidade na bacia. Eventos simples, com baixas precipitação e umidade inicial, geram escoamento superficial por saturação, exclusivamente em uma pequena área correspondente à zona ripária. Eventos complexos, com precipitação e umidade inicial elevadas, geram saturação em áreas maiores, entretanto desconectadas por escoamento superficial. Neste caso, ocorre o predomínio de escoamento subsuperficial, ativando um mecanismo de escoamento por caminhos preferenciais que interconectam as áreas saturadas, gerando um segundo pico no hidrograma. Esse fenômeno pode ser chamado conectividade subsuperficial. As simulações mostram que o TOPMODEL, embora descreva precisamente os eventos simples, não reproduz adequadamente os complexos. Os resultados deste trabalho condizem com alguns estudos recentes similares, em pequenas bacias florestais, reforçando a importância do escoamento subsuperficial e da conectividade hidrológica na compreensão dos mecanismos de geração de escoamento e, da necessidade de monitoramento intensivo e de incorporação deste conhecimento nos modelos de simulação.

PALAVRAS-CHAVE: bacia experimental; monitoramento intensivo; mecanismos de geração de escoamento; conectividade hidrológica; TOPMODEL.

ABSTRACT

MONITORING AND MODELING OF HYDROGEOMORPHOLOGIC PROCESSES: RUNOFF GENERATION AND HYDROLOGICAL CONNECTIVITY

This dissertation discusses the runoff generation mechanisms and hydrological connectivity, based on monitoring and modeling of hydrogeomorphologic processes in the Saci Experimental Watershed (10 ha) completely covered with forest and located within the municipality of Rio Negrinho, Santa Catarina State, Brazil. An intensive monitoring system was implemented with automatic 10 minutes-interval measurement of the gross rainfall, throughfall, stemflow, soil water tension, water table, runoff and suspended sediment. For monitoring automation, sensors for water-table, tensiometers, and tipping-bucket devices for measuring stemflow and throughfall were developed. The soils were characterized in terms of a hydrologically-active depth, grain size, infiltration rate and saturated hydraulic conductivity. Twenty hydrograph-events which occurred during the period from July to November 2008 were analyzed with all the monitored data and by application of TOPMODEL. This model is semi-distributed and based on topographic and soil characteristics of the watershed. The results show that the runoff generation mechanisms are driven by the magnitude of rainfall events with threshold between 30 and 40 mm, and by the initial soil-moisture conditions in the watershed. Simple events, with small rainfall and initially-dry soil conditions, generate overland saturated flow just from a small area corresponding to the riparian zone. Complex events, with large rainfall and initially-wet soil conditions, generate saturation in larger areas which are, however, not connected by the overland flow. In this case, predominantly the subsurface flow occurs and activates preferential flow, which interconnect the saturated areas. This mechanism generates the second peak at the hydrograph. This phenomenon may be called subsurface connectivity. The TOPMODEL simulated very well the simple events, but did not adequately simulate the complex ones. The results of the present study are consistent with some recent similar studies in small forested watersheds, strengthen the importance of subsurface flow and hydrological connectivity to understand the runoff generation mechanism and the need of intensive monitoring adding this knowledge onto computational models.

KEY-WORDS: experimental watershed; intensive monitoring; runoff generation mechanism; hydrological connectivity; TOPMODEL.

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Unidade
A	Área de contribuição à montante (área da vertente que drena até a seção considerada)	m^2
$a = A/c$	Área por unidade de contorno (índice geomorfológico)	m
A_s	Área saturada da encosta	m^2
A_s/A	Fração saturada da encosta	adimensional
A_{sc}	Área de contribuição para o escoamento superficial por saturação	m^2
b_c	Valor corrigido da basculada	mm
c	Comprimento do contorno	m
C	Lâmina de água infiltrada no primeiro minuto	mm
c	Proporção de cobertura florestal	adimensional
C'	Coefficiente de proporcionalidade	adimensional
D	Profundidade total do solo	m
d	Profundidade do solo, medida positivamente a partir da superfície;	m
d'	Distância do fundo do poço até a camada impermeável	cm
D	Taxa de drenagem de copa	mm/h
D_s	Taxa de drenagem de copa quando $C = S$	mm/h
e	Número $e = 2,7183$	adimensional
E	Taxa de evaporação da água interceptada	mm/h
Eff	Índice de eficiência de Nash e Sutcliffe	adimensional
E_p	Taxa de evaporação potencial quando toda a copa está molhada	mm/h
E_r	Evapotranspiração real	m/s
E_t	Taxa de evaporação de tronco	mm/h
E_{vp}	Evapotranspiração potencial	m/s
f	Parâmetro que governa a taxa de diminuição de K na profundidade	m^{-1}
H	Espessura da coluna de água dentro do poço para o nível freático estabilizado, medida a partir do fundo	cm
h_i	Altura da coluna de água dentro do poço em determinado instante do ensaio, medida a partir do fundo	cm
I	Taxa de infiltração instantânea	mm/h
i	Intensidade da precipitação	mm/h
I_c	Lâmina de água infiltrada acumulada no tempo	mm
I_v	Interceptação da precipitação pela vegetação	mm
k	Taxa de infiltração instantânea ao final do primeiro minuto	mm/h

K	Razão entre a taxa de evaporação e a área projetada	adimensional
$K(z)$	Condutividade hidráulica saturada na profundidade z	m/s
K_0	Condutividade hidráulica saturada na superfície	m/s
Kfs	Condutividade hidráulica saturada determinada em campo	m/d
Ks	Condutividade hidráulica saturada	m/d
L	Comprimento da vertente a montante	m
$\ln(a/\tan\beta)$	Índice topográfico	adimensional
m	Parâmetro de solo	m
$M = \tan\beta$	Declividade da superfície do solo (= gradiente hidráulico)	m/m
np	Número total de <i>pixels</i> da bacia	adimensional
P	Precipitação (= precipitação externa)	mm
p	Coefficiente de precipitação que atravessa livremente (<i>free throughfall</i>)	adimensional
Pe	Precipitação efetiva (= precipitação não interceptada)	mm
Pi	Precipitação interna (<i>throughfall</i>)	mm
Pt	Escoamento de tronco (<i>stemflow</i>)	mm
Q	Vazão	m ³ /s
Q_b	Vazão de base	m ³ /s
Q_G	Vazão subterrânea	L/s
Q_I	Vazão subsuperficial ou interna	L/s
Q_O	Vazão superficial ou rápida	L/s
Q_{obs}	Vazão observada	L/s
Q_s	Vazão superficial	m ³ /s
Q_{sim}	Vazão simulada	L/s
Q_{ss}	Vazão superficial por saturação	m ³ /s
q	Escoamento total (vazão (m ³ /s) / área (m ²))	m/s
q_b	Escoamento subsuperficial	m/s
\bar{q}_b	Escoamento subsuperficial médio	m/s
q_r	Escoamento de retorno	m/s
q_s	Escoamento superficial	m/s
q_v	Escoamento de percolação	m/s
r	Raio do poço	cm
R	Taxa de recarga (=escoamento lateral subsuperficial do solo saturado)	m/s
R	Intensidade da precipitação	mm/h
r_G	Taxa de incremento de Q_G	L/s.10min.
r_I	Taxa de incremento da vazão da parcela ($Q_I + Q_G$)	L/s.10min.
s	Déficit de armazenamento	m
\bar{s}	Déficit de armazenamento médio da bacia	m

S	Capacidade de armazenamento de copa	mm
S_c	Capacidade de armazenamento por unidade de cobertura	mm
S_i	Capacidade de armazenamento por interceptação	mm
Sr_{max}	Déficit ou capacidade de armazenamento máxima no solo	m
S_t	Capacidade de armazenamento de tronco	mm
$S_{t,c}$	Capacidade de armazenamento de tronco por unidade de cobertura	mm
S_{zr}	Déficit de armazenamento na zona de raízes	m
T	Transmissividade do solo	m ² /s
T_0	Máxima transmissividade	m ² /s
V_G	Volume do escoamento subterrâneo	L
V_I	Volume do escoamento subsuperficial	L
V_O	Volume do escoamento superficial	L
z	Profundidade da superfície freática, medida positivamente a partir da superfície	m
z'	Espessura da camada saturada do solo	m
z_{zr}	Profundidade efetiva na zona de raízes	m
ΔC	Mudança no armazenamento da copa	mm
ΔC_t	Mudança no armazenamento de tronco	mm
ε	Proporção da taxa de evaporação de tronco em relação à taxa de evaporação de copa	adimensional
β	Declividade da superfície do solo	grau
φ	Porosidade do solo	m ³ /m ³
λ	Índice topográfico médio para a bacia	adimensional
θ	Umidade volumétrica do solo	m ³ /m ³
θ_{cc}	Umidade volumétrica do solo em condições de capacidade de campo	m ³ /m ³
$\theta_{mp} = \theta_r$	Umidade volumétrica do solo no ponto de murcha permanente = umidade residual	m ³ /m ³
θ_s	Umidade do solo saturado	m ³ /m ³
ξ	Parâmetro que representa o gradiente hidráulico vertical efetivo	adimensional

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Processos de escoamento em vertentes e condicionantes principais	20
Figura 1.2 Diagrama conceitual das resoluções espaciais e temporais dos processos de medição.....	22
Figura 1.3 Diagrama esquemático da interação entre teoria, monitoramento e modelagem....	23
Figura 1.4 – Diagrama esquemático mostrando erros sistemáticos e de calibração dos modelos	24
Figura 2.1 Localização da microbacia experimental do rio Saci.....	28
Figura 2.2 Uso do solo da bacia experimental do rio Saci	30
Figura 2.3 Fotos do reflorestamento de Pinus, vegetação nativa e estrada	30
Figura 2.4 Mapa altimétrico e pontos do levantamento topográfico.....	32
Figura 2.5 Esquema de obtenção do modelo digital do terreno	32
Figura 2.6 - Definição do índice geomorfológico	33
Figura 2.7 - características hidrogeomorfológicas das vertentes.....	34
Figura 2.8 Croqui de localização dos pontos de monitoramento da bacia do rio Saci.....	36
Figura 2.9 Resultado da calibração do pluviômetro de báscula	38
Figura 2.10 Sistemas automáticos para medição da precipitação interna e de escoamento de tronco.....	39
Figura 2.11 Estrutura de medição de vazão e esquema de medição volumétrica	40
Figura 2.12 Curva de descarga da estrutura de medição de vazão	41
Figura 2.13 Curva granulométrica do sedimento de fundo	42
Figura 2.14 Relação entre turbidez e sólidos suspensos totais.....	43
Figura 2.15 Fotos da implantação dos poços e dos sistemas de medições automáticas.....	45
Figura 2.16 Fotos da instalação dos tensiômetros e detalhe da modificação para leitura automática.....	47
Figura 2.17 Exemplo de leituras de tensão de água no solo.....	47
Figura 3.1 Precipitação mensal.....	48
Figura 3.2 Fluxograma do modelo Rutter	54
Figura 3.3 Fluxograma do modelo Rutter para vegetação esparsa (<i>Sparse Rutter Model</i>).....	56
Figura 3.4 Série de dados observados de precipitação total, precipitação interna e escoamento de tronco	58
Figura 3.5 Relação entre interceptação relativa observada e precipitação total.....	58
Figura 3.6 Fotos das copas acima dos pontos de medição de precipitação interna para estimativa do parâmetro de cobertura c	59
Figura 3.7 Relação entre totais por evento de precipitação e de precipitação interna.....	60
Figura 3.8 Relação entre escoamento de tronco e precipitação interna sem a parcela da precipitação livre	61
Figura 3.9 Totais acumulados observados e simulados de precipitação interna e escoamento de tronco para todos os eventos.....	62
Figura 3.10 Exemplo de evento de precipitação com dados observados e simulados	63
Figura 4.1 Fotos dos perfis de solo.....	64
Figura 4.2 Mapa com localização e profundidade dos poços.....	66
Figura 4.3 Toposequência com profundidade do solo hidrológico ao longo da vertente.....	66
Figura 4.4 Caracterização textural do perfil de solo hidrológico no P12.....	67
Figura 4.5 Relação entre profundidade do solo hidrológico e atributos hidrogeomorfológicos das vertentes	68
Figura 4.6 Modelo adotado para estimativa da profundidade do solo hidrológico	68
Figura 4.7 Mapa de profundidade do solo hidrológico	69

Figura 4.8 Resultados dos ensaios de infiltração.....	71
Figura 4.9 Esquemas dos ensaios de condutividade hidráulica saturada de campo	75
Figura 4.10 Exemplo de dados medidos no ensaio e utilizado no cálculo de K_{fs}	76
Figura 4.11 Fotos dos ensaios de infiltração e de condutividade hidráulica saturada.....	77
Figura 4.12 Relação entre condutividade hidráulica saturada e profundidade do lençol freático	79
Figura 4.13 Variação espacial da condutividade hidráulica saturada e da transmissividade ...	81
Figura 4.14 Relações entre níveis do lençol observados simultaneamente, índice topográfico e profundidade do solo	82
Figura 4.15 Séries de umidade volumétrica nos pontos P5 e P8.....	83
Figura 5.1 Componentes do ciclo hidrológico	85
Figura 5.2 Geração de escoamento superficial por exceder a infiltração e por saturação.....	86
Figura 5.3 Dinâmica da área saturada e da rede de drenagem	87
Figura 5.4 Balanço hídrico de um bloco da bacia controlado pela declividade local e pela área de contribuição	89
Figura 5.5 Caminhos preferenciais do escoamento subsuperficial.....	91
Figura 5.6 Mecanismos de geração de escoamento e unidades de resposta hidrológica.....	92
Figura 5.7 Totais acumulados de precipitação, vazão e armazenamento na bacia.....	96
Figura 5.8 Série de vazões observadas e precipitação efetiva acumulada por evento.....	100
Figura 5.9 Séries de vazões e níveis de poços observados.....	100
Figura 5.10 Curva de permanência das vazões e dos níveis dos poços.....	101
Figura 5.11 Relação entre precipitação efetiva total e escoamento superficial.....	103
Figura 5.12 Relação entre precipitação efetiva total e escoamento superficial em função da área de contribuição.....	105
Figura 5.13 Características do hidrograma e tipos de escoamento.....	107
Figura 5.14 Fotos de <i>pipes</i> da bacia do rio Saci	108
Figura 5.15 Mapa de áreas saturadas e caminhos de escoamento preferencial.....	109
Figura 5.16 Conectividade hidrológica subsuperficial na bacia do rio Saci	111
Figura 5.17 Dinâmica temporal da concentração de sedimentos em suspensão	113
Figura 5.18 Relação entre escoamentos da vertente e da zona ripária	114
Figura 5.19 Relação entre precipitação efetiva total e transporte de sedimentos.....	115
Figura 6.1 Diagrama esquemático do conceito do TOPMODEL.....	117
Figura 6.2 Balanço hídrico de um segmento de encosta da bacia hidrográfica.....	118
Figura 6.3 Armazenamentos no solo	124
Figura 6.4 Variação por evento dos parâmetros do TOPMODEL	128
Figura 6.5 Áreas saturadas simuladas e calculadas	131

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 Níveis dos poços observados em leituras simultâneas	44
Tabela 3.1 Totais de precipitação, precipitação interna, escoamento de tronco e perda por interceptação	57
Tabela 3.2 Parâmetros estimados do modelo de interceptação	61
Tabela 3.3 Totais observados e simulados para todos os eventos de precipitação.....	62
Tabela 4.1 Classes de condutividade hidráulica saturada.....	72
Tabela 4.2 Condutividade hidráulica saturada pelo método do poço invertido	77
Tabela 4.3 Condutividade hidráulica saturada pelo método do poço direto	78
Tabela 5.1 Mecanismos de geração de escoamento e características principais das unidades de resposta hidrológica.....	93
Tabela 5.2 Características dos eventos quanto a precipitação efetiva e escoamento superficial	102
Tabela 5.3 Características dos eventos quanto ao pico do hidrograma e umidade inicial	106
Tabela 6.1 Parâmetros de entrada no TOPMODEL	125
Tabela 6.2 Valores dos parâmetros da calibração do TOPMODEL.....	127
Tabela 6.3 Parâmetros calculados com ensaios de campo	129

SUMÁRIO

1	Introdução.....	16
1.1	Mecanismos de geração de escoamento	16
1.2	Hidrogeomorfologia	19
1.3	Monitoramento e modelagem.....	21
1.4	Objetivos e apresentação	24
2	Área de estudo	27
2.1	Caracterização regional	27
2.2	Bacia experimental do rio Saci.....	29
2.2.1	Uso do solo	29
2.2.2	Topografia	31
2.2.3	Caracterização hidrogeomorfológica das vertentes.....	33
2.3	Implantação do monitoramento	35
2.3.1	Visão geral.....	35
2.3.2	Desenvolvimento de equipamentos.....	36
2.3.3	Precipitação e interceptação	37
2.3.4	Vazão e transporte de sedimentos	40
2.3.5	Nível freático e ocorrência de escoamento superficial.....	43
2.3.6	Tensão de água no solo.....	46
3	Precipitação e Interceptação	48
3.1	Precipitação	48
3.2	Interceptação.....	49
3.2.1	Descrição do processo	49
3.2.2	Modelo de Rutter	52
3.2.3	Modelo de Rutter para vegetação esparsa (<i>Sparse Rutter Model</i>).....	54
3.2.4	Interceptação na bacia do rio Saci	57
4	Propriedades físico-hídricas do solo hidrológico	64
4.1	Introdução.....	64
4.2	Mapeamento da profundidade do solo hidrológico	65
4.3	Infiltração	69
4.4	Condutividade hidráulica saturada	72
4.5	Umidade volumétrica do solo.....	82
5	Mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica.....	84
5.1	Introdução.....	84
5.2	Mecanismos de geração de escoamento	84
5.3	Conectividade hidrológica.....	94
5.4	Geração de escoamento na bacia do rio Saci.....	96
5.4.1	Separação do escoamento	96
5.4.2	Análise dos eventos	101
5.4.3	Transporte de sedimentos	112
6	Modelagem hidrogeomorfológica	116
6.1	Introdução.....	116
6.2	Modelagem hidrológica para “área variável de afluência”	117
6.3	Teoria do TOPMODEL	119
6.4	Resultados do TOPMODEL.....	125
7	Conclusões e recomendações	133
	REFERÊNCIAS	138
	ANEXO I.....	147

1 INTRODUÇÃO

1.1 Mecanismos de geração de escoamento

A questão de como a água proveniente da precipitação movimenta-se através das vertentes até o rio já estava presente no nascimento da hidrologia, nos trabalhos pioneiros de Robert Elmer Horton na década de 1930. Esta questão continua atual em hidrologia, apesar dos notáveis avanços no entendimento dos “mecanismos de geração de escoamento” ocorridos nos últimos 30 anos, com aplicação de diversas técnicas de monitoramento e de sofisticados modelos de simulação, originando modelos conceituais bastante elaborados. Como se trata do entendimento dos processos hidrológicos que definem os caminhos percorridos pela água, proveniente da precipitação, até alcançar o curso de água, torna-se um problema complexo que envolve um conhecimento integrado da natureza, sendo também altamente dependente das condições locais e das escalas de tempo e espaço.

A importância e a atualidade do tema “mecanismos de geração de escoamento” podem ser avaliadas pela extensa bibliografia sobre o assunto, dentre os quais destacam-se quatro livros fundamentais: *Hillslope Hydrology*, editado por Kirkby (1978); *Process Studies in Hillslope Hydrology*, editado por Anderson e Burt (1990); *Forests, Water and People in the Humid Tropics*, editado por Bonell e Bruijnzeel (2005); e *Streamflow Generation Processes*, editado por Beven (2006). Este último apresenta 31 artigos considerados clássicos que mostram a evolução do conhecimento sobre os mecanismos de geração de escoamento, produzidos entre as décadas de 1930 e 1980, sendo que a temática foi escolhida para inaugurar a série *Benchmark Papers in Hydrology*, da *International Association of Hydrological Sciences* (IAHS).

Pela complexidade do problema e pela própria natureza empírica da hidrologia, o conhecimento dos mecanismos de geração de escoamento está associado ao monitoramento intensivo e sistemático de pequenas bacias experimentais, incluindo experimentos em vertentes e bacias de zero ordem, dependendo, portanto, dos avanços nas técnicas de medição. Esta dependência empírica faz com que o acúmulo de conhecimento gere constantes revisões nos modelos teóricos concebidos sobre os processos hidrológicos.

Neste sentido, a primeira aproximação consistente deve-se à Horton (1933) que propôs na íntegra o modelo clássico de hidrologia de encostas por meio da teoria infiltração-escoamento, onde a superfície do solo atua como um filtro capaz de separar a precipitação em

dois componentes básicos. O escoamento direto produzido basicamente pelo escoamento superficial que provêm de todas as partes da bacia, ocorrendo toda vez que a intensidade da chuva excede a capacidade de infiltração do solo, e a água que infiltra no terreno e alimenta o lençol freático, para depois chegar ao rio na forma de escoamento de base.

Esta teoria deu início à chamada “Era da infiltração”, sendo plenamente aceita como universal até a década de 1960, sendo então suplantada por evidências empíricas. Atualmente, este escoamento por exceder a capacidade de infiltração, denominado escoamento superficial hortoniano, é considerado dominante em sistemas onde o perfil do solo ou a superfície do terreno são radicalmente alterados (p.ex. bacias agrícolas), em regiões áridas ou semi-áridas onde a densidade de vegetação é baixa, e em áreas urbanas onde a superfície do solo é pouco permeável devido à pavimentação e diferentes tipos de edificações.

No entanto, realizando monitoramento em campo, Dunne e Black (1970a e 1970b) mostraram que essa teoria é inadequada para explicar o escoamento direto em bacias hidrográficas de clima úmido, bem vegetadas e com solos permeáveis, onde a capacidade de infiltração do solo é sempre superior à intensidade da precipitação. Nestes casos, a água infiltrada no solo altera a posição da superfície freática, fazendo a mesma coincidir com a superfície do solo em determinadas condições topográficas, como vertentes côncavas com fundo de vale plano. O escoamento por saturação é então produzido pela precipitação direta sobre estas áreas saturadas e também pela contribuição do escoamento de retorno, resultante do afloramento da superfície freática.

O conhecimento do processo de geração de escoamento superficial por saturação com “área parcial de contribuição” levou naturalmente a constatação de que o fluxo subsuperficial, a chuva e a umidade inicial do solo influenciam a expansão e a contração da porção saturada e da rede de drenagem da bacia, originando assim o conceito de “área variável de afluência” (*variable source area*) - AVA.

O entendimento deste mecanismo de geração de escoamento superficial por saturação é devido à observações em bacias experimentais e surgiu de forma independente e quase simultânea na França (CAPPUS, 1960), no Japão (TSUKAMOTO, 1963) e nos Estados Unidos (HEWLETT e HIBBERT, 1963; BETSON, 1964). Uma série de trabalhos posteriores consolidou o conhecimento de que o escoamento superficial provém de uma pequena parte da bacia hidrográfica, cujo tamanho depende das condições de umidade (HEWLETT e HIBBERT, 1967 e 1969; RAGAN, 1968; KIRKBY, 1969; DUNNE e BLACK, 1970a e 1970b).

Como geralmente o gradiente topográfico médio decresce com o aumento da área da bacia, o escoamento por excesso de saturação, oriundo da AVA, torna-se mais importante em bacias de tamanho médio, onde a proporção de áreas planas ao longo dos rios é maior (McDONNELL et al, 1999).

Avanços em monitoramento e modelagem que consideram o conceito de AVA levaram ao reconhecimento do escoamento subsuperficial como um dos processos mais importantes na geração do escoamento. No entanto, o escoamento subsuperficial, predominante em pequenas bacias (BECKER e McDONNELL, 1998; BECKER, 2005), geralmente apresenta grande diversidade de caminhos de fluxo.

Além de ser determinante para a ocorrência de áreas saturadas e a geração de escoamento em AVA, o escoamento subsuperficial pode contribuir diretamente para o incremento rápido da vazão em canais por caminhos preferenciais de escoamento, como macroporos e *pipes* ou pelo chamado “efeito pistão”, via propagação de transientes. Estudos experimentais em pequenas bacias florestais com monitoramento intensivo, muitas vezes aliando instrumentação hidrométrica com métodos químicos e geotécnicos, têm revelado uma importância crescente dos “caminhos preferenciais” como mecanismo de geração de escoamento para explicar os fluxos subsuperficiais rápidos que contribuem ao hidrograma em pequenas bacias (ATKINSON, 1978; DUNNE, 1978; ANDERSON e BURT, 1990; JONES, 1997; UCHIDA, KOSUGI e MIZUYAMA, 1999; PUTTY e PROSAD, 2000; SIDLE et al, 2000, 2001; UCHIDA, KOSUGI e MIZUYAMA, 2001; HOLDEN e BURT, 2002; UCHIDA, MEERVELD e MCDONNELL, 2005).

Segundo Becker (2005) os mecanismos de geração de escoamento são processos extremamente complexos, com alta variação no espaço e no tempo, e que dependem da combinação de três grupos de fatores principais: clima, solo e geologia, e vegetação ou uso do solo.

Em função dos mecanismos predominantes de geração de escoamento apresentarem certa padronização espacial, pode-se identificar na bacia distintas “unidades de resposta hidrológica” (BRACKEN e CROKE, 2007), admitindo-se que esses mecanismos dependem dos padrões espaciais dados pela combinação dos atributos da paisagem.

Estas unidades de paisagem, espacialmente estanques, nem sempre apresentam evidente conexão via processos hidrológicos. Portanto, o conhecimento dos padrões espaciais desses processos ganha importância no conceito de conectividade hidrológica (CAMMERAAT, 2002; PRINGLE, 2003; McDONNELL, 2003; AMBROISE, 2004; BRACKEN e CROKE, 2007).

Entender estes padrões espaciais e suas relações com os mecanismos de geração de escoamento requer uma análise integrada, evidenciando-se além dos processos hidrológicos, também os condicionantes principais oriundos dos demais atributos da paisagem, sendo que esta integração vem sendo realizada sob os auspícios da Hidrogeomorfologia.

1.2 Hidrogeomorfologia

A análise integrada a partir da paisagem com preocupação interdisciplinar na compreensão dos processos naturais é bastante antiga, nascendo praticamente junto com a Geografia nos trabalhos pioneiros de Humboldt.

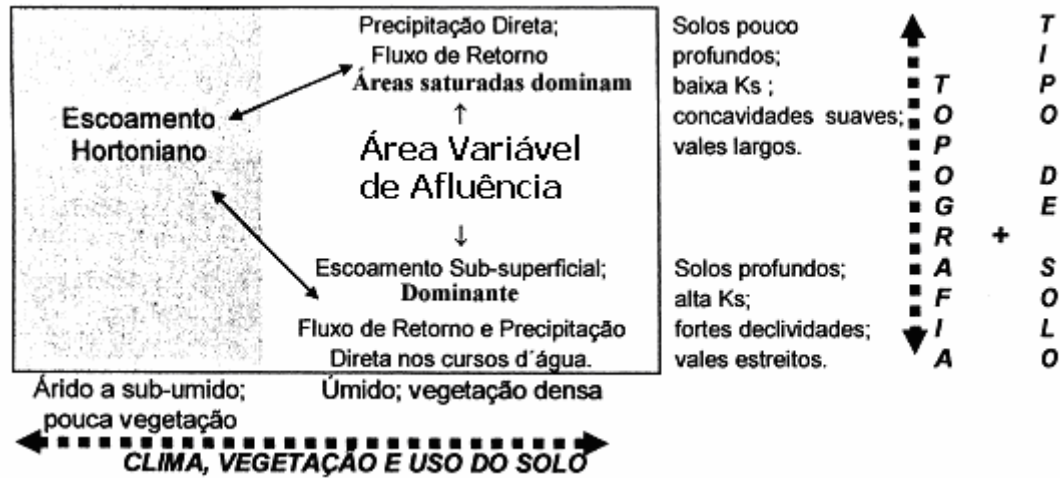
Neste sentido, em 1963 o geógrafo russo Sochava cunhou o termo “geossistema”, o qual define-se como o espaço terrestre de todas as dimensões, onde os componentes da natureza encontram-se em relação sistêmica e como uma integridade definida, interagindo com a esfera cósmica e a sociedade humana (SOCHAVA, 1978). Busca-se então, o estudo integrado, e não sobreposto, do meio natural, através da síntese e da análise de sua dinâmica, apoiado numa base teórica e metodológica consistente. Este talvez seja o exemplo mais famoso, mas a Geografia é rica em abordagens desta natureza.

Na Hidrologia, os avanços no conhecimento dos processos hidrológicos e suas condicionantes ambientais tornam crescente a necessidade de uma abordagem integrada, visto que as vertentes e microbacias hidrográficas encerram uma diversidade de processos que não estão limitados pelo recorte dado pelas disciplinas isoladas.

Um exemplo da interação e complexidade entre processos atuantes nas vertentes e microbacias pode ser observado no esquema proposto por Dunne (1978), mostrando os fatores dominantes (clima, vegetação, uso do solo, topografia e tipo de solo) que controlam a geração de escoamento (Figura 1.1).

Esta premente necessidade de interação da Hidrologia com as demais ciências da natureza, levou à várias propostas de integração, como Ecohidrologia (BAIRD e WILBY, 1999; RODRIGUEZ-ITURBE, 2000; *Special Section on Ecohydrology, Hydrol. Sci. J.*, 47, 2002), Geobiohidrologia (KOBAYAMA et al, 1998; MENDIONDO, 2001; SANTOS, 2001), Hidrogeomorfologia (SIDLE e ONDA, 2004) e Hidropedologia (LIN et al, 2006). Além destas propostas mais explícitas, inúmeros trabalhos destacam a interdependência entre os processos hidrológicos e as características da paisagem local, com a ocorrência de padrões espaciais ligados à dinâmica hidrológica (p.ex. GRAYSON e BLÖSCHL, 2000a; AGNEW et al, 2006).

Figura 1.1 Processos de escoamento em vertentes e condicionantes principais



Fonte: Dunne (1978)

Sendo a bacia hidrográfica o recorte espacial primordial dos estudos hidrológicos, cuja delimitação é feita a partir de atributos topográficos do relevo e sendo ela constituída de vertentes e canais fluviais, remete naturalmente a uma forte interação entre hidrologia e geomorfologia. Para Debary (2004) a análise de bacias hidrográficas demanda conhecimento integrado destes dois principais ramos das ciências da terra, definindo hidrogeomorfologia como “o estudo do impacto dos processos hidrológicos sobre a terra”.

Nesta linha, Fiori (1995) afirma que o reconhecimento, a localização e a quantificação dos fluxos de água nas vertentes são de fundamental importância para o entendimento dos processos geomorfológicos responsáveis pela evolução do relevo. As rotas preferenciais dos fluxos superficiais ou subsuperficiais definem os mecanismos erosivo-depositivos preponderantes que compõem o ambiente de drenagem. Alterações na composição destes fatores podem induzir modificações significativas na dinâmica espaço-temporal dos processos hidrológicos atuantes nas vertentes, e conseqüentemente, na evolução da paisagem.

Esta importância da água como agente modelador do relevo levou Scheidegger (1973) a propor a primeira definição de hidrogeomorfologia, como o “estudo das formas de relevo causadas pela ação da água”.

Por outro lado, os estudos de processos hidrológicos têm levado naturalmente a uma aproximação dos hidrólogos com a ciência geomorfológica, sendo que entre 1999 e 2006 o termo hidrogeomorfologia aparece 29 vezes no *Hydrological Processes*, um dos principais periódicos da área de hidrologia, o qual dedicou uma seção especial ao tema em 2004. Explícita ou implicitamente a hidrogeomorfologia aparece em inúmeras outras publicações, firmando-se como a ciência que trata dos processos hidrogeomorfológicos.

Segundo Okunishi (1991, 1994) a hidrogeomorfologia pesquisa as interações entre os processos hidrológicos e geomorfológicos. Para ele os sistemas fluviais e de vertentes são exemplos de sistemas hidrogeomorfológicos. Destaca que as interações hidrogeomorfológicas ocorrem na escala de tempo entre 10^1 e 10^5 anos, sendo que para tempos maiores predominam os processos geológicos. Na escala de tempo inferior a 10 anos os processos hidrológicos e geomorfológicos ocorrem simultaneamente.

Uma definição mais completa deve-se a Sidle e Onda (2004), para quem hidrogeomorfologia é “uma ciência interdisciplinar que incide sobre a interação e articulação dos processos hidrológicos com as formas de relevo ou materiais da superfície da terra e da interação dos processos geomorfológicos com a água superficial e subsuperficial, nas dimensões temporais e espaciais”. Para Sidle (2006) avanços nesta ciência são extremamente dependentes de monitoramento e modelagem.

Assim, as vertentes e microbacias hidrográficas habilitam-se naturalmente como objeto de estudo da hidrogeomorfologia por duas razões: (1) definem-se a partir da dinâmica hidrogeomorfológica e (2) a interação e complexidade dos processos tornam-se mais explícitas na escala de detalhe.

1.3 Monitoramento e modelagem

No Brasil, existe predominantemente o monitoramento sistemático de grandes e médias bacias hidrográficas, sendo praticamente inexistentes na rede oficial estações com área de drenagem inferior a 100 km^2 . Isto se deve, principalmente, às dimensões continentais do país, ao elevado custo do monitoramento e ao fato da hidrologia brasileira estar predominantemente ligada ao interesse do setor de energia hidrelétrica.

Uma vez que o desenvolvimento da hidrologia no Brasil está mais voltado ao dimensionamento de obras hidráulicas de grande porte, os estudos acabam limitando-se ao desenvolvimento de métodos e modelos para tratamento de séries de chuva-vazão. Assim, buscam-se preferencialmente soluções estocásticas, de tal forma que com um número mínimo de dados medidos obtenha-se o máximo de confiabilidade nos resultados. Estas soluções, via de regra, não passam pela compreensão exaustiva da complexidade do funcionamento do sistema bacia hidrográfica, resultando que o monitoramento detalhado das variáveis hidroambientais e das relações dos sistemas ambientais não sejam abordados.

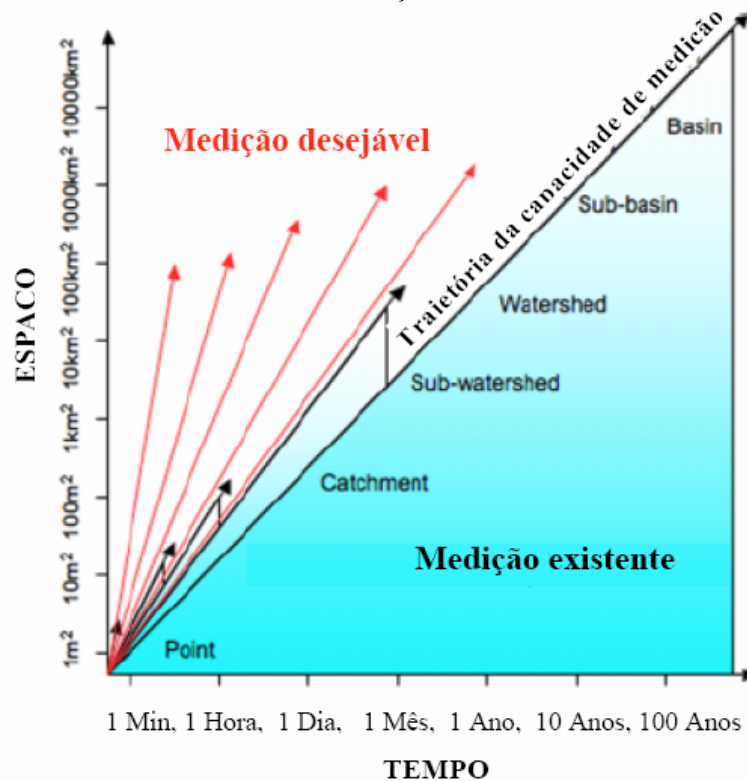
Neste contexto, o estudo de processos hidrológicos na escala de detalhe é bastante incipiente no Brasil, estando ligado a algumas Universidades e Institutos de Pesquisa.

Recentemente, este tipo de estudo tem sido incentivado através de editais específicos pelos fundos de financiamento de pesquisa, notadamente pelo CT-HIDRO.

Sidle (2006) destaca que nas últimas décadas os maiores avanços em Hidrologia têm ocorrido nas áreas de hidrologia estocástica, modelagem e em métodos indiretos para avaliação das respostas hidrológicas, e que estes não contribuem necessariamente para uma melhor compreensão dos processos hidrológicos. O autor afirma que menos de 20% dos artigos publicados em revistas especializadas de hidrologia apresentam dados medidos diretamente pelos autores, e enfatiza a necessidade para a hidrologia de monitoramento intensivo e em escala adequada.

Beven (2002) ao analisar os últimos 30 anos da hidrologia, projeta que para as próximas três décadas os avanços em hidrologia vão depender muito mais do desenvolvimento de novas técnicas de medição, ou do uso mais criativo das existentes, do que de novas teorias ou técnicas computacionais. Robinson et al (2008) ilustram a necessidade de monitoramento com maior detalhamento nas escalas de tempo e espaço como ferramenta na compreensão dos processos naturais em bacias hidrográficas (Figura 1.2).

Figura 1.2 Diagrama conceitual das resoluções espaciais e temporais dos processos de medição



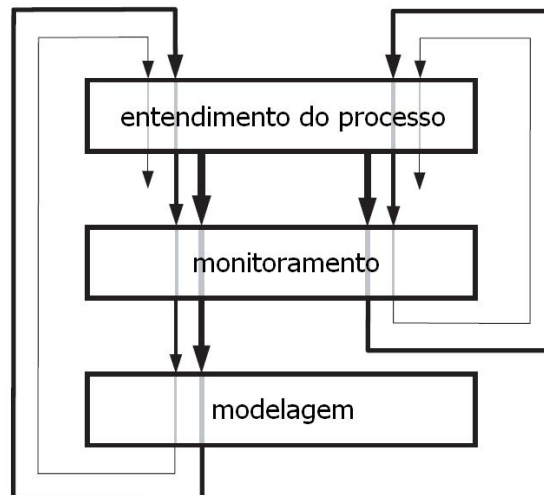
Fonte: Robinson et al (2008)

No entanto, a forma como a ciência hidrológica tem evoluído nas últimas décadas mostra que o uso combinado de monitoramento e modelagem é fundamental. Segundo Grayson e Blöschl (2000b), como a princípio qualquer coisa pode ser modelada, torna-se importante perguntar o quanto nosso modelo representa a realidade? Contudo, essa pergunta só pode ser respondida quando sabemos o que é a realidade. Chega-se assim a uma situação do tipo o que vem primeiro: o ovo ou a galinha?

Para construir ou escolher o modelo mais apropriado é necessário entender perfeitamente os processos mais importantes que atuam no sistema a ser representado, no entanto, frequentemente estes processos não são devidamente identificados até que seja feita alguma tentativa de modelagem. O mesmo raciocínio aplica-se para o processo de medição.

Em um mundo ideal, começa-se a estudar os processos e vai-se melhorando progressivamente o entendimento a partir do monitoramento, sendo este último também progressivamente melhorado até obter-se uma conceituação adequada que permita a construção de modelo. Então a modelagem passa também a permitir um melhor entendimento dos processos e a demandar novas medições, gerando assim uma cadeia de aproximações sucessivas (Figura 1.3). Esquema semelhante foi apresentado em Dunne (1994) e Sidle (2004), ambos tratando de caminhos metodológicos para pesquisas em Hidrogeomorfologia.

Figura 1.3 Diagrama esquemático da interação entre teoria, monitoramento e modelagem



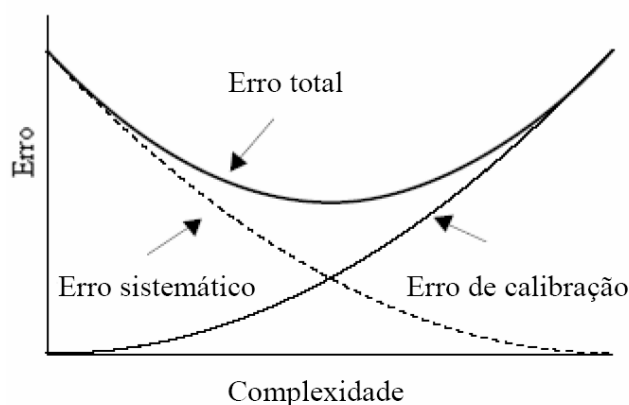
Fonte: Grayson e Blöschl (2000b)

No mundo real, esta seqüência deve ser quebrada em algum momento, aceitando-se algum tipo de erro associado à limitação do processo de modelagem. Zhang, Walker e Dawes (2002) mostram que os erros são divididos em dois grupos em função da complexidade dos modelos (Figura 1.4). Os modelos muito simples apresentam limitações conceituais que provocam erros sistemáticos, não representando adequadamente o sistema real. Por outro

lado, modelos muito complexos apresentam erro de calibração, devido à escassez de dados ou dificuldade de controlar adequadamente todas as variáveis, visto que diferentes combinações de valores dos parâmetros podem levar à resultados satisfatórios.

Silberstein (2006) destaca o crescimento e sofisticação da modelagem hidrológica nas últimas décadas e que a mesma não foi devidamente acompanhada pelos processos de medição em hidrologia. Argumenta que a modelagem na ausência de dados adequados não é ciência, a menos que seja para desenvolver hipóteses para serem testadas futuramente, sendo esta prática abundante em hidrologia. Argumenta ainda que a melhoria na gestão do meio ambiente e dos recursos hídricos não virá apenas com melhoria nos modelos em detrimento do monitoramento, porque não se pode gerir o que não se mede.

Figura 1.4 – Diagrama esquemático mostrando erros sistemáticos e de calibração dos modelos



Fonte: Zhang, Walker e Dawes (2002)

Para Silberstein (2006) a ciência baseia-se em observações, sendo definida como o estudo sistemático do ser humano em seu ambiente com base em inferências e deduções a partir de observações e medições reprodutíveis de eventos e parâmetros do universo. Portanto, dado é ciência, os modelos são um complemento, mas não um substituto para os dados. Destaca, entretanto, que os modelos são verdadeiramente úteis, quando não confundidos com a realidade.

1.4 Objetivos e apresentação

O presente trabalho tem como objetivo principal investigar os mecanismos de geração de escoamento e de conectividade hidrológica da bacia experimental do rio Saci, no município de Rio Negrinho-SC, por meio de monitoramento e modelagem de processos hidrogeomorfológicos.

Como objetivos específicos destacam-se:

- Implementar monitoramento intensivo das principais variáveis hidrogeomorfológicas;
- Determinar a interceptação por meio de monitoramento e modelagem da precipitação interna e do escoamento de tronco;
- Determinar as propriedades físico-hídricas do solo hidrológico;
- Analisar conjuntamente os processos hidrogeomorfológicos visando determinar os mecanismos de geração de escoamento e de conectividade hidrológica; e
- Simular os processos hidrogeomorfológicos com o modelo TOPMODEL.

Para isso foi implementada a bacia experimental do rio Saci, com área de 10 ha e totalmente coberta com floresta, a qual é parte de uma rede de bacias escola embutidas (KOBAYAMA et al, 2009), localizadas na bacia do Alto Rio Negro, na divisa dos estados do Paraná e Santa Catarina, operadas em conjunto pelos Laboratórios de Hidrologia (LABHIDRO) da Universidade Federal de Santa Catarina (UFPR) e de Hidrogeomorfologia (LHG) da Universidade Federal do Paraná (UFPR).

Uma caracterização desta bacia, relativa ao uso do solo, topografia e atributos hidrogeomorfológicos das vertentes é mostrada no capítulo 2. Mostra ainda a implantação do monitoramento intensivo, com sistemas automáticos e analógicos de medição, bem como um detalhamento dos equipamentos desenvolvidos.

O capítulo 3 trata da perda de água por interceptação, simulada para 31 eventos com o modelo de Rutter para vegetação esparsa, com determinação a priori dos parâmetros, avaliando-se a qualidade dos dados medidos e a habilidade do modelo em descrever os processos de precipitação interna e escoamento de tronco.

O capítulo 4 aborda as propriedades físico-hídricas do solo. Foi introduzido o conceito de solo hidrológico, e o mesmo é caracterizado quanto à profundidade hidrológicamente ativa, granulometria, taxa de infiltração, condutividade hidráulica saturada e umidade volumétrica.

No capítulo 5, apresenta-se primeiramente uma revisão teórica sobre os mecanismos de geração de escoamento e de conectividade hidrológica. Estes mecanismos foram também investigados na bacia do rio Saci por meio da análise integrada dos processos hidrogeomorfológicos ocorridos entre 26 de julho e 18 de novembro de 2008, período em que ocorreram eventos com variabilidade proporcional aos últimos 30 anos, em termos de quantidade e intensidade de precipitação. Foram utilizados 20 eventos com precipitação superior a 5 mm, cujos hidrogramas foram avaliados quanto à origem do escoamento e aos padrões espaciais dos processos hidrogeomorfológicos. Por fim, é apresentado o novo conceito de conectividade hidrológica subsuperficial.

O capítulo 6 versa sobre a teoria e aplicação do TOPMODEL. O modelo foi utilizado como ferramenta de pesquisa científica, sendo aplicado na bacia experimental do rio Saci com objetivo duplo, compreender o comportamento do sistema hidrogeomorfológico e avaliar a habilidade do modelo em descrevê-lo.

Finalmente, do capítulo 7 constam as principais conclusões e recomendações desta pesquisa.

2 ÁREA DE ESTUDO

2.1 Caracterização regional

A bacia experimental do rio Saci está inserida na bacia do Alto Rio Negro, localizada na porção leste da divisa entre os estados do Paraná e Santa Catarina, sendo o rio Negro afluente da margem esquerda e um dos principais formadores do rio Iguaçu. A bacia do Alto Rio Negro localiza-se na região natural denominado Primeiro Planalto, no estado do Paraná, e Planalto de Canoinhas, no estado de Santa Catarina. A bacia experimental do rio Saci apresenta uma altitude média de 960 m e está localizada na porção central do município de Rio Negrinho, SC, conforme mostra a Figura 2.1.

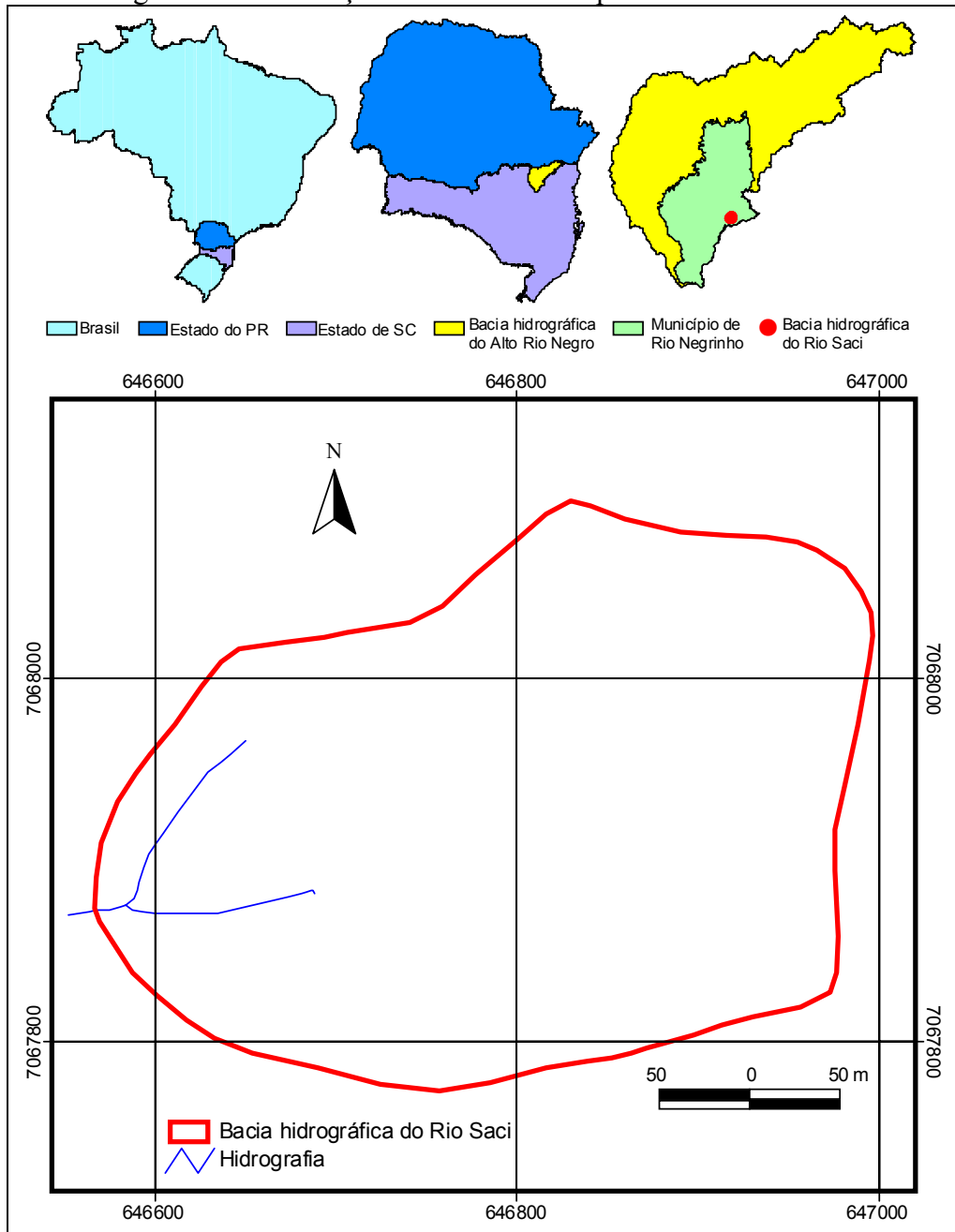
Na região predomina o clima do tipo Cfb, da classificação de Köppen, que se caracteriza por ser temperado, constantemente úmido, sem estação seca e com verão fresco (temperatura média do mês mais quente < 22°C). A temperatura média anual varia de 15,5°C a 17,0°C, a precipitação pluviométrica total anual variando de 1.360 a 1.670 mm, com o total anual de dias de chuva entre 138 e 164 dias. A umidade relativa do ar pode variar de 80 a 86% (EPAGRI/CIRAM, 2006).

O substrato do município de Rio Negrinho é formado por rochas sedimentares pertencentes aos grupos Itararé e Guatá, do super Grupo Tubarão. Esta unidade litoestratigráfica compreende um pacote sedimentar formado por rochas originadas em ambiente glacial e periglacial, que se estendeu do Carbonífero Superior ao Permiano Médio (435 a 225 milhões de anos) (SILVA e BORTOLUZZI, 1987).

Segundo os mesmos autores, o Grupo Itararé é representado pelas Formações Mafra e Rio do Sul. A Formação Mafra é uma seqüência flúvio-marinha com influência glacial, composta predominantemente por arenitos finos a grosseiros de coloração esbranquiçada, amarela e vermelha, e secundariamente por diamictitos de matriz arenosa e argilosa, conglomerados, ritmitos, argilitos e varvitos. A Formação Rio do Sul é uma seqüência glácio-marinha, constituída na parte inferior por folhelhos e argilitos cinza escuros a pretos, localmente com aspecto várvido, e, na parte superior por argilitos, folhelhos várvidos, ritmitos, arenitos finos a médios e diamictitos. O Grupo Guatá é representado pela Formação Rio Bonito, apresentando depósitos litorâneos e flúvio-deltáicos compostos por arenitos finos a muito finos, escuros, intercalados com argilitos e folhelhos carbonosos.

A Formação Mafra é predominante no norte do município de Rio Negrinho, a Formação Rio do Sul ocupa a parte central e a Formação Rio Bonito ocorre na região sul.

Figura 2.1 Localização da microbacia experimental do rio Saci



Os solos predominantes na região são os Cambissolos, tipicamente derivados de rochas sedimentares, com baixa fertilidade e elevados teores de matéria orgânica, com horizonte B incipiente, definido pelo baixo gradiente textural, pela média e alta relação silte/argila ou pela presença de minerais primários de fácil decomposição; não são hidromórficos, mas podem apresentar caráter gleico. Aparecem em menor proporção os Podzólicos e os pertencentes à classe dos Litólicos, Latossolos e Hidromórficos Gleyzados (DALAGNOL, 2001).

A cobertura vegetal nativa da região compreende um espaço transicional entre as unidades fitogeográficas de Floresta Ombrófila Mista e Floresta Ombrófila Densa, ambas constituintes do bioma Mata Atlântica. A Floresta Ombrófila Mista é o tipo de formação florestal predominante na região de estudo e caracterizava-se principalmente, pela presença do pinheiro (*Araucaria angustifolia* (Bert.) O. Kuntze) no estrato superior e por uma submata bastante heterogênea formada por imbuías (*Ocotea porosa* Nees et Martius ex. Nees), canela amarela (*Nectandra lanceolata* Ness. Et Mart. Ex Nees), sapopemas (*Sloanea guianensis* (Aubl.) Benth), além de uma sinúsia de arvoretas representadas por erva-mate (*Ilex paraguariensis* St. Hil), guaçatunga (*Casearia decandra* Jack), taquara (*Merostachys multiramea*) dentre outras espécies (KLEIN, 1978; EPAGRI/CIRAM, 2006).

A economia da região é movida pelo reflorestamento de *Pinus taeda*, que ocupa grande parte da área do município de Rio Negrinho e que abastece, principalmente, a indústria moveleira (PREFEITURA MUNICIPAL DE RIO NEGRINHO, 2006).

2.2 Bacia experimental do rio Saci

2.2.1 Uso do solo

A bacia experimental do rio Saci drena uma área de 10,2 ha. A área da bacia é totalmente coberta com floresta (Figura 2.2), sendo a cobertura composta por reflorestamento de *Pinus taeda* nas vertentes e por mata nativa nos vales, ao longo da drenagem. A Figura 2.3 mostra fotos do *Pinus* e da mata nativa.

Existe também a presença de estradas secundárias que circundam praticamente a totalidade da bacia, coincidentes com o divisor de águas. No entanto, o sistema de drenagem destas estradas foi readequado, de forma a não contribuir para a bacia, portanto, este uso do solo pode ser desconsiderado.

O reflorestamento ocupa uma área de 8,7 ha, 85% da área da bacia, e é composto por *Pinus taeda* com idade de 30 anos. O espaçamento original do plantio é de 3m entre fileiras e 2m entre plantas, resultando em uma densidade de 1666 plantas/ha. A densidade existente é de 673 plantas/ha, em decorrência de desbastes e morte natural. Em termos médios, as plantas apresentam uma altura de 30m, diâmetro de 29,89 cm e área basal de 60,04 m²/ha. O piso florestal apresenta uma camada de serrapilheira entre 5 e 10 cm, composta de acículas de *Pinus*.

A mata nativa ocupa uma área de 1,5 ha, 15% da área da bacia, e possui características de floresta secundária, com o estrato superior composto por plantas de várias espécies, de porte médio, e com distribuição espacial bastante irregular. No entanto, os estratos inferiores conferem uma cobertura densa e total do solo.

Figura 2.2 Uso do solo da bacia experimental do rio Saci

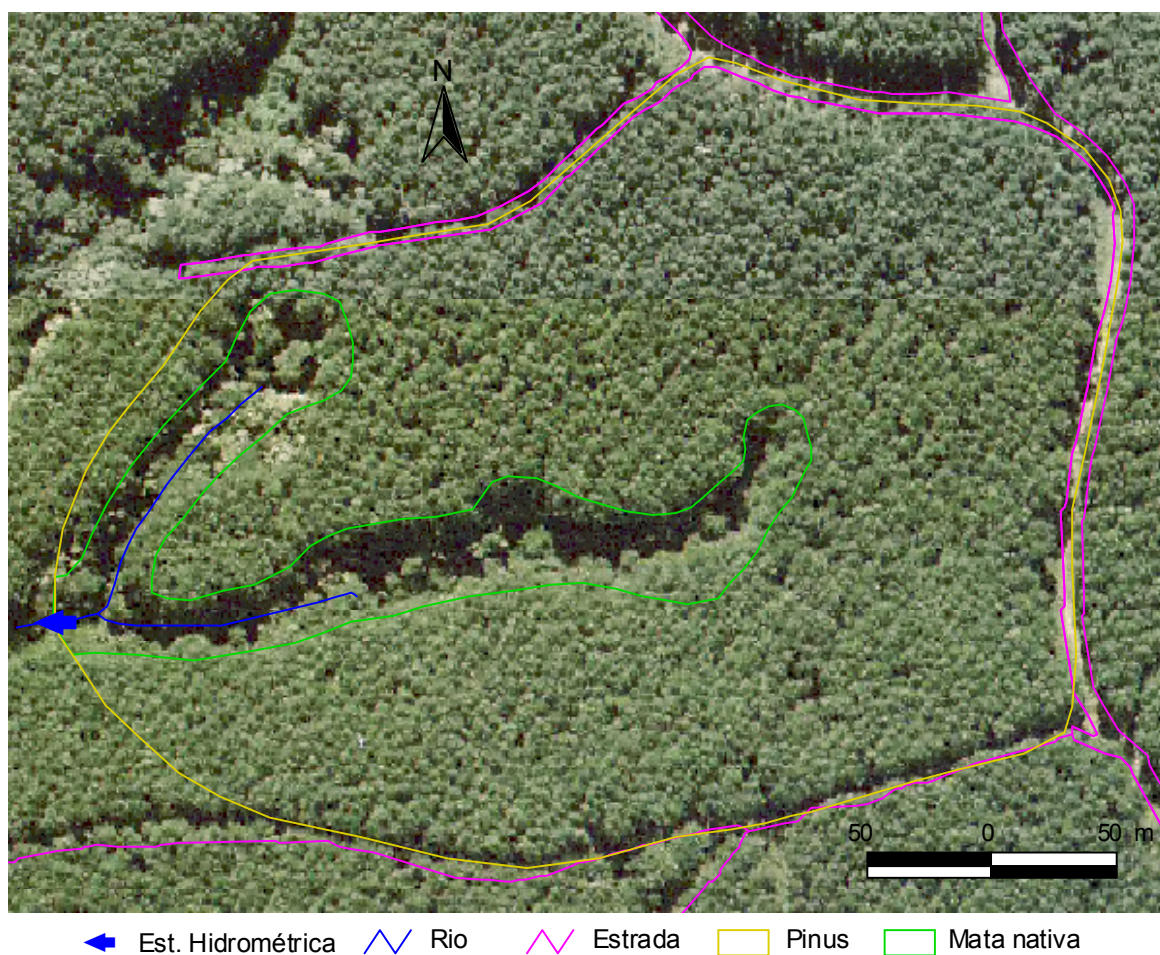


Figura 2.3 Fotos do reflorestamento de Pinus, vegetação nativa e estrada



2.2.2 Topografia

Dado a inexistência de uma base cartográfica em escala adequada, foi realizado um levantamento topográfico detalhado da área para obter uma representação confiável do terreno. O caminhamento foi otimizado de forma a permitir o traçado das curvas de nível com um levantamento mínimo de pontos, seguindo as linhas dos divisores de água da bacia, a linha do talvegue e por linhas representativas do perfil das vertentes. Foram levantados também os pontos de monitoramento implantados na bacia.

As coordenadas dos pontos foram levantadas com o GPS *GeoExplorer XT* – Trimble, equipamento de precisão submétrica com a tecnologia *EVEREST*, para evitar sinais refletidos.

Após a coleta em campo, foi realizado o pós-processamento dos dados capturados através do software *GPS Pathfinder Office 3.1* – Trimble, utilizando o sistema de bases GPS *SCNet* – Santiago & Cintra, estação de referência: Curitiba-PR. O pós processamento resultou em uma precisão média de 1,4 m de erro em relação à posição horizontal e de 2,4 m em relação à posição vertical. Os dados foram trabalhados na projeção planimétrica UTM, *datum* SAD1969.

Como o erro vertical do GPS ficou acima do esperado, considerando-se a escala de detalhe e a importância desta informação no estudo de hidrologia de encosta, optou-se pelo levantamento das altitudes por nivelamento geométrico convencional. O levantamento altimétrico teve como base a referência de nível (RN) implantada no divisor da bacia e resultou em um erro de 25 mm no fechamento da poligonal.

Com este procedimento de obtenção de coordenadas por GPS topográfico e altitude por nivelamento geométrico, foram levantados cerca de 200 pontos, os quais foram utilizados para a geração do mapa altimétrico da bacia.

A Figura 2.4 mostra o mapa altimétrico da bacia juntamente com os pontos do levantamento topográfico. As curvas de nível, com equidistância de um metro foram geradas de forma semi-automática.

Para a representação do relevo optou-se pela utilização de uma malha de elementos, delimitados espacialmente pela interseção entre as curvas de nível e as trajetórias das linhas de fluxo na vertente (Figura 2.5). Este método inovador de análise do terreno é utilizado pelo modelo TOPOG (DAWES e SHORT, 1994) para calcular o padrão de radiação incidente nas encostas e as linhas de fluxo nas vertentes, através de uma representação tridimensional complexa do relevo.

O modelo digital do terreno (MDT) adotando este tipo de representação é mais adequado para trabalhar com hidrologia de encosta, pois elimina as imperfeições criadas artificialmente quando utiliza-se uma malha quadrada, como a tradicional representação por *pixel* (MOORE et al, 1991; GRAYSON e BLÖSCHL, 2000).

Figura 2.4 Mapa altimétrico e pontos do levantamento topográfico

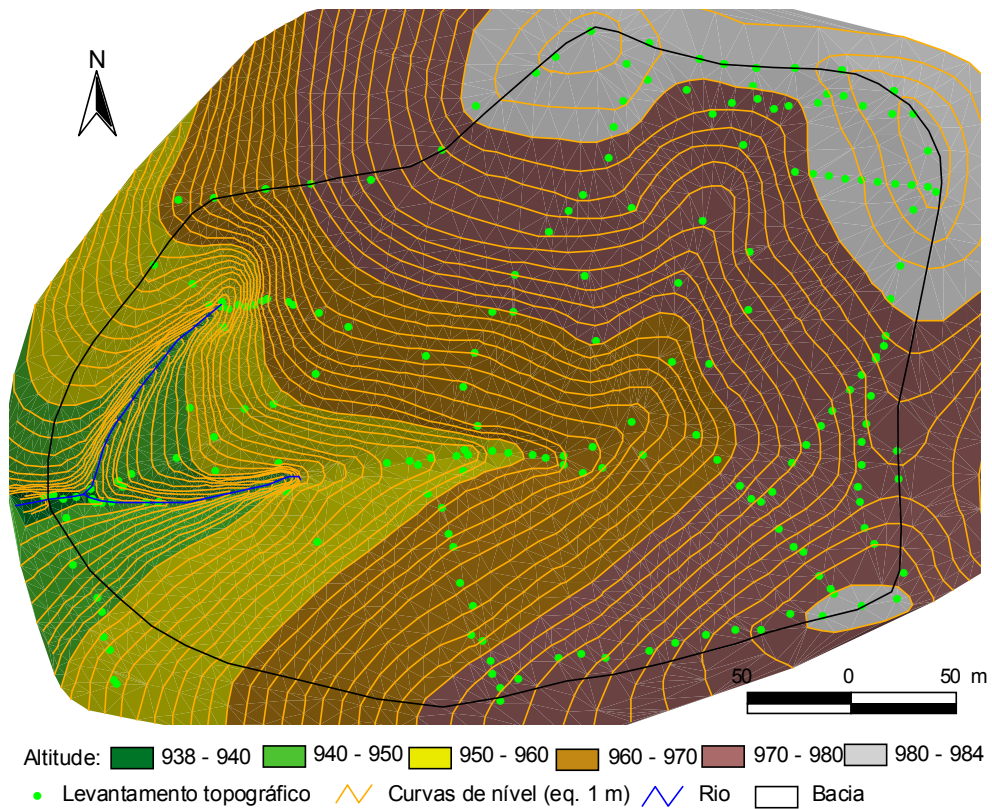
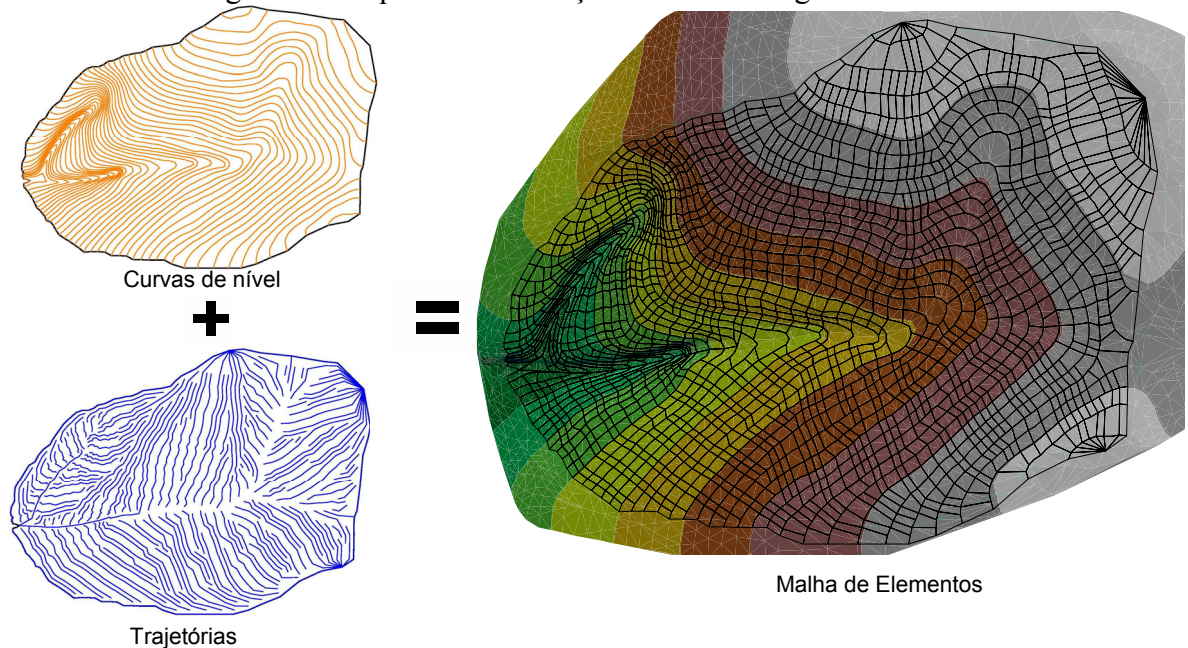


Figura 2.5 Esquema de obtenção do modelo digital do terreno



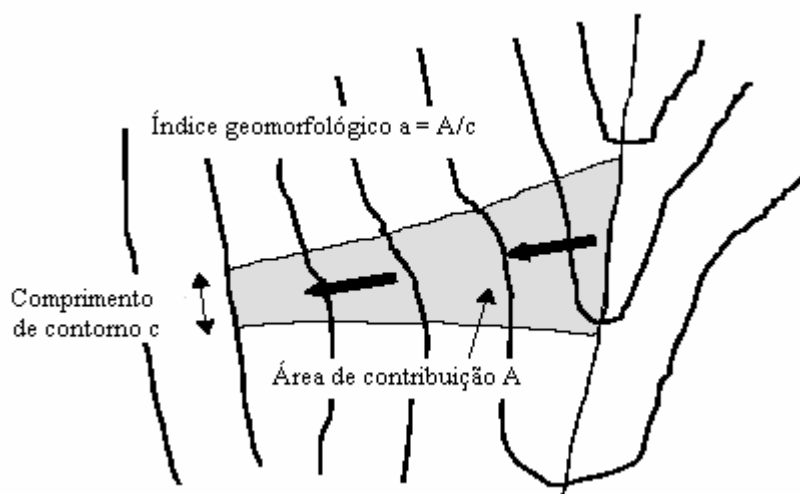
2.2.3 Caracterização hidrogeomorfológica das vertentes

Com base no MDT, determinou-se a distribuição espacial de alguns atributos hidrogeomorfológicos das vertentes, tais como: área de drenagem (A), comprimento da vertente a montante (L), forma, declividade ($M=\tan\beta$), índice geomorfológico ($a=A/c$) e índice topográfico ($\ln(a/\tan\beta)$).

A utilização dos parâmetros “índice geomorfológico”, a , definido como a área de contribuição, A , por unidade de comprimento do contorno, c [m^2/m] (Figura 2.6), e “índice topográfico”, $\ln(a/\tan\beta)$, tem sido um dos principais avanços desenvolvidos na hidrologia. Este avanço, devido a Beven e Kirkby (1979), tem sido incorporado aos modelos hidrológicos para representar a geração do escoamento superficial. Esses desenvolvimentos procuram incorporar conhecimentos oriundos de observações de campo, onde verifica-se que os maiores valores de umidade do solo, ou áreas saturadas, tendem a ocorrer em fundos de vale com relevo suave e vertentes côncavas, onde as linhas de fluxo são convergentes.

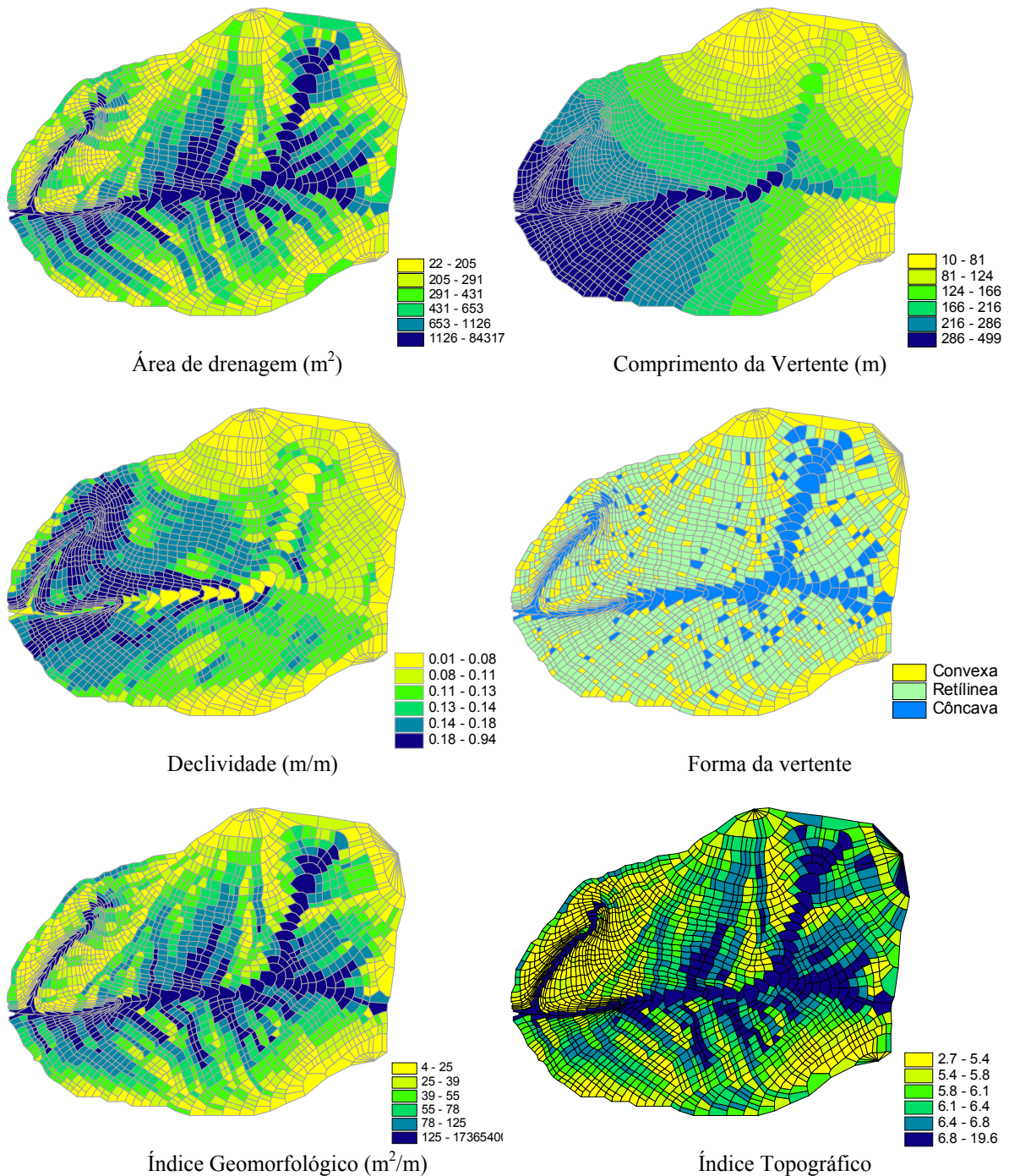
O valor de $\ln(a/\tan\beta)$ em um ponto da bacia apresenta relação direta com a área de contribuição e inversa com a declividade local. Assim, um mapa de índice topográfico em uma bacia revela as áreas com potencialidade para gerar escoamento superficial por saturação. Valores elevados deste índice indicam regiões com grande área de contribuição e baixa declividade, típicas da base das encostas e das proximidades do canal. Baixos valores do índice são encontrados nos topos onde a área de contribuição da "encosta de montante" é relativamente pequena e a declividade é alta.

Figura 2.6 - Definição do índice geomorfológico



A Figura 2.7 mostra os atributos hidrogeomorfológicos das vertentes da bacia do rio Saci. Como estas grandezas possuem um caráter hidrológico, ou seja, estão relacionadas à dinâmica da água nas vertentes e seu condicionamento pelo relevo, pode-se perceber a existência de certo padrão de variação, diferenciando os valores espacialmente. Basicamente, os valores variam dos divisores em direção aos vales, com acentuadas diferenças ao longo da vertente.

Figura 2.7 - características hidrogeomorfológicas das vertentes



2.3 Implantação do monitoramento

2.3.1 Visão geral

A atividade de monitoramento da bacia experimental do rio Saci teve início em setembro de 2005 com a definição do local e implantação da estação hidrométrica e veio sendo aprimorado continuamente, com ampliação gradual do número de variáveis e pontos de medição. Esta implantação gradual do monitoramento e instrumentação da bacia permitiu uma contínua aprendizagem sobre os processos hidrogeomorfológicos e seus padrões espaciais de ocorrência na bacia, sobre as técnicas de medição mais adequadas a realidade local e sobre a performance dos equipamentos de monitoramento, em relação à disponibilidade, custo, precisão e desempenho.

A Figura 2.8 mostra a localização dos pontos de monitoramento situados na bacia, composto de uma estação hidrométrica localizada no exutório e de 20 pontos distribuídos internamente na bacia. Estes pontos internos correspondem à localização de poços de monitoramento do lençol freático e a numeração representa a ordem de implantação dos mesmos. A medição da precipitação é feita a cerca de 1 km da bacia e não consta do mapa.

Nos 20 pontos internos, P2 a P20, são realizadas leituras eventuais do nível do lençol, sendo que 10 destes pontos estão equipados com detectores de escoamento superficial (DES), também com leituras analógicas eventuais.

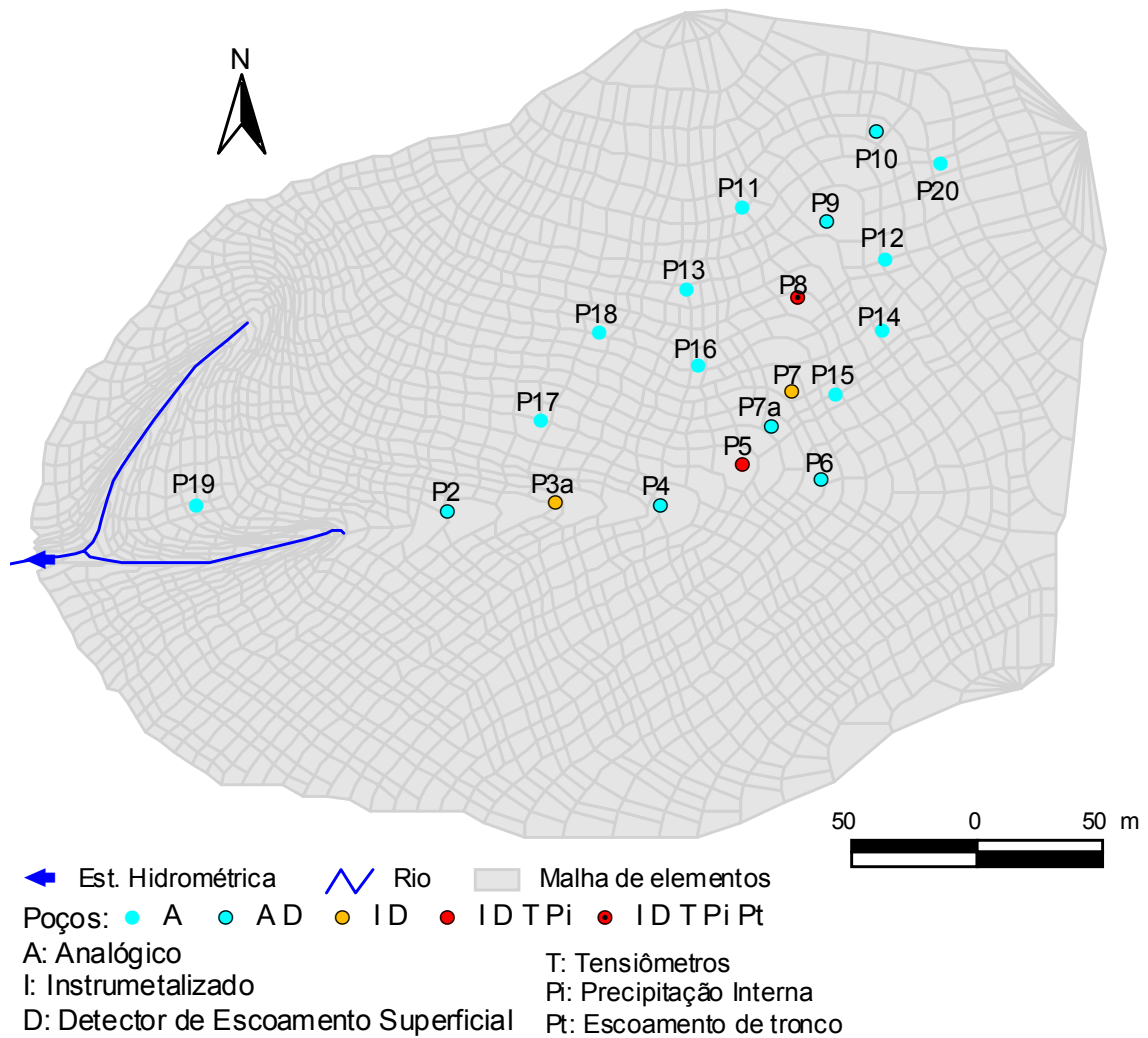
Os pontos P3a, P5, P7 e P8 foram instrumentados e possuem leituras automáticas do nível de água. Nos pontos P5 e P8 são medidos automaticamente também a precipitação interna e a tensão de água no solo, com um conjunto de seis tensiômetros instalados em diferentes profundidades em cada local. O ponto P8 conta ainda com um sistema automático de medição do escoamento de tronco.

A configuração atual do monitoramento automático conta com 6 *dataloggers* e 22 sensores automáticos com leituras simultâneas com intervalo de 10 minutos, sendo: precipitação (1), precipitação interna (2), escoamento de tronco (1), nível do rio (1), nível de poços (4), turbidez do rio (1), tensão de água no solo (2 x 6). Destes sensores automáticos a grande maioria foi desenvolvida ou adaptada para utilização nesta pesquisa, em função da indisponibilidade de similares comerciais ou então devido ao alto custo de aquisição.

Em função da implantação gradual do monitoramento e da qualidade e extensão das séries obtidas, serão utilizados neste trabalho os dados do período entre 26/07/2008 a 18/11/2008. Neste intervalo tem-se a maioria das séries completas, com exceção da

tensiometria, com início em 14/08/2008, do escoamento de tronco, com início em 20/08/2008, e dos níveis dos poços P7 e P3a, com início em 11/09/2008 e 10/10/2008, respectivamente.

Figura 2.8 Croqui de localização dos pontos de monitoramento da bacia do rio Saci



2.3.2 Desenvolvimento de equipamentos

Em função do alto custo para aquisição de equipamentos importados ou até mesmo da inexistência de equipamentos adequados e disponíveis comercialmente para o monitoramento de determinados processos pesquisados, optou-se pelo desenvolvimento de alguns equipamentos.

Neste contexto, foram desenvolvidos: (1) sistema automático para medição da precipitação interna; (2) sistema automático para medição do escoamento de tronco; (3) sistema automático para medição da umidade e movimento da água no solo; (4) sensores automáticos para medição do nível da água em rios e poços; e (5) detector analógico de escoamento superficial.

Além disso, no decorrer da pesquisa constatou-se uma série de imprecisões nas medidas realizadas por equipamentos comerciais utilizados nesta pesquisa. Nestes casos foi necessário desenvolver e implementar sistemas de avaliação e calibração dos mesmos. Foram implementados sistemas de avaliação de desempenho e calibração em laboratório dos seguintes equipamentos: *dataloggers*, sensores de nível e pluviômetros automáticos.

Detalhes construtivos, bem como de calibração, instalação e operação dos equipamentos, são discutidos nos próximos itens.

2.3.3 Precipitação e interceptação

A precipitação (P) foi medida em uma estação pluviométrica próxima, em um local sem vegetação e situado a cerca de 1 km da bacia do Saci. O pluviômetro é do tipo basculante (*tipping bucket*) com registro automático e foi calibrado previamente em laboratório, permitindo a correção de erros associados à intensidade da precipitação (BRAGA et al, 2007).

O resultado da calibração é mostrado na Figura 2.9. Observa-se que o equipamento apresenta tendência a submedição com o aumento da intensidade da precipitação. Por exemplo, para a maior precipitação ensaiada, de 180 mm/h, o valor real da basculada foi de 0,285 mm, enquanto a resolução nominal do equipamento é de 0,254 mm.

Para minimizar este erro sistemático de medição, os dados foram corrigidos proporcionalmente a intensidade média da precipitação no intervalo de 10 minutos, por:

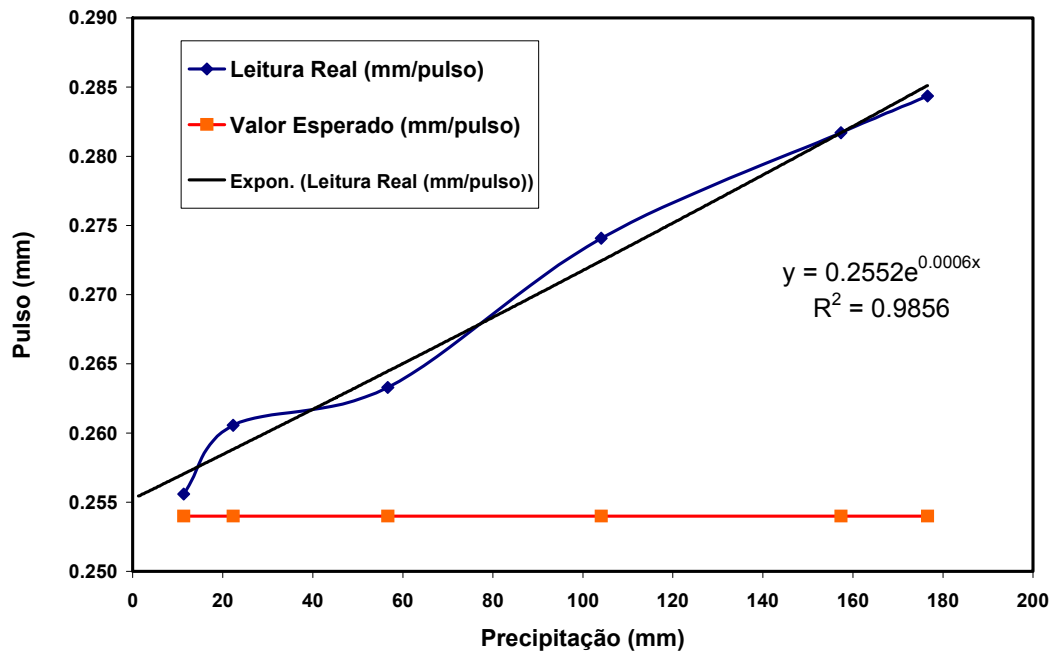
$$b_c = 0,2552 \cdot e^{0,0006 \cdot i} \quad (2.1)$$

onde b_c é o valor corrigido da basculada (mm); e i é a intensidade da chuva (mm/h).

Para a medição da precipitação interna (P_i), utilizada na determinação da interceptação da chuva pela vegetação, foi desenvolvido um sistema automático, sendo testado o protótipo em laboratório e posteriormente construídas duas unidades para instalação em campo.

O sistema de medição da precipitação interna é composto por duas calhas coletoras da precipitação interna; sistema de balança com resolução de 0,1 mm; e *datalogger* para registro automático das leituras. As calhas possuem uma área total de captação de 0,6 m², compostas por 2 unidades de 3 m de comprimento e 0,1 m de largura. A seção da calha apresenta duas paredes paralelas de 0,10 m acrescida de um fundo triangular com altura de 0,08 m, totalizando 0,18 m de profundidade. Este formato da seção foi testado e definido para minimizar respingos.

Figura 2.9 Resultado da calibração do pluviômetro de báscula



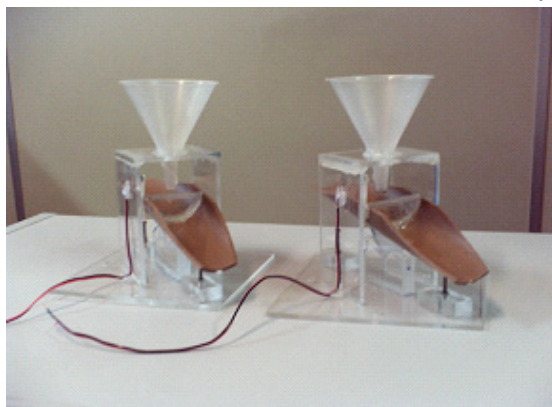
O sistema de báscula, modelo LHG-SB001-60cc, foi confeccionado em acrílico e PVC. A báscula foi construída para um volume de 60 ml em cada lado, calibrável por parafusos para ajuste fino fixados na base do conjunto. O conjunto basculante foi projetado sem eixo para minimizar o atrito, sendo suportado por uma peça triangular em formato Y encaixada em uma base com abertura em formato V, ambos confeccionados em acrílico. Todo o sistema foi montado sobre uma base com três parafusos calantes para permitir o nivelamento do conjunto.

Em campo, o sistema de báscula foi montado sobre uma plataforma metlica fixada ao solo e protegida da chuva na parte superior. O sistema se mostrou bastante robusto, sendo que em 14 meses de operao em campo com manuteno aproximadamente mensal, teve-se apenas um problema, devido ou entupimento do funil de uma das unidades.

Para coleta do escoamento de tronco (P_t) foi fixada meia seo de mangueira de $\frac{3}{4}$ de polegada, em ângulo de 45° , e completando uma volta e meia no tronco. A fixao ao tronco e vedaao foi feita com silicone, a uma altura tal que a água coletada escoar por gravidade até um pluviômetro basculante, para medio automática. O sistema foi instalado em quatro árvores próximas e a medio feita em conjunto em um único pluviômetro. A Figura 2.10 mostra fotos do sistema de medio da precipitao interna e do escoamento de tronco, instalado junto ao P8 na bacia do rio Saci.

A soma da precipitao interna (P_i) com o escoamento de tronco (P_t) resulta na precipitao efetiva (P_e), ou seja,  a parcela da precipitao total (P) que chega a superfície do solo da bacia e efetivamente participa dos processos de escoamento. A interceptaao da precipitao pela vegetaao (I_v)  dada pela diferença entre P e P_e .

Figura 2.10 Sistemas automáticos para medição da precipitação interna e de escoamento de tronco.



(a)



(b)



(c)



(d)



(e)



(f)

Detalhes dos sistemas de medição: (a) sistema de báscula modelo LHG-SB001-60cc; (b) calhas coletoras de precipitação interna; (c) montagem da báscula nas calhas; (d) *datalogger* de registro das medições; (e) e (f) escoamento de tronco.

2.3.4 Vazão e transporte de sedimentos

Na estação hidrossedimentológica estabelecida no exutório da bacia, se encontra uma estrutura composta de vertedor tringular + calha Parshall + vertedor retangular. Esta estrutura mista permite medir com precisão uma ampla faixa de variação de vazões com um único sensor de nível, instalado a cerca de um metro à montante da estrutura. No mesmo local está instalado um sensor de turbidez. Estes dois sensores estão conectados a um *datalogger*, com registro automático no intervalo de tempo de 10 minutos. Junto ao sensor de nível está instalada uma régua linimétrica convencional para leituras analógicas.

Nesta estação optou-se pela utilização de equipamentos comerciais de alto desempenho, sendo o sensor de nível e o *datalogger* multicanal, tipo SDI-12, da marca WATERLOG. O equipamento para medição de turbidez, também do tipo SDI-12, modelo DTS-12 da marca FTS, Inc., possui um sistema mecânico para auto limpeza do sensor antes de proceder a medição.

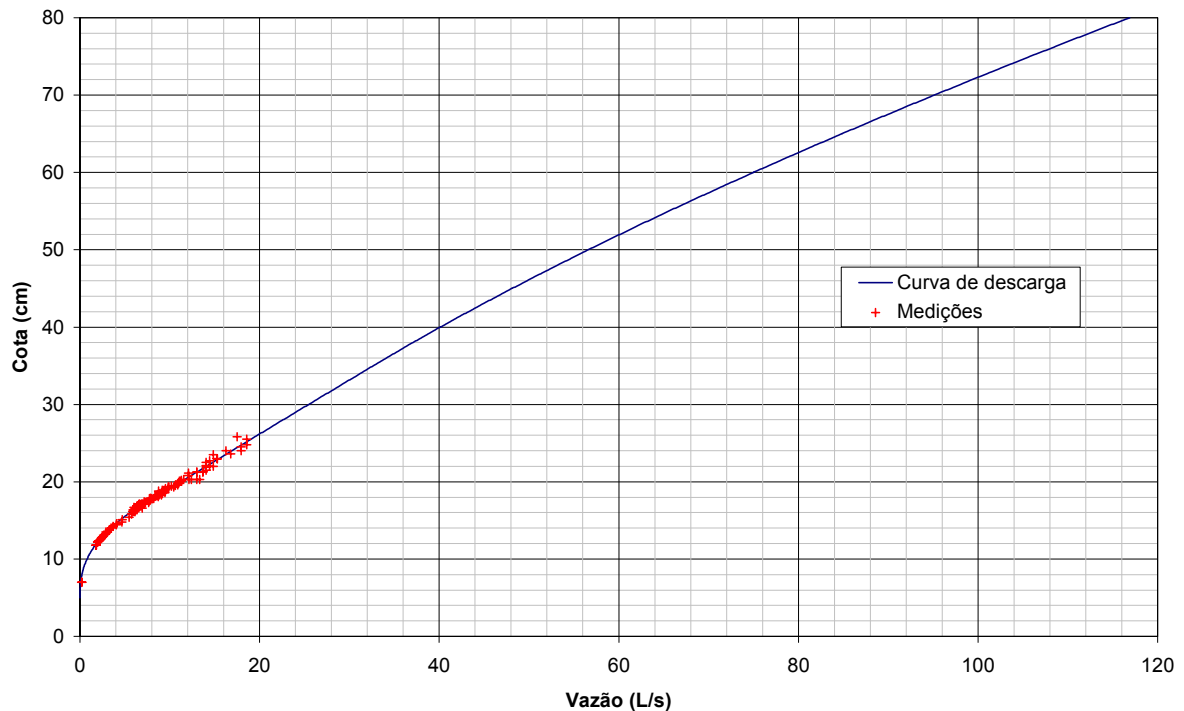
A curva de descarga da estrutura de medição foi definida de forma teórica e confirmada com medições de campo. Foram realizadas 139 medições volumétricas de vazão, entre as cotas 7 e 26 cm, sendo que a cota máxima observada na estação é de 36 cm. Esta faixa da curva com medições de vazão compreende a região de transição entre as curvas do vertedor triangular e da calha Parshall, eliminando assim a incerteza do ajuste “a sentimento” neste trecho da curva.

A Figura 2.11 mostra a estrutura de medição de vazão e o esquema de medição volumétrica localizado cerca de 5 m a jusante. A Figura 2.12 mostra a curva de descarga resultante da estrutura de medição.

Figura 2.11 Estrutura de medição de vazão e esquema de medição volumétrica



Figura 2.12 Curva de descarga da estrutura de medição de vazão



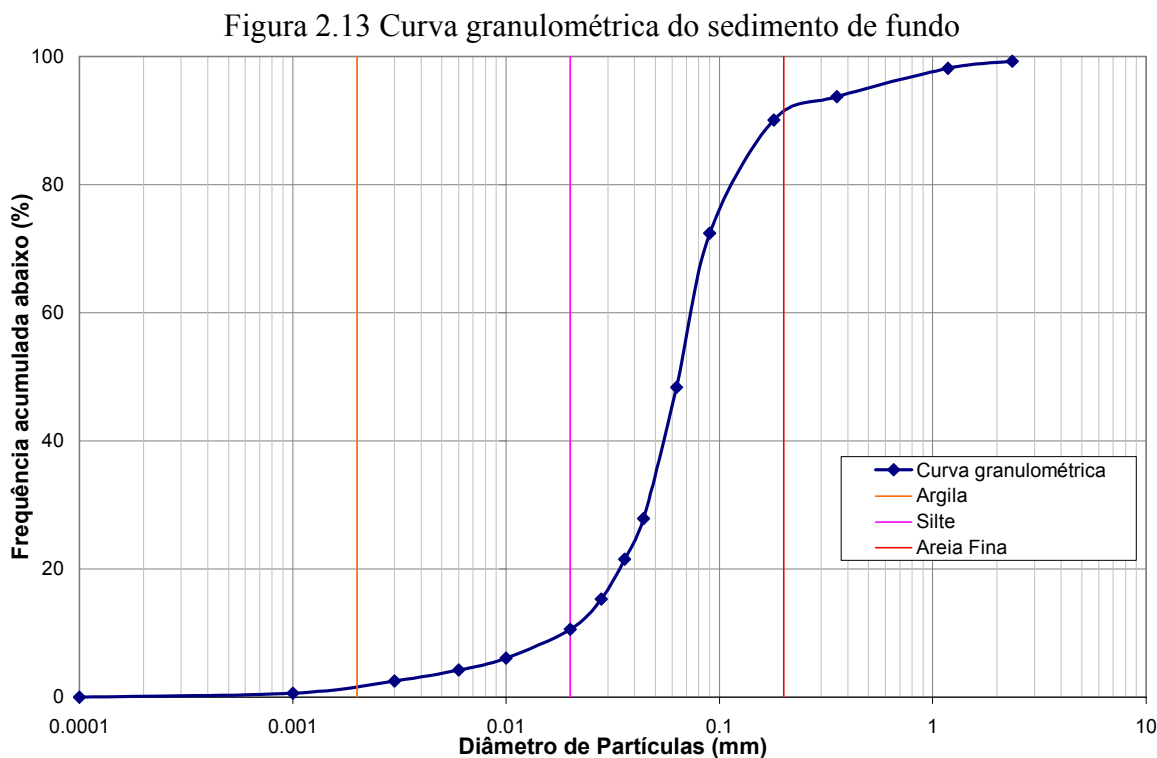
Com relação ao monitoramento do transporte de sedimentos, na impossibilidade de se obter uma série completa de dados medidos de sedimentos, a técnica mais eficiente na estimativa destes dados é correlacionar vazões líquidas com vazões sólidas, sendo largamente utilizada nos estudos sedimentométricos. Determina-se a série de vazões sólidas através da utilização da chamada curva de descarga sólida ou curva-chave de sedimentos (SANTOS et al, 2001). No entanto, esta metodologia nem sempre reflete a realidade da produção e transporte de sedimentos, pois os mesmos não dependem exclusivamente da vazão e do nível de água, mas também de outros fatores como intensidade de precipitação, uso do solo, controle da erosão, os quais são altamente variáveis no tempo e espaço (FILL e SANTOS, 2001).

Santos et al (2007) compararam uma série de transporte de sedimentos medidos diariamente durante 18 meses, com a série calculada através da curva-chave de sedimentos no mesmo período, em uma bacia de 500 km². A série de descarga sólida total obtida por medição diária resultou uma média 147% superior, sendo que a curva-chave de sedimentos subestima principalmente nas vazões baixas e altas. Neste caso, constatou-se também que o comportamento do sedimentograma não é totalmente sincrônico ao fluviograma, percebendo-se um atraso de cerca de um dia na recessão do sedimentograma “medido” em relação ao obtido pela curva-chave, embora o pico ocorra simultaneamente.

Assim, para estudos mais detalhados, recomenda-se a utilização de métodos alternativos à curva-chave de sedimentos, sendo o monitoramento contínuo da turbidez através de sensores eletrônicos o método mais usual e promissor.

A obtenção de sólidos suspensos totais (SST) pela medição contínua de turbidez apresenta bons resultados quando o material transportado pelo rio possui tamanho reduzido e a granulometria não sofre grandes variações ao longo do tempo. Estas variações ao longo do tempo são mais comuns em bacias com sazonalidade climática acentuada e/ou com grande heterogeneidade espacial de geologia e solos. Quanto ao tamanho das partículas, estudos indicam que sedimentos em suspensão com até 30% de areia apresentam boa relação entre turbidez e SST, desde que a fração areia não sofra grandes variações ao longo tempo (EADS e LEWIS, 2002; LEWIS, 2003).

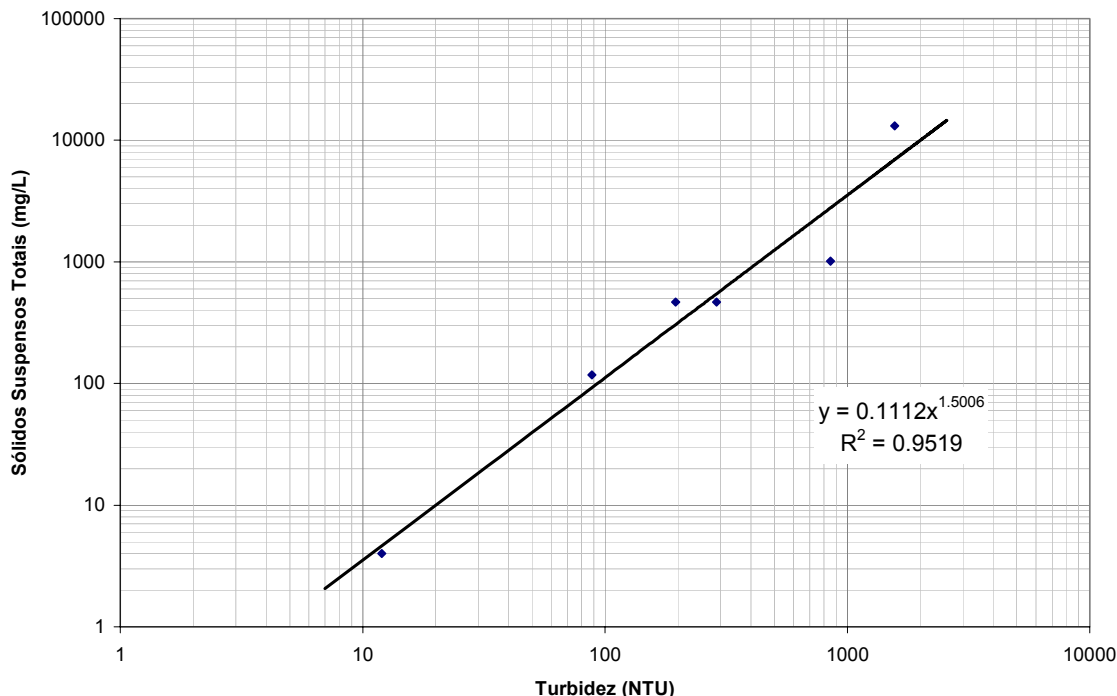
A Figura 2.13 mostra a curva granulométrica, obtida por peneiramento e com granulômetro LASER, do material do leito do rio Saci nas proximidades do ponto de monitoramento. Nota-se que mais de 90% do material é composto das frações silte, argila e areia fina, o que está condizente com a granulometria do material constituinte do solo encontrado na bacia.



Considerando-se que o material transportado em suspensão apresenta distribuição granulométrica semelhante ao material do fundo, a medida de turbidez torna-se um método adequado para estimar o transporte de sedimentos na bacia. A Figura 2.14 mostra a relação

obtida entre turbidez e SST para o rio Saci, com base em seis amostras de sedimentos em suspensão.

Figura 2.14 Relação entre turbidez e sólidos suspensos totais



2.3.5 Nível freático e ocorrência de escoamento superficial

Para o monitoramento do nível do lençol freático foram perfurados 20 poços na bacia, cuja localização consta da Figura 2.8. Eventualmente, foram realizadas leituras de nível da água quase simultaneamente em todos os poços, por ocasião dos trabalhos de campo, sendo que os dados medidos durante o período considerado neste estudo constam da Tabela 2.1.

Foi implementado o monitoramento automático em quatro poços situados ao longo da continuação do talvegue principal da bacia, entre o divisor e a nascente. Com base nos dados do monitoramento eventual, foram escolhidos os poços P3a, P5, P7 e P8 para implantar o monitoramento sistemático.

A instrumentação de poços é a forma mais usual e eficiente para o monitoramento do lençol freático, com vista a acompanhar a dinâmica temporal e espacial de áreas saturadas em bacias hidrográficas (LION et al, 2006).

Para a instrumentação dos poços, foram desenvolvidos sensores automáticos de baixo custo e alta precisão para medição de nível em rios e poços, sendo testado o protótipo em laboratório e posteriormente, construídas as unidades para instalação em campo. Além dos testes de laboratório, foi realizado um teste de campo no poço P5 durante seis meses, com

instalação paralela de uma das unidades construídas em conjunto com um sensor comercial considerado de alta performance, sendo os resultados considerados equivalentes em precisão.

Tabela 2.1 Níveis dos poços observados em leituras simultâneas

Poço	Altitude (m)	D (m)	z (m)				
			14/08/08	09/10/08	20/10/08	18/11/08	08/12/08
P2	956,66	1,00	0,20	-0,01	-0,05	0,00	0,13
P3a	957,18	0,95	0,50	0,29	-0,06	0,00	0,48
P4	961,97	2,00	1,50	0,63	0,00	0,41	seco
P5	964,87	1,95	0,84	0,66	0,06	0,43	1,36
P6	967,77	3,40	seco	0,37	0,10	0,21	2,24
P7a	967,00	3,10	-	0,58	-0,08	0,06	1,44
P7	968,41	4,10	1,10	0,49	-0,02	-0,02	1,18
P8	971,41	3,60	2,14	0,32	-0,12	-0,03	1,97
P9	974,69	5,80	0,92	0,19	-0,09	-0,06	1,26
P10	977,24	5,10	2,70	0,20	-0,05	0,08	1,92
P11	977,26	7,30	seco	4,17	2,45	2,94	5,08
P12	976,22	6,00	seco	1,67	0,78	1,56	4,00
P13	973,68	6,80	seco	3,70	2,03	2,82	5,87
P14	974,28	5,10	seco	2,47	1,21	2,08	4,40
P15	971,47	5,10	seco	1,09	0,55	0,92	3,23
P16	970,35	6,70	seco	5,50	2,05	3,29	6,15
P17	963,64	5,30	seco	4,50	3,37	3,96	seco
P18	969,99	7,30	seco	6,24	2,90	4,10	seco
P20	979,37	5,20	seco	1,85	2,01	1,97	3,87

D - profundidade do poço = profundidade do solo

z - profundidade do lençol estabilizado, medida positivamente a partir da superfície

O sensor desenvolvido, modelo LHG-SN001-10m, é composto de um transdutor de pressão compatível com a amplitude esperada de variação do nível de água, montado em uma base de PVC com tamanho e estrutura estanque projetada especificamente, cabos de alimentação, e sistema de tubo capilar para compensação da pressão atmosférica (Figura 2.15(f)). O sensor é ligado a um *datalogger* multicanal para registro automático das leituras. O modelo de *datalogger* foi definido entre os disponíveis no mercado, visando aliar robustez, custo por canal e flexibilidade para comportar as adequações necessárias para alimentação e leitura dos sensores. A Figura 2.15 mostra fotos da implantação dos poços e dos sistemas de medições automáticas.

Figura 2.15 Fotos da implantação dos poços e dos sistemas de medições automáticas



(a)



(b)



(c)



(d)



(e)



(f)

Detalhes das fotos: (a) perfuração do poço; (b) sistema instalado no P5; (c) *datalogger* com os seguintes sensores conectados: 1 nível de poço, 6 tensiômetros, 1 balsa para interceptação, e 1 pluviômetro para escoamento de tronco; (d) poço de monitoramento; (e) detector de escoamento superficial; e (f) sensor de nível modelo LHG-SN001-10m.

Para monitorar a ocorrência de escoamento superficial foram construídas 10 unidades do “detector de escoamento superficial” (DES), desenvolvido por Kirkby et al (1976) e descrito em Vertessy et al (2000). O DES consiste de um tubo de PVC com 5 cm de diâmetro e 25 cm de comprimento, tendo uma extremidade fechada e outra conectada a uma junção tipo T, também fechada nas extremidades. O tubo é perfurado em cerca de 1/3 da circunferência, com 200 furos de 1 mm. A instalação em campo é realizada de forma que o lado perfurado fique em perfeito contato com a superfície e uma das extremidades do T enterrada no solo. A parte enterrada do T atua como reservatório e a parte superior permite acesso para inspeção visual.

O DES é um sistema analógico, portanto permite identificar apenas a ocorrência ou não do fenômeno no intervalo de tempo entre duas leituras consecutivas. A leitura é visual sendo considerado ocorrência de escoamento superficial quando o reservatório está cheio. Como o sistema facilita a entrada de umidade e a evaporação é mínima, mesmo sem a ocorrência de escoamento superficial é comum a presença de umidade internamente, com uma fina película de água no reservatório. As 10 unidades foram instaladas ao longo da linha principal de poços, conforme mostrado na Figura 2.8.

2.3.6 Tensão de água no solo

Para o monitoramento da umidade do solo foram utilizados dois conjuntos de tensiômetros instalados em P5 e P8. Cada conjunto é composto por 6 tensiômetros instalados nas profundidades de 15, 30, 45, 60, 75 e 90 cm a partir da superfície do solo (Figura 2.16).

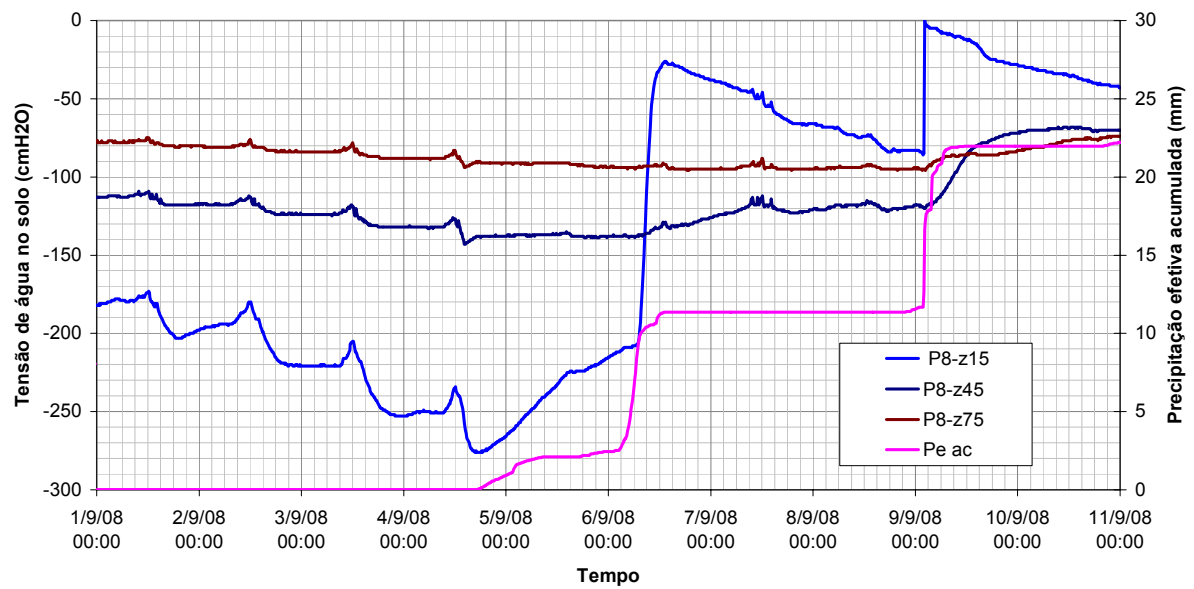
Foram utilizados tensiômetros analógicos disponíveis no mercado, aos quais foram implementadas modificações para automatização das leituras. Esta modificação consistiu do acoplamento de um recipiente na parte superior do tensiômetro, especialmente projetado para abrigar um transdutor de pressão. Este tensiômetro automatizado, modelo LHG-ST001-10m, foi testado e calibrado em laboratório, sendo ligado a um *datalogger* multicanal para registro automático das leituras. No *datalogger* também foi implementada uma modificação visando à alimentação adequada dos transdutores de pressão.

Na operação em campo o sistema se mostrou robusto, após pequenas readequações para eliminar os efeitos da umidade nos circuitos eletrônicos. A sensibilidade do equipamento às alterações de umidade do solo podem ser observadas na Figura 2.17, que mostra leituras de tensão de água no solo, corrigidas para a profundidade do sensor, em diferentes profundidades juntamente com a precipitação acumulada nos 10 primeiros dias do mês de setembro.

Figura 2.16 Fotos da instalação dos tensiômetros e detalhe da modificação para leitura automática



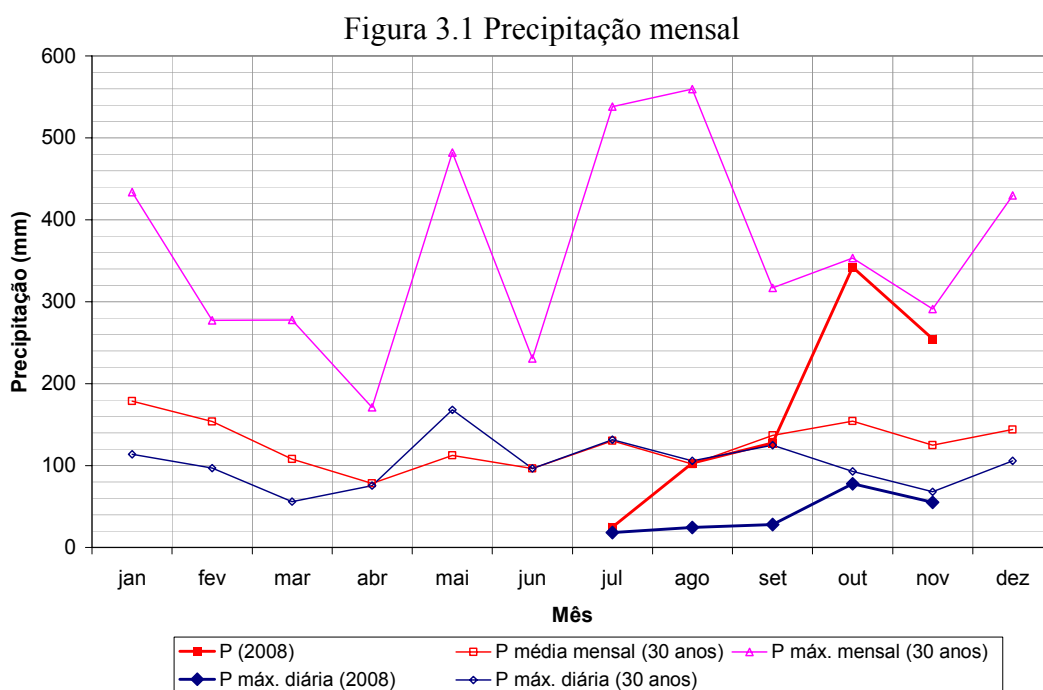
Figura 2.17 Exemplo de leituras de tensão de água no solo



3 PRECIPITAÇÃO E INTERCEPTAÇÃO

3.1 Precipitação

A precipitação média da região de estudo é de 1519 mm/ano, considerando-se 30 anos de dados entre 1977 e 2006 da estação pluviométrica Corredeira, localizada a cerca de 10 km da área de estudo. No período considerado na pesquisa, entre julho e novembro de 2008, a precipitação total foi de 853 mm. A Figura 3.1 apresenta a variação da precipitação mensal de longo período na estação pluviométrica Corredeira, juntamente com a precipitação observada em 2008 na bacia do rio Saci.



A precipitação histórica média mensal praticamente não apresenta sazonalidade, sendo que as máximas mensais são superiores ao dobro da média observada no período, podendo ocorrer eventos extremos em qualquer época do ano. Os valores históricos máximos diários são em torno de 100 mm em todos os meses.

Para os dados de 2008, nota-se uma transição de um período seco em julho, com precipitação bem inferior a média histórica, passando por valores médios em agosto e setembro, para valores extremamente altos e bem próximos das máximas históricas, nos meses de outubro e novembro. Nestes dois últimos meses, observaram-se também valores máximos diários bem próximos das máximas históricas.

Destaca-se assim, que apesar do curto período de tempo considerado nesta pesquisa, a amplitude dos eventos monitorados é similar ao histórico dos últimos 30 anos.

3.2 Intercepção

3.2.1 Descrição do processo

Durante períodos chuvosos, uma parte da precipitação total é interceptada pelo dossel da vegetação e evapora diretamente de volta para a atmosfera (perda por interceptação). O restante da água da chuva atinge o solo, quer por gotejamento da copa e por precipitação livre através de clareiras (precipitação interna), ou escorrendo pelos caules da vegetação (escoamento de tronco). A quantidade mínima de água necessária para saturar o dossel é denominada de capacidade de armazenamento.

A magnitude da perda por interceptação depende da distribuição temporal e intensidade das chuvas, da capacidade de armazenamento do dossel e da taxa de evaporação do dossel molhado. Como a radiação é baixa durante os eventos de chuva, a taxa de evaporação nestes momentos é predominantemente determinada pela rugosidade aerodinâmica da superfície (condutância aerodinâmica). Para David e Gash (2009) esta é a razão pela qual a perda por interceptação em florestas é muito mais elevada do que em vegetação rasteira.

Segundo David e Gash (2009) a perda por interceptação das florestas geralmente representa uma percentagem significativa da precipitação total (8 a 60%) e é uma componente importante do total de evaporação desses ambientes (25 a 75%). Por isso, desempenha um papel importante no balanço hídrico de bacias hidrográficas cobertas com florestas. A dinâmica climática é um fator importante neste processo, sendo que a perda por interceptação é maior em climas com chuvas pequenas e freqüentes (por exemplo, climas temperados), e menor quando os eventos de precipitação são em menor número e com alta intensidade (por exemplo, climas mediterrâneo e tropical).

Devido à dificuldade de medição direta da perda por interceptação em florestas, geralmente ela é determinada através de um balanço hídrico do dossel. Ou seja, a diferença entre os valores medidos de precipitação externa e a soma da precipitação interna e escoamento de tronco:

$$I_v = P - P_i - P_t \quad (3.1)$$

onde I_v é a perda por interceptação; P é a precipitação total no evento; P_i é a precipitação interna (*throughfall*); e P_t é o escoamento de tronco (*stemflow*).

A precipitação interna é composta da parcela que cai diretamente sobre o solo (*free throughfall* ou precipitação interna livre) e da parcela que é interceptada e cai posteriormente na forma de gotejamento das folhas e ramos. O escoamento de tronco é a parte que é desviada da copa e escoada pela superfície dos troncos até o solo. A soma da precipitação interna com o escoamento de tronco resulta na precipitação efetiva, sendo aquela que efetivamente chega ao solo e participa dos processos de escoamento. Embora o termo “precipitação efetiva” seja também utilizado em hidrologia aplicada para designar a parcela da precipitação que é convertida em escoamento superficial, neste trabalho será utilizado somente com o significado descrito anteriormente, mais comum na hidrologia florestal.

Como a precipitação interna e o escoamento de tronco são ambos altamente variáveis no espaço, torna-se necessária uma amostragem intensiva para uma medição minimamente representativa. Para a medição da precipitação interna, por exemplo, opta-se por longas calhas ou por uma grande quantidade de pluviômetros, posicionados próximos ao piso florestal (DAVID e GASH, 2009).

Segundo Horton (1919), o processo de interceptação pode ser descrito como o total de água que evapora durante o evento de chuva somado ao que fica armazenado na vegetação e evapora posteriormente, sendo:

$$I = S_i + K \cdot E \cdot t \quad (3.2)$$

onde S_i é a capacidade de armazenamento por interceptação; K é a razão entre a taxa de evaporação e a área projetada; E é a taxa de evaporação; e t é a duração do evento de precipitação. A perda por interceptação relativa ao total precipitado é:

$$\frac{I_v}{R \cdot t} = I_v\% = \frac{S_i + K \cdot E \cdot t}{R \cdot t} \quad (3.3)$$

onde $I_v\%$ é a interceptação relativa ao total precipitado; R é intensidade da precipitação. A equação (3.3) demonstra que a interceptação diminui com o aumento da duração do evento de precipitação e com a intensidade. Considerando a precipitação total em um evento como sendo P , pode-se descrever a perda em porcentagem através de uma curva hiperbólica descrita por:

$$I_v\% = a + \frac{b}{P} \quad (3.4)$$

onde a e b são constantes, sendo que a representa o valor do armazenamento por interceptação e $a+b$ é a ordenada da assíntota à qual a curva se aproxima. Ou seja, a perda por interceptação se aproxima de um valor limite.

Apesar de reconhecer que o total interceptado varia com a intensidade e duração da chuva, Horton (1919) entendia que era mais simples representar o total interceptado através de uma relação com o total precipitado, sendo:

$$Iv = a + b \cdot P^n \quad (3.5)$$

onde a , b e n são parâmetros de ajuste. Horton (1919) mostrou que o valor de n varia conforme tipo de vegetação. Porém, como geralmente o valor adotado para n é um, tradicionalmente se usa regressão linear (ZINKE, 1967; LLEYTON et al, 1967; RUTTER et al, 1971; 1975; RUTTER e MORTON, 1977; GASH, 1979; GASH et al, 1995; SILVA e OKUMURA, 1996; VALENTE et al, 1997; KLAASSEN et al, 1998).

Trabalhos posteriores relacionaram o coeficiente de regressão a com a capacidade de saturação da copa, S (ZINKE, 1967). Através de uma dispersão dos dados de precipitação interna por precipitação total, pode-se estimar o valor de S (LLEYTON et al, 1967). Nessa dispersão, é possível perceber que existe um ponto de inflexão que divide os eventos em dois grupos. O primeiro é caracterizado por eventos que não alcançaram a capacidade máxima de armazenamento de copa. A inclinação da reta de regressão feita nessa primeira parte dos dados é a proporção de precipitação que chega ao solo sem ser interceptada, precipitação interna livre (RUTTER et al, 1971). O segundo grupo é aquele em que a saturação da copa foi atingida. Uma curva envoltória deve ser traçada para esses dados passando-se apenas por pontos onde condições de evaporação mínima são assumidas. A extrapolação dessa curva até o eixo de precipitação interna resulta em um valor negativo, que representa a capacidade de armazenamento máximo de copa.

Os parâmetros de armazenamento de tronco podem ser estimados de maneira similar aos da copa. Faz-se uma dispersão do escoamento de tronco pela precipitação total para os eventos em que há escoamento. A inclinação da curva de regressão dos dados informa o valor proporcional de água desviada para o tronco, e o ponto onde a curva corta o eixo do escoamento de tronco representa a capacidade máxima de armazenamento de tronco (RUTTER et al, 1975).

Dentre as diversas propostas para estimativa de perdas por interceptação, os modelos de Rutter e de Gash são os mais usuais. O modelo desenvolvido por Rutter et al (1971; 1975) baseia-se na água armazenada na copa e troncos das árvores, onde é feito um balanço hídrico.

Considera-se como entrada do modelo a precipitação e como saída a evapotranspiração potencial e a drenagem de copa e tronco. Valente et al (1997) adaptaram o modelo original, melhorando a descrição para o caso de vegetação esparsa.

No modelo de Rutter geralmente são usados dados com alta resolução temporal (10 min) para fazer o balanço (RUTTER et al, 1971; RUTTER et al, 1975). Esse modelo mostrou bons resultados em florestas de pinus (RUTTER et al, 1975; RUTTER e MORTON, 1977; GASH e MORTON, 1978), eucalipto (VALENTE et al, 1997) e floresta tropical (LLOYD et al, 1988; ASDAK et al, 1998).

O modelo de Gash (1979) foi desenvolvido a partir da equação de regressão (HORTON, 1919) e da idéia de partição da precipitação em componentes de copa e tronco (RUTTER et al, 1975). Ao invés de fazer um balanço para pequenos intervalos de tempo, Gash (1979) desenvolveu o seu modelo separando a fase pré e pós saturação de copa e a partir do uso de intensidade de precipitação e taxa de evaporação médias para os eventos de precipitação.

3.2.2 Modelo de Rutter

O modelo de interceptação desenvolvido por Rutter et al (1971) faz um balanço hídrico entre as entradas e saídas do sistema, tratando a vegetação como um tanque capaz de armazenar água. Esse tanque tem como entrada a precipitação e como saídas a evaporação e a drenagem de copa, e assume-se que o mesmo tem uma capacidade de saturação ou armazenamento, S (ZINKE, 1967; LEYTON et al, 1967). Originalmente, este modelo considerava apenas o armazenamento na copa, sendo a precipitação dividida entre uma parcela que atravessa livremente a vegetação (*free throughfall*) e outra parcela interceptada pela copa, através de um coeficiente da proporção de água que cai diretamente no solo florestal sem ser interceptada. O balanço hídrico do modelo é dado por:

$$(1 - p) \int R dt = \int D dt + \int E dt + \Delta C \quad (3.6)$$

onde R é a intensidade da precipitação total; p é o coeficiente de precipitação que atravessa livremente (*free throughfall*); D é a taxa de drenagem de copa; E é a taxa de evaporação da água interceptada; e ΔC é a mudança no armazenamento da copa. Em um artigo posterior (RUTTER et al, 1975), o modelo foi adaptado para considerar a parte da chuva que é desviada para os troncos (Figura 3.2), e o balanço hídrico para tronco e copa é calculado com as seguintes equações:

$$(1 - p - p_t) \int R dt = \int D dt + \int E dt + \Delta C \quad (3.7)$$

$$p_t \int R dt = Pt + \int E_t dt + \Delta C_t \quad (3.8)$$

onde p_t é o coeficiente de água desviada para o tronco; Pt é o escoamento de tronco; E_t é a taxa de evaporação de tronco; e ΔC_t é a mudança no armazenamento de tronco.

Os volumes de água na copa e no tronco são representados pelo valor C e C_t respectivamente. Relacionando esses valores com a capacidade de armazenamento de copa (S) e tronco (S_t) pode-se ter uma noção do grau de saturação da copa e tronco. E o grau de saturação influencia na evaporação dos mesmos da seguinte maneira:

$$E = \begin{cases} E_p & \text{se } C \geq S \\ E_p \frac{C}{S} & \text{se } C < S \end{cases} \quad (3.9)$$

$$E_t = \begin{cases} \varepsilon E_p & \text{se } C_t \geq S_t \\ \varepsilon E_p \frac{C_t}{S_t} & \text{se } C_t < S_t \end{cases} \quad (3.10)$$

onde E_p é a taxa de evaporação potencial quando toda a copa está molhada; e ε é a proporção da taxa de evaporação de tronco em relação a taxa de evaporação de copa.

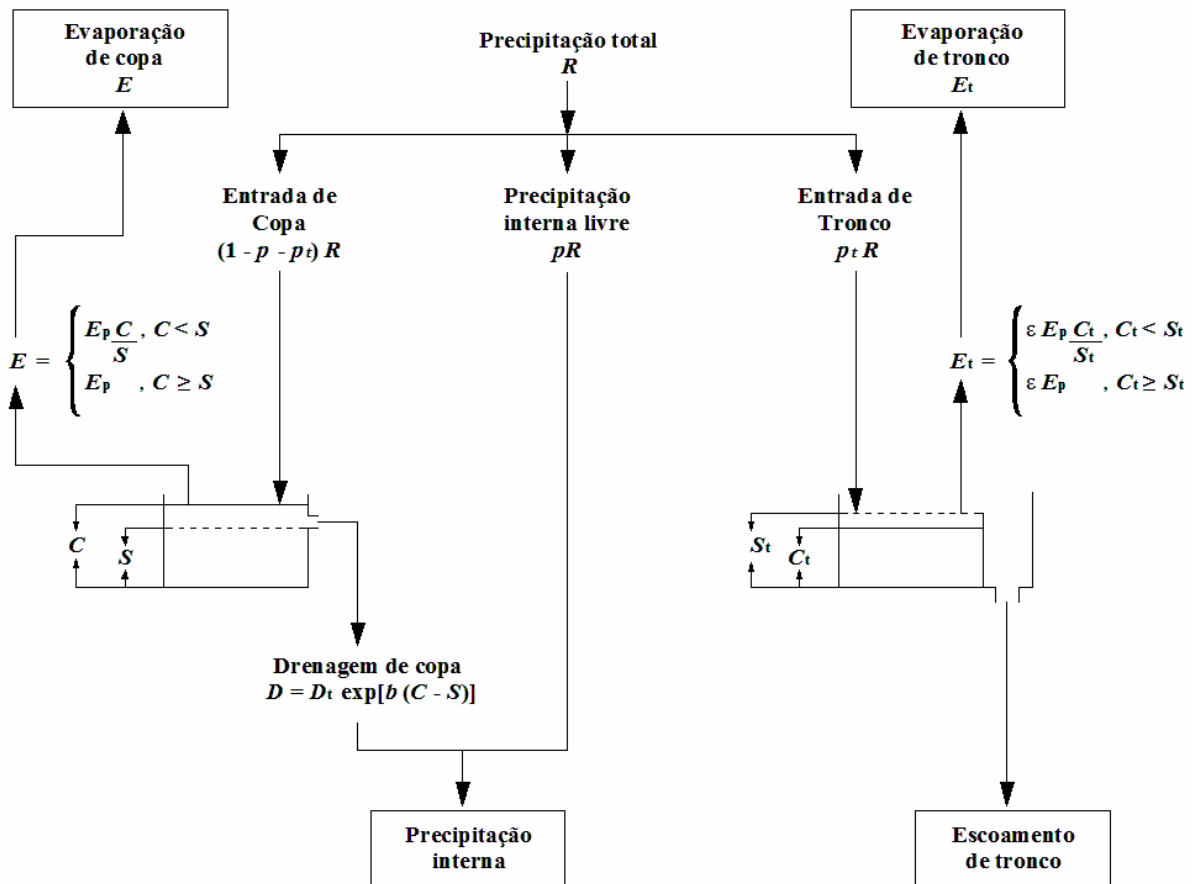
A taxa de drenagem da copa é calculada por:

$$D = \begin{cases} D_s \exp[b(C - S)] & \text{se } C \geq S \\ 0 & \text{se } C < S \end{cases} \quad (3.11)$$

onde D_s é a taxa de drenagem de copa quando $C = S$; e D_s e b são coeficientes empíricos de regressão e o cálculo deve ser feito de acordo com Rutter et al (1975). Enquanto nesse modelo a drenagem de copa é uma relação linear, a drenagem de tronco é simplesmente o excedente da capacidade de armazenamento de tronco:

$$Pt = \begin{cases} C_t - S_t & \text{se } C_t \geq S_t \\ 0 & \text{se } C_t < S_t \end{cases} \quad (3.12)$$

Figura 3.2 Fluxograma do modelo Rutter



Fonte: Modificado de Gash e Morton (1978) e Valente et al (1997)

3.2.3 Modelo de Rutter para vegetação esparsa (*Sparse Rutter Model*)

O modelo de Rutter tem algumas limitações, a primeira é que em situações de cobertura esparsa a taxa de precipitação que chega às copas pode ser muito pequena. Quando $(1-p-p_t)R < E$ a copa não ficaria molhada (GASH et al, 1995). Estes autores propuseram que a capacidade de armazenamento de copa fosse tratada como capacidade por unidade de cobertura, ou seja:

$$S_c = S/c \quad (3.13)$$

onde c é a proporção de cobertura florestal; e S_c é a capacidade de armazenamento por unidade de cobertura. Além disso, passou-se a assumir que a água só chega ao tronco após a copa estar saturada. Outra limitação do modelo de Rutter fez com que Valente et al (1997) desenvolvessem a forma esparsa do modelo. Como originalmente os armazenamentos de copa e tronco se estendiam por toda a área, a evaporação potencial total era dada por $(1+\varepsilon)E_p$, excedendo o balanço energético.

Na versão do modelo de Rutter para vegetação esparsa (VALENTE et al, 1997) a água da precipitação é dividida em dois subsistemas, sem cobertura e com cobertura florestal (Figura 3.3) e os cálculos são feitos de forma independente. A evaporação de tronco é calculada como εE_p , e a evaporação de copa como $(1-\varepsilon)E_p$. A capacidade de armazenamento de tronco foi redefinida da mesma maneira que Gash et al (1995) redefiniu a capacidade de copa:

$$S_{t,c} = S_t / c \quad (3.14)$$

onde $S_{t,c}$ é a capacidade de armazenamento de tronco por unidade de cobertura. Assim como Valente et al (1997), todas as variáveis com sub-índice c , daqui para frente, indicam que são referentes à cobertura florestal. A drenagem de copa passou a ser calculada de maneira simplificada, como era calculada a drenagem de tronco, ou seja, todo excedente da capacidade de armazenamento é transformado imediatamente em drenagem:

$$\int D_c dt = \begin{cases} C_c - S_c & \text{se } C_c \geq S_c \\ 0 & \text{se } C_c < S_c \end{cases} \quad (3.15)$$

Assim como Gash et al (1995), Valente et al (1997) consideram que a água só chega ao tronco após a copa estar saturada. Portanto a drenagem de copa (D_c) é dividida em gotejamento no solo e entrada para o tronco através do coeficiente p_d , proporção de água desviada para o tronco. As novas relações para precipitação interna (P_i), escoamento de tronco (P_t) e precipitação total ($P = \int R dt$) são dadas por:

$$P_i = (1-c)P + c(1-p_d) \int D_c dt \quad (3.16)$$

$$P_t = c(p_d \int D_c dt - S_{t,c} - \int E_{t,c} dt) \quad (3.17)$$

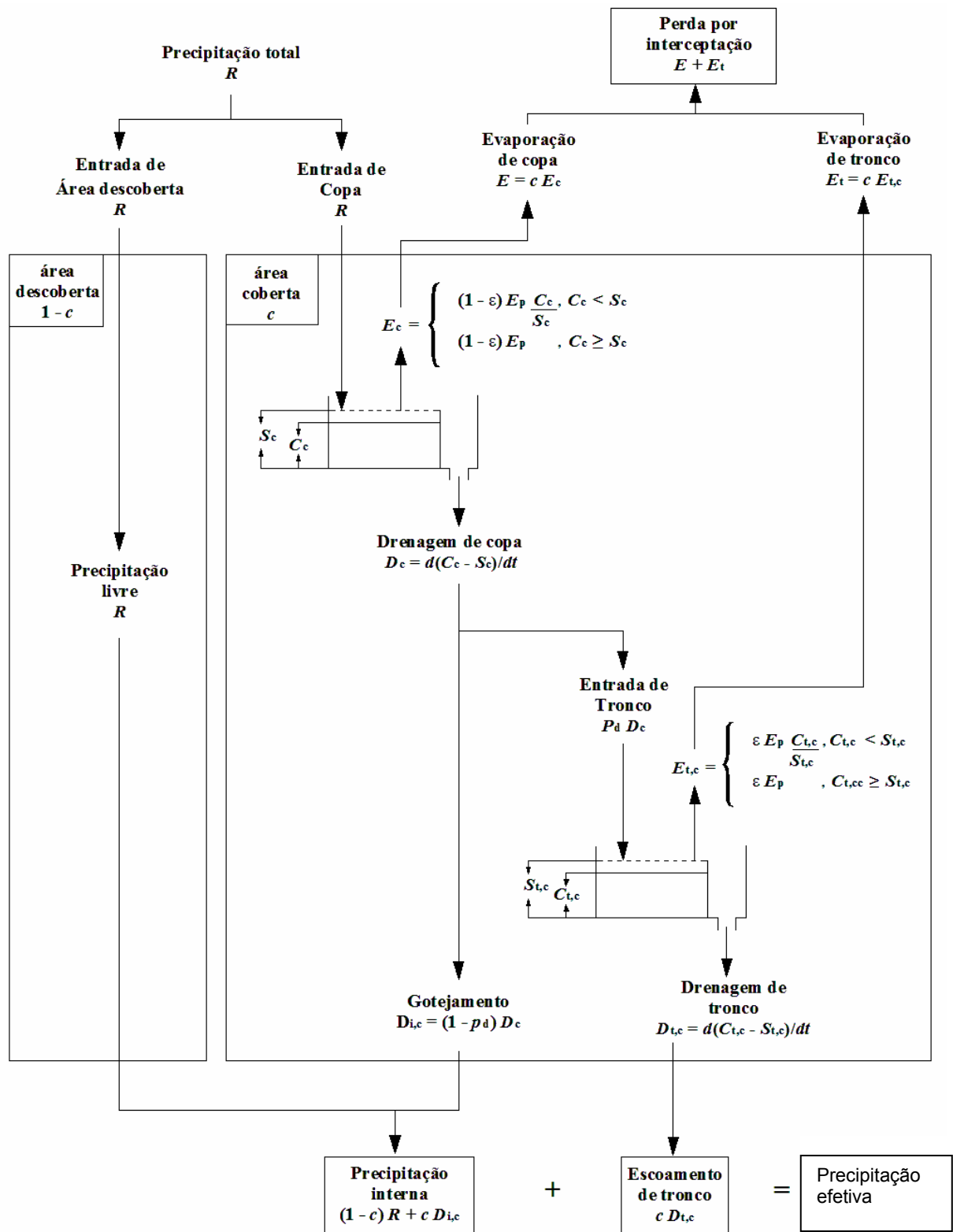
$$cP = c(\int D_c dt + S_c + \int E_c dt) \quad (3.18)$$

Eliminando $\int D_c dt$ das equações (3.16), (3.17) e (3.18) e usando as equações (3.13) e (3.14), pode-se reescrever P_i e P_t como:

$$P_i = (1-cp_d)P - (1-p_d)S - (1-p_d)c \int E_c dt \quad (3.19)$$

$$P_t = \frac{P_d}{(1-p_d)} [P_i - (1-c)P] - S_t - c \int E_{t,c} dt \quad (3.20)$$

Figura 3.3 Fluxograma do modelo Rutter para vegetação esparsa (*Sparse Rutter Model*)



Fonte: Modificado de Valente et al (1997)

3.2.4 Intercepção na bacia do rio Saci

Para avaliação da intercepção foram utilizadas as séries de precipitação, precipitação interna e escoamento de tronco medidas com intervalo de tempo de 10 minutos, correspondente ao período entre 20/08/2008 a 18/11/2008. A precipitação foi medida em um ponto localizado a cerca de 1 km da bacia, a precipitação interna foi medida nos pontos P5 e P8 e o escoamento de tronco no ponto P8 (Figura 2.8). Os dados de precipitação interna foram reunidos em uma série única contendo os valores médios dos pontos P5 e P8.

As séries foram divididas em 31 eventos, sendo o início de cada evento definido pela ocorrência de precipitação e o final dado por um período de no mínimo 6 horas sem registro de precipitação. Assume-se que este período de 6 horas é suficiente para evaporar toda água armazenada na vegetação.

Os valores totais do período encontram-se na Tabela 3.1, e o comportamento temporal das grandezas precipitação, precipitação interna e escoamento de tronco constam da Figura 3.4. A máxima intensidade em 10 minutos de precipitação total, precipitação interna e escoamento de tronco registrados foram 19,9 mm, 14,5 mm e 0,3 mm, respectivamente.

Tabela 3.1 Totais de precipitação, precipitação interna, escoamento de tronco e perda por intercepção

Grandeza	Total (mm)	% <i>P</i>
Precipitação	665,0	100,0
Precipitação interna	473,4	71,2
Escoamento de tronco	49,1	7,4
Perda por intercepção	142,5	21,4

A Figura 3.5 mostra a relação entre intercepção relativa e precipitação total. Nota-se que a intercepção se aproxima de uma assíntota equivalente a 10% da precipitação total para eventos com total de precipitação superior a 30 mm.

Figura 3.4 Série de dados observados de precipitação total, precipitação interna e escoamento de tronco

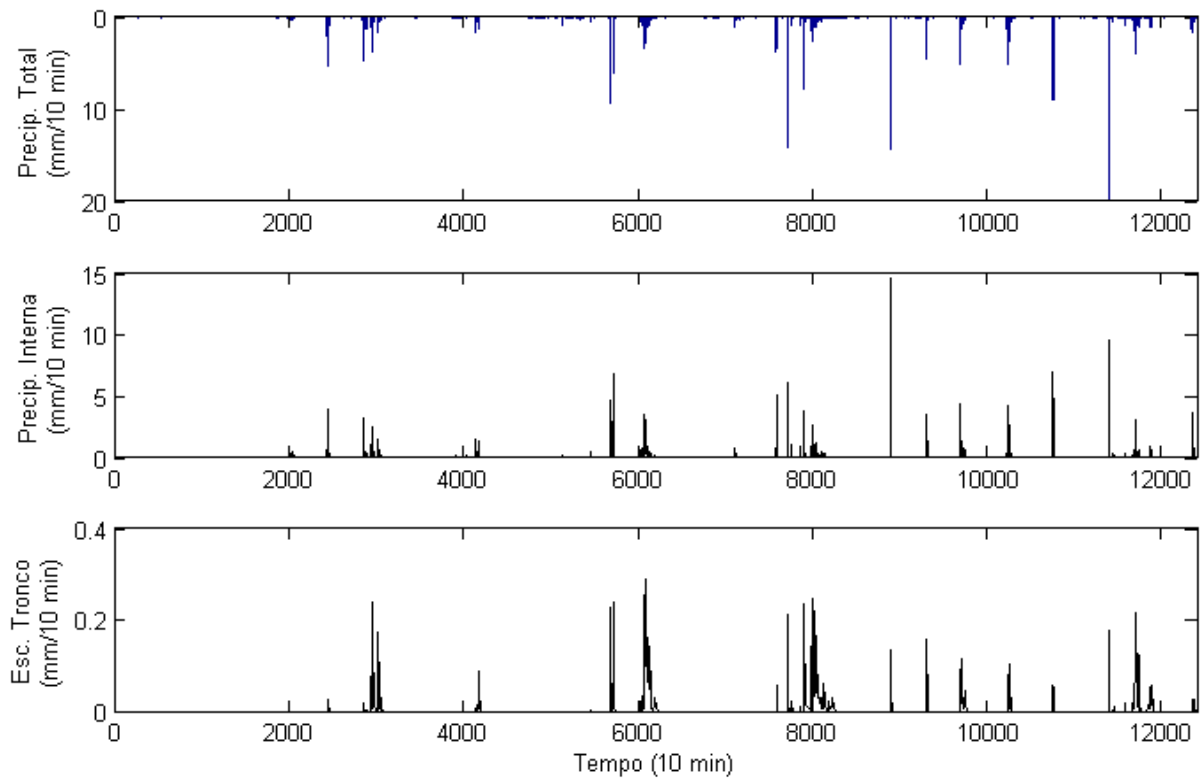
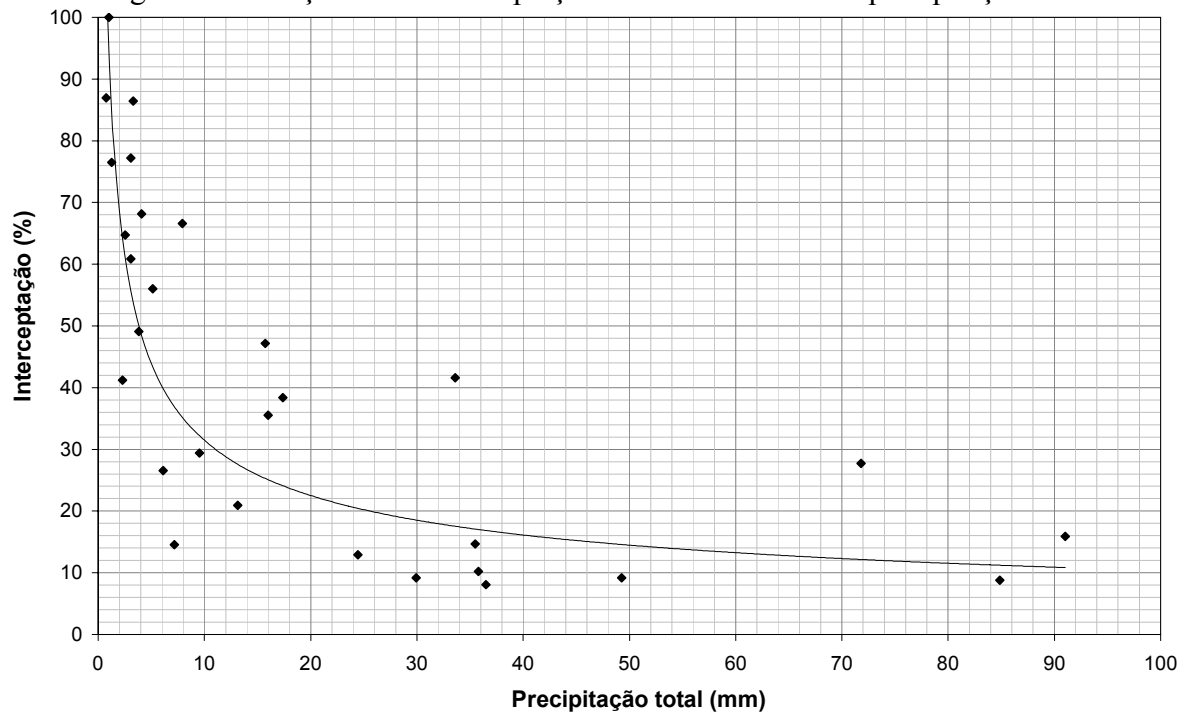


Figura 3.5 Relação entre interceptação relativa observada e precipitação total



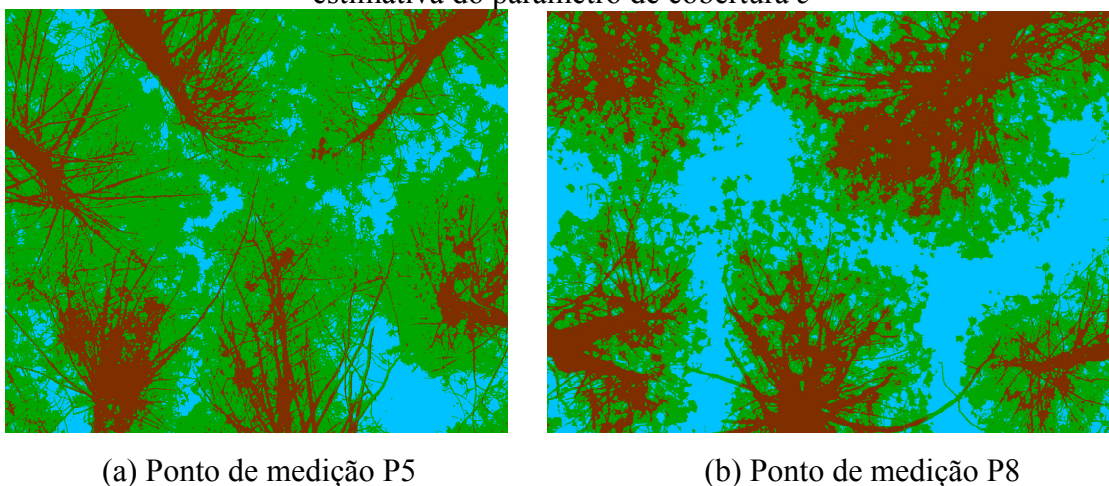
Para simular a interceptação nos 31 eventos observados foi aplicado o modelo de Rutter para vegetação esparsa (*Sparse Rutter Model*). Os parâmetros do modelo são: o fator de

cobertura da copa, c ; a capacidade de armazenamento da copa, S ; a capacidade máxima de armazenamento do tronco, S_t ; a proporção de água desviada para o tronco, p_d ; e a proporção da taxa de evaporação de tronco em relação à evaporação de copa, ε .

Embora seja usual em hidrologia a calibração dos parâmetros do modelo visando o melhor ajuste entre os dados medidos e simulados, neste trabalho optou-se pela determinação a priori dos parâmetros, visando avaliar tanto o desempenho do modelo quanto a qualidade dos dados observados.

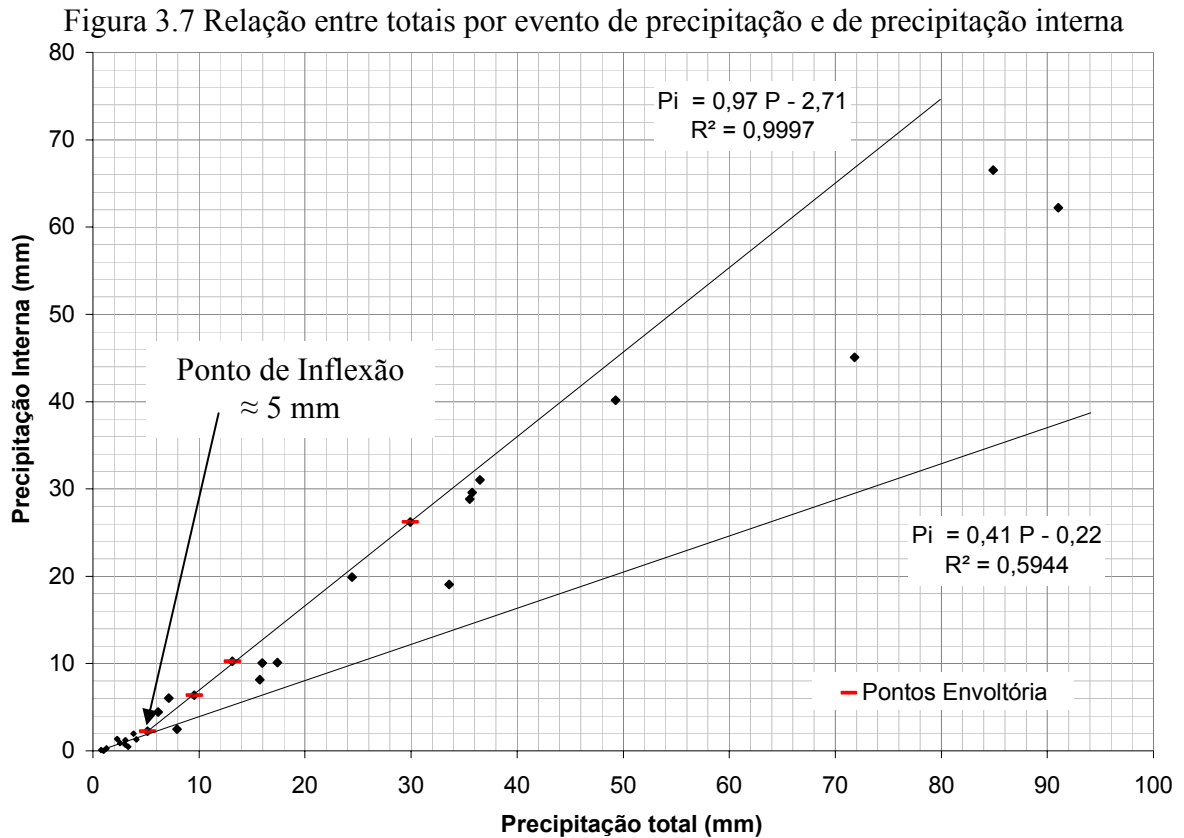
O fator de cobertura, c , foi determinado a partir de fotografias (GERMER et al, 2006) tiradas nos pontos de medição de precipitação interna com a câmera apontando para o zênite (Figura 3.6). As fotografias foram então classificadas em área de folhas, galhos e firmamento com um programa de geoprocessamento e o fator de cobertura determinado. No ponto de medição P5 o valor de c foi 0,87 e no ponto P8 de 0,73, com média estimada de 0,8.

Figura 3.6 Fotos das copas acima dos pontos de medição de precipitação interna para estimativa do parâmetro de cobertura c



De acordo com o método de Leyton et al (1967) fez-se uma dispersão entre os totais por evento de precipitação e de precipitação interna (Figura 3.7). Nota-se que o ponto de inflexão dos dados fica aproximadamente em 5 mm, sendo este o valor de precipitação total necessário para saturar a copa. O ângulo da reta de regressão entre precipitação interna e precipitação total (para valores de precipitação total menores que 5 mm) equivale ao coeficiente de chuva interna livre p ou $(1 - c)$. Através desse método o valor de c é estimado como 0.59. Para a estimativa da capacidade de armazenamento S fez-se uma curva envoltória utilizando-se 4 pontos que equivaleriam a condições de evaporação mínima (Figura 3.7). O valor estimado foi de 2,71 mm. A envoltória dos dados com valores acima de 5 mm foi calculada usando quatro pontos que seriam supostamente com menor influência da evaporação. A outra reta de regressão, que foi usada no cálculo do $(1 - c)$ foi feita usando os pontos menores que 5 mm.

Em Llorens e Gallart (2000) são apresentados diversos métodos para determinação da capacidade de armazenamento. Os autores apresentam ainda um levantamento exaustivo de estudos anteriores contendo 21 locais com florestas de Pinus, com valores de S variando entre 0,4 a 3,0 mm.



O cálculo da capacidade máxima de armazenamento do tronco, S_t , foi determinado conforme proposto por Valente et al (1997). A Figura 3.8 mostra a relação entre escoamento de tronco e precipitação interna sem a parcela da precipitação livre, que ocorre na parte descoberta, $P_i - (1 - c) P$. A interceptação da linha de ajuste com o eixo do escoamento de tronco resulta $S_t = -(-1,61) = 1,61$ mm. A proporção de água desviada para o tronco, p_d , foi determinada através da inclinação da reta de regressão, resultando como $0,25 / (1 + 0,25)$, ou seja, 0,20.

No caso de vegetação esparsa a capacidade de armazenamento de copa, S , é recalculada fazendo-se S dividido por $(1 - p_d)$, e o valor obtido foi de 3,40 mm. Os valores calculados dos parâmetros do modelo constam da Tabela 3.2. A proporção da taxa de evaporação de tronco em relação à evaporação de copa, ε , foi estipulada como sendo 0,10.

Os dados de entrada do modelo são as séries observadas de precipitação e de evapotranspiração potencial. Esta última foi calculada pelo método de Penman Modificado

(DOORENBOS e PRUIT, 1992) conforme descrito em Santos (2001), com base nos dados da estação hidrometeorológica Rio Negrinho.

Figura 3.8 Relação entre escoamento de tronco e precipitação interna sem a parcela da precipitação livre

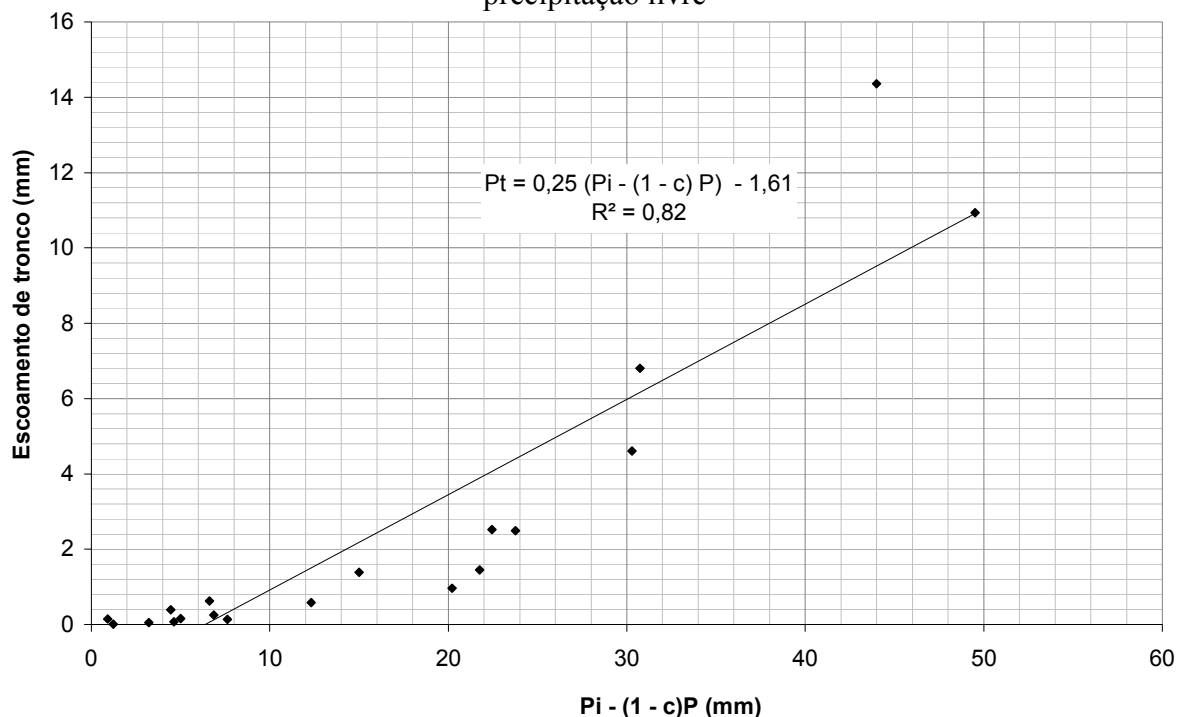


Tabela 3.2 Parâmetros estimados do modelo de interceptação

Parâmetros				
c	S (mm)	S_t (mm)	p_d	ε
0,80	3,40	1,61	0,20	0,10

A Tabela 3.3 mostra um resumo das simulações com os totais observados e simulados para todos os eventos de precipitação e a Figura 3.9 mostra o comportamento destes valores acumulados no tempo. Considerando-se todos os eventos o modelo superestima a precipitação interna em 5,4% e subestima o escoamento de tronco em 20%. Apesar do erro mais acentuado na estimativa do escoamento de tronco, cujos valores simulados sempre são inferiores aos observados ao longo do tempo, os resultados finais de interceptação são bastante próximos, com o modelo subestimando em 5,5%.

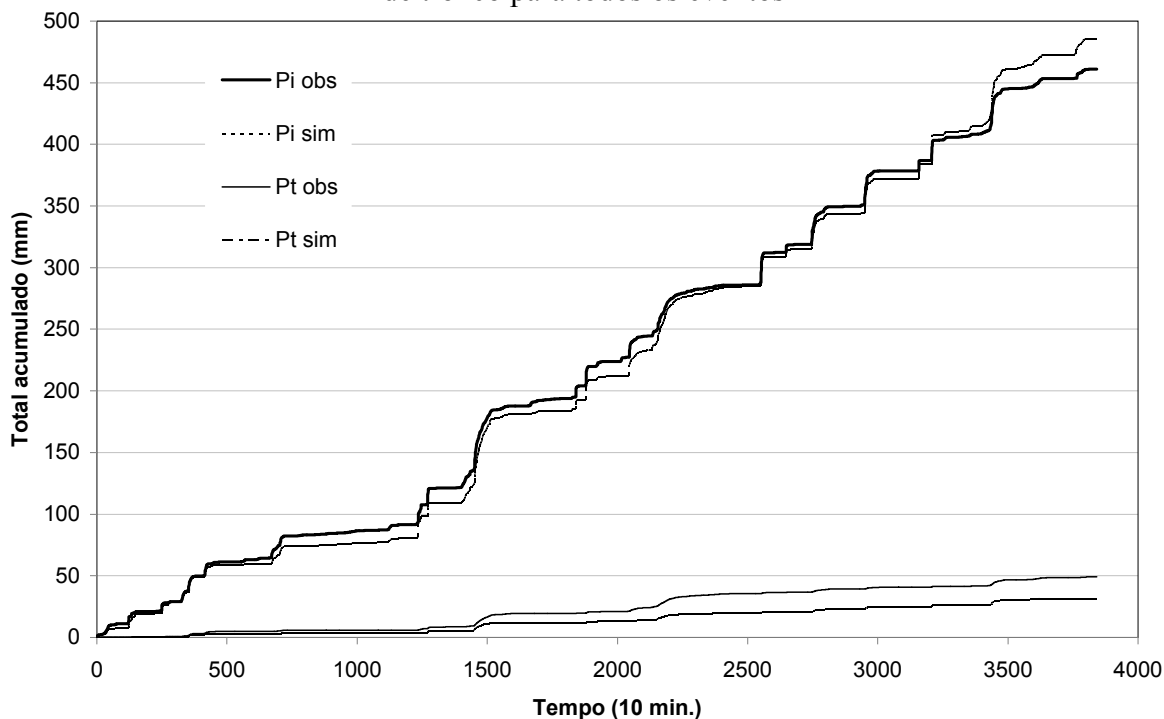
A Figura 3.10 mostra um evento (nº 17) representativo do comportamento dos dados simulados, com o modelo superestimando a precipitação interna e subestimando o escoamento de tronco. Apesar destas diferenças, nota-se que o modelo consegue descrever adequadamente os processos, principalmente na primeira metade do evento. Na segunda

metade, a diferença acumulada torna-se mais acentuada especialmente para o caso do escoamento de tronco.

Tabela 3.3 Totais observados e simulados para todos os eventos de precipitação

Grandeza	Observado (mm)	Simulado (mm)	Erro	
			(mm)	(%)
Precipitação	643,8	-	-	-
Precipitação interna	460,9	485,6	-24,7	-5,4
Escoamento de tronco	49,1	31,7	17,4	20,0
Interceptação	133,8	126,5	7,3	5,5

Figura 3.9 Totais acumulados observados e simulados de precipitação interna e escoamento de tronco para todos os eventos

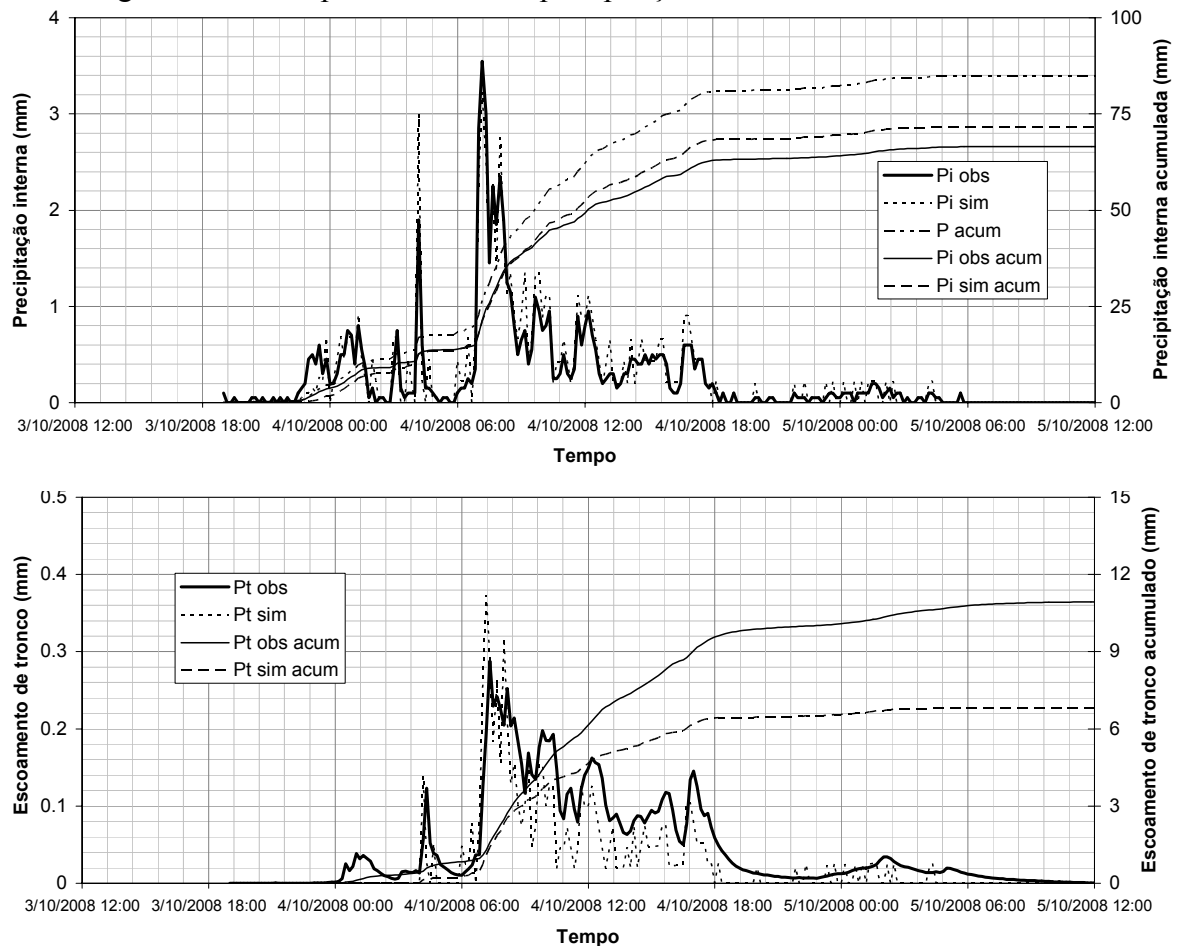


Como na segunda metade do evento as precipitações são menos intensas, a parcela de água desviada para o tronco pelo modelo é naturalmente menor, estando os dados simulados coerentes com o comportamento da precipitação. Isto indica que os dados observados de escoamento de tronco neste período são resultantes de acumulações de água no tronco na fase anterior do evento, ou seja, existe um atraso entre o momento de ocorrência da precipitação e o momento em que o escoamento de tronco atinge o ponto de medição na base da planta. Este comportamento aponta para uma limitação do modelo, que trabalha apenas com a capacidade de armazenamento do reservatório de tronco, sem considerar a altura e a rugosidade do tronco. A casca do tronco do Pinus é naturalmente bem rugosa e a altura média das plantas na

bacia do rio Saci é de 30 m, sendo que as observações mostram que a drenagem do tronco continua ocorrendo por longos períodos após o término da precipitação.

De maneira geral pode-se considerar os resultados simulados como satisfatórios, indicando que o modelo de Rutter para vegetação esparsa (*Sparse Rutter Model*) descreve adequadamente os processos envolvendo a interceptação pelo reflorestamento de Pinus da bacia experimental do rio Saci. O modelo apresentou alguma limitação quanto à descrição do processo de escoamento de tronco. Por outro lado, este desempenho adequado do modelo mesmo sem calibração, apenas com a determinação a priori dos parâmetros, indica a robustez das séries de dados observados relativos aos processos envolvidos na interceptação.

Figura 3.10 Exemplo de evento de precipitação com dados observados e simulados



4 PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS DO SOLO HIDROLÓGICO

4.1 Introdução

O presente trabalho define o “solo hidrológico” como a camada hidrologicamente ativa, composta de solo mais material intemperizado, cuja profundidade vai da superfície até a rocha. Na região de estudo, o “solo agrônômico” é descrito como Cambissolo, com horizonte B incipiente e profundidade inferior a um metro. No entanto, na maior parte da bacia do rio Saci, a camada intemperizada ultrapassa cinco metros de profundidade. Como será visto na seqüência, a camada de regolito apresenta um comportamento bastante homogêneo, ao longo da profundidade, em termos de textura do material e de condutividade hidráulica saturada. A Figura 4.1 mostra fotos dos perfis do “solo agrônômico” e do “solo hidrológico”.

Neste sentido, Otha (1990) e Kubota e Sivapalan (1995) utilizaram o termo “base hidrológica” para definir o limite inferior do solo, dado pela camada de solo ou rocha relativamente impermeável, na bacia experimental Hakyuchi no Japão. Saulnier, Beven e Obled (1997) chamam de “profundidade efetiva” a camada de solo hidrologicamente ativa.

Na bacia experimental do rio Saci, este limite inferior do solo hidrológico é dado pela camada rochosa, a qual é composta de folhelho, na maior parte da bacia, e arenito nos vales.

Figura 4.1 Fotos dos perfis de solo



(a) perfil do “solo agrônômico”



(b) perfil do “solo hidrológico”

Na seqüência é apresentada uma caracterização físico-hídrica dos solos da bacia do rio Saci, com ênfase no mapeamento da profundidade do solo hidrológico, infiltração, condutividade hidráulica saturada de campo e umidade do solo. O conhecimento detalhado do solo é fundamental para o entendimento dos mecanismos de geração de escoamento

especialmente em pequenas bacias hidrográficas, conforme demonstrado por Ensenbeer (2001) e Godsey, Ensenbeer e Stallard (2004).

4.2 Mapeamento da profundidade do solo hidrológico

A determinação da profundidade do solo hidrológico foi realizada em 20 pontos da bacia, através da perfuração de poços para o monitoramento do lençol freático. Os poços, feitos manualmente com trado de \varnothing 8 cm, foram perfurados até atingir a camada rochosa. A Figura 4.2 mostra um mapa com localização e profundidade dos poços.

A Figura 4.3 mostra uma toposequência com a variação da profundidade do solo ao longo da vertente e talvegue principal, com indicação dos poços perfurados ao longo do transecto. Nota-se que a profundidade do solo é máxima no divisor, com cerca de 6 m, e diminui em direção ao vale, para profundidades inferiores à 1 m nas proximidades da nascente. O rio está totalmente encaixado em um vale estreito e profundo, onde o solo apresenta profundidades em torno de 0,5 m.

A caracterização textural do perfil de solo hidrológico do poço 12 (Figura 4.4), mostra uma variação textural ao longo do perfil, com oscilação na porcentagem de silte e areia fina ao longo das camadas intemperizadas do folhelho, sem caracterizar, entretanto a presença de gradiente textural. A determinação das curvas granulométricas foi realizada com ensaios por difração de raio laser, com granulômetro CILAS 1064, do LAMIR-UFPR.

Embora algumas camadas apresentem grande oscilação entre silte e areia fina, esta diferença ocorre mais em função do limite textural adotado, do que de diferenças muito significativas do material. A ausência de gradiente textural no perfil de solo hidrológico foi verificada também nos pontos P5 e P8.

A profundidade do solo hidrológico medida nos poços apresentou forte correlação com alguns atributos hidrogeomorfológicos das vertentes, conforme mostrado na Figura 4.5. Nota-se uma relação inversa bem definida entre profundidade do solo e os atributos: comprimento da vertente a montante (L), índice geomorfológico ($a=A/c$) e índice topográfico ($\ln(a/\tan\beta)$).

Estes resultados estão de acordo com a Figura 4.3 e mostram uma forte interação entre estes elementos da vertente e a ausência de um controle estrutural mais significativo, indicando que a dinâmica da água é determinante na configuração da paisagem local. Esta influência da dinâmica hidrológica na configuração da paisagem é corroborada especialmente pela forte correlação entre profundidade do solo e índice topográfico, sendo este último um conceito eminentemente hidrológico.

Figura 4.2 Mapa com localização e profundidade dos poços

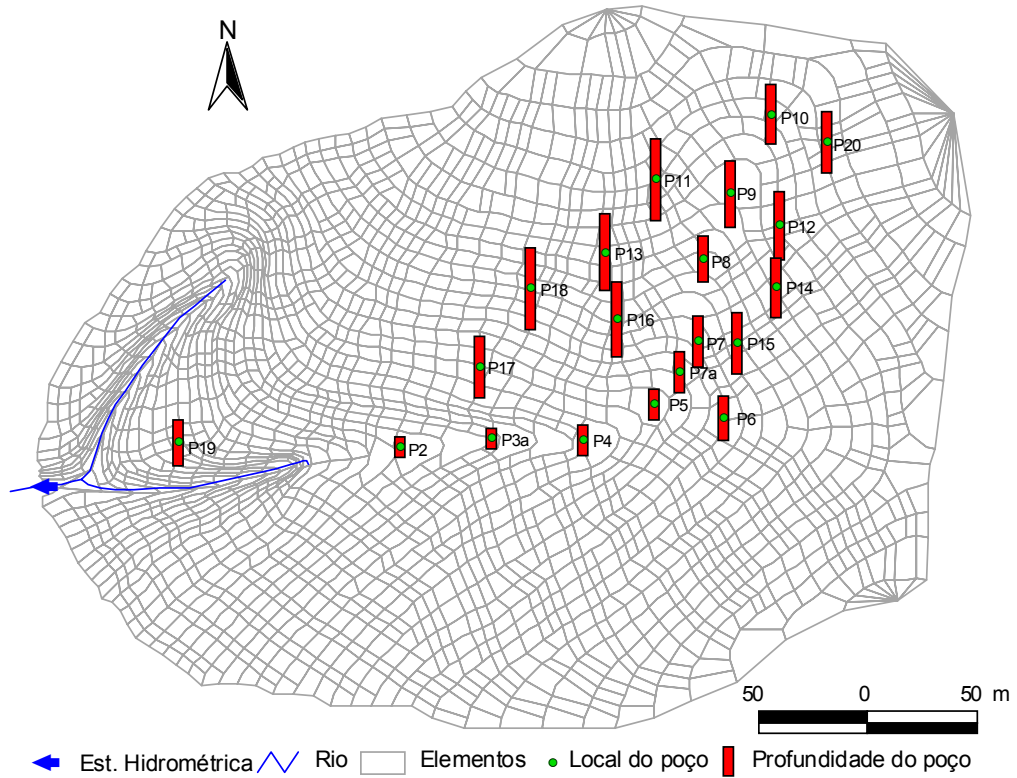


Figura 4.3 Toposequência com profundidade do solo hidrológico ao longo da vertente

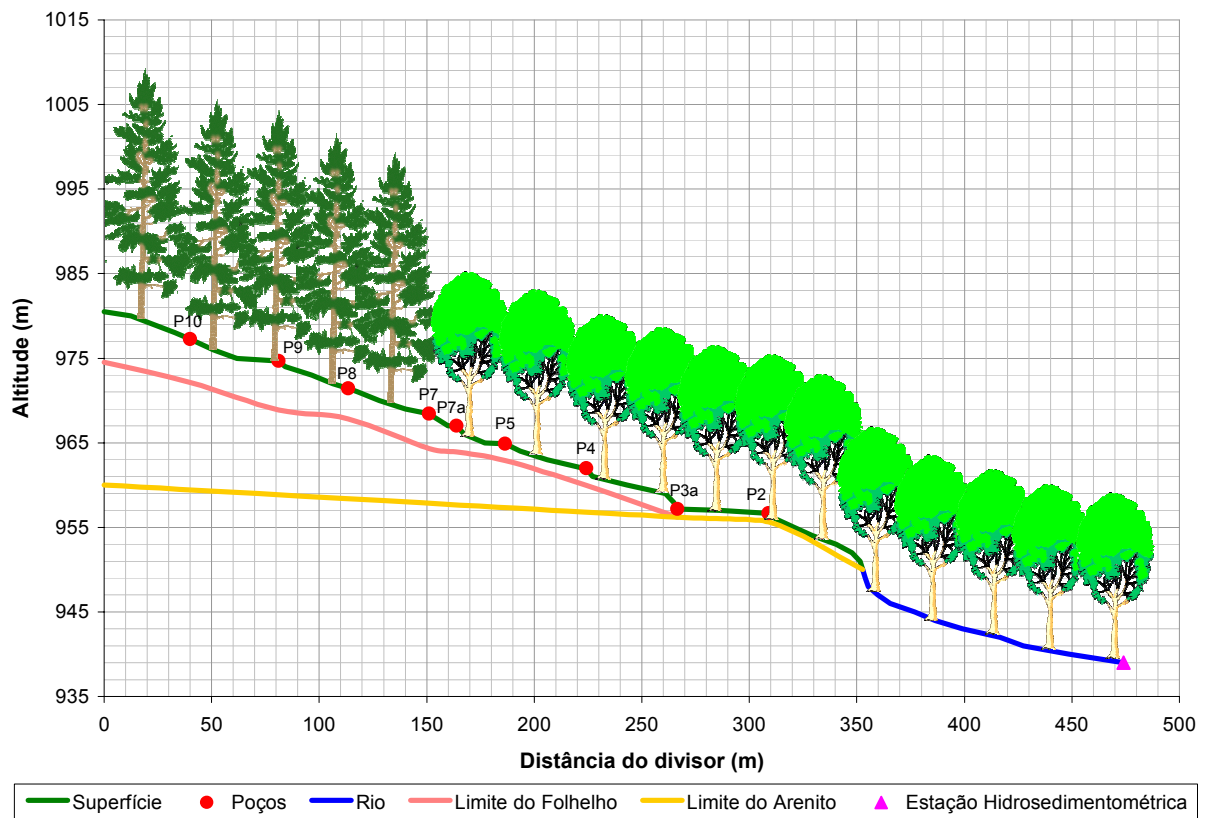
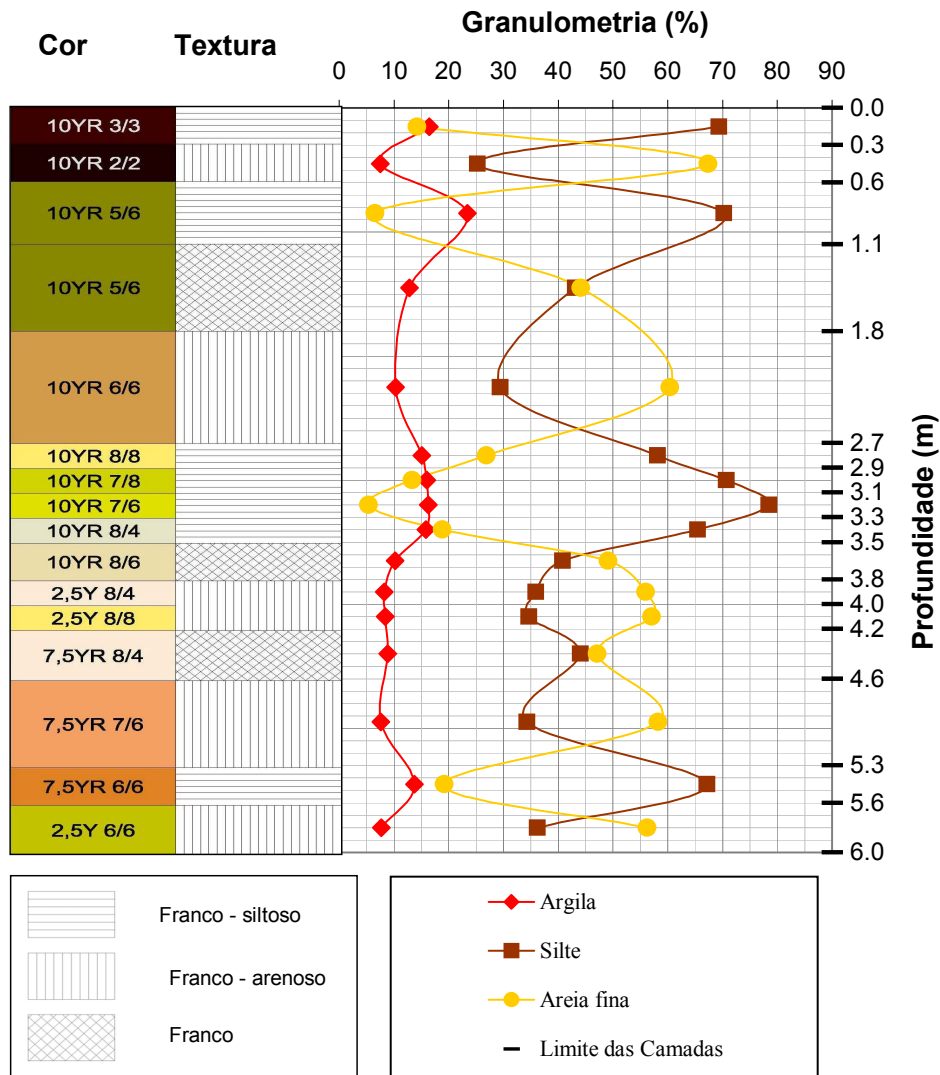


Figura 4.4 Caracterização textural do perfil de solo hidrológico no P12



Com base nestas relações buscou-se definir um modelo para geração do mapa de profundidade do solo da bacia, optando-se pela adoção do índice topográfico associado com o comprimento da vertente a montante.

A utilização apenas do índice topográfico foi descartada em função da distorção ocorrida nos divisores internos da bacia, onde a forma convexa da vertente gera valores pequenos de $\ln(a/\tan\beta)$ e, conseqüentemente valores elevados de profundidade do solo. Outro fator inconveniente foi a alta fragmentação das unidades mapeadas.

A Figura 4.6 mostra a equação adotada para estimativa da profundidade do solo hidrológico, juntamente com a relação entre os valores medidos e calculados pelo modelo nos locais dos poços.

Na Figura 4.7 é apresentado o mapa de profundidade do solo hidrológico resultante da aplicação do modelo adotado. A profundidade média do solo na bacia resultou em 5 m, sendo máxima nos três topos localizados nos divisores da bacia e diminui em direção aos vales

seguindo a orientação das linhas de fluxo, sendo mínima no fundo do vale encaixado. O fundo do vale corresponde à zona ripária e possui solo hidromórfico sempre saturado e extremamente permeável, com profundidade máxima de meio metro.

Figura 4.5 Relação entre profundidade do solo hidrológico e atributos hidrogeomorfológicos das vertentes

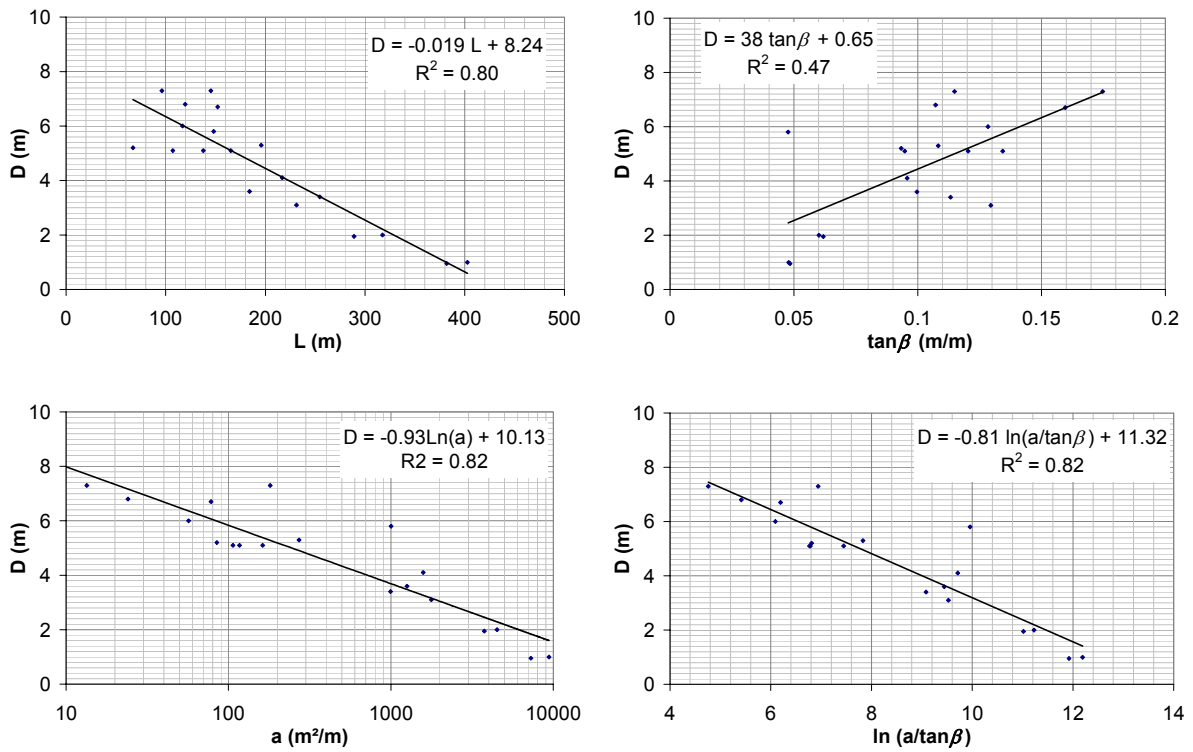


Figura 4.6 Modelo adotado para estimativa da profundidade do solo hidrológico

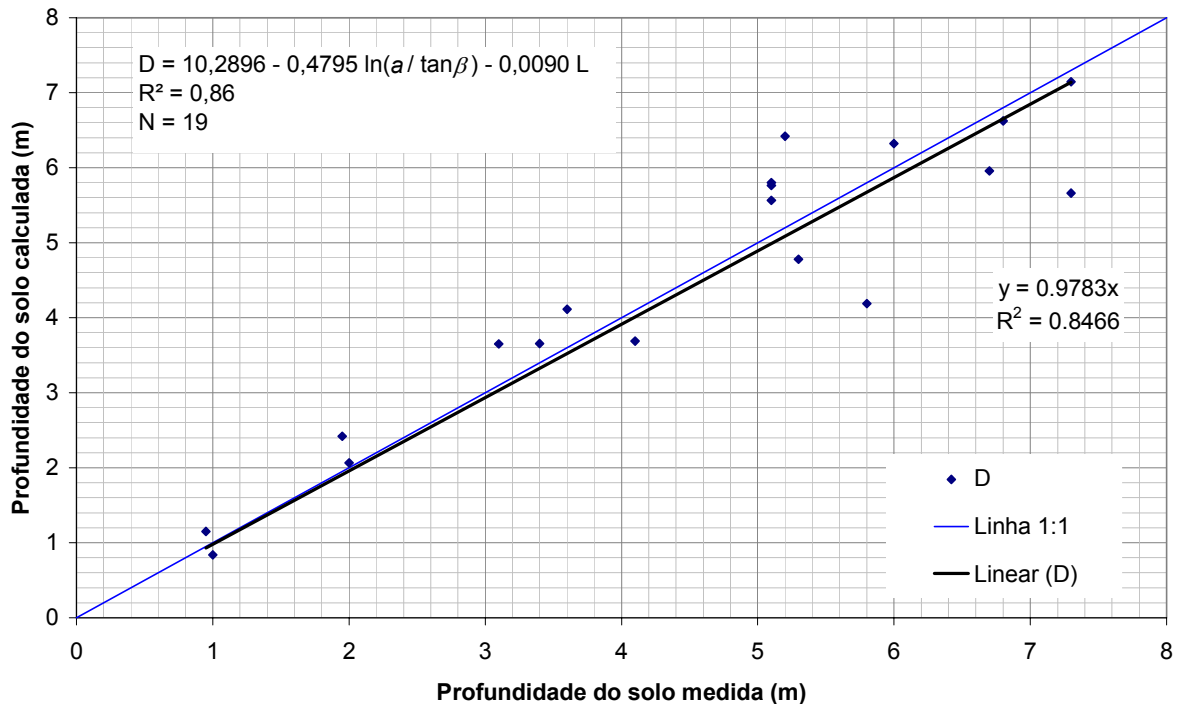
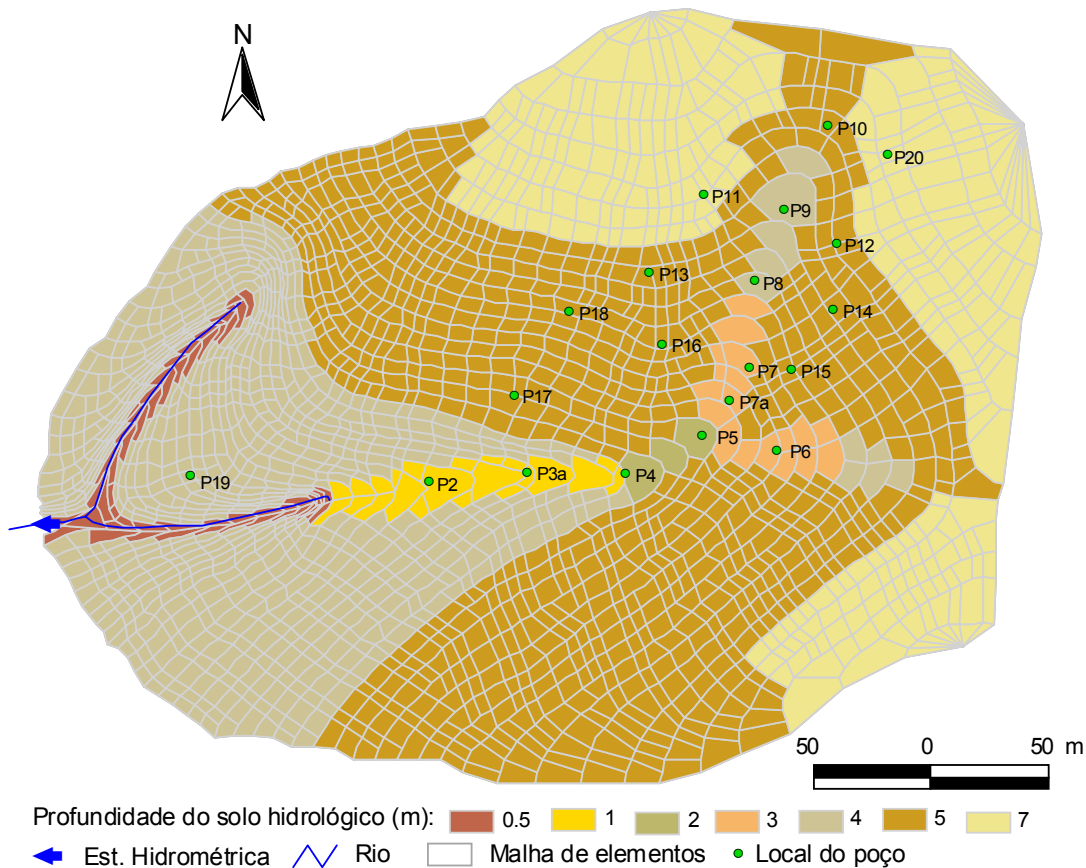


Figura 4.7 Mapa de profundidade do solo hidrológico



4.3 Infiltração

O conceito de infiltração no ciclo hidrológico foi introduzido por Horton (1933), podendo ser definido como a entrada vertical da água no perfil de solo, no sentido de cima para baixo. Este autor definiu capacidade de infiltração como sendo a taxa máxima com que um dado solo, em determinadas condições, pode absorver água.

De maneira geral, a partir de condições de solo seco, a infiltração apresenta uma taxa inicial alta, a qual diminui gradativamente durante uma chuva prolongada, até que atinge um valor constante. Esta taxa final depende da velocidade de percolação, que é o avanço vertical da água no solo. Desta forma, a infiltração é um processo de superfície, ao passo que a percolação é um processo interno. Os dois processos estão intimamente ligados, já que a infiltração não pode continuar se não houver percolação da água no perfil do solo.

Segundo o conceito Hortoniano, toda vez que a intensidade da precipitação for maior que a capacidade de infiltração, ocorre escoamento superficial. Por outro lado, quando a intensidade da chuva for menor que a capacidade de infiltração, toda a água se infiltra e não ocorre escoamento superficial.

A taxa de infiltração foi medida pelo método dos “cilindros concêntricos” (CAUDURO e DORFMAN, 1986), utilizando-se diâmetros de 20 e 30 cm (Figura 4.11), com tempo de ensaio em torno de duas horas. Os ensaios foram realizados nos pontos P7, P8, P9 e P10, que estão localizados na porção da bacia com menores valores de condutividade hidráulica saturada.

Para os dados dos ensaios foram ajustadas equações para a lâmina de água infiltrada acumulada no tempo e para a taxa de infiltração instantânea.

Foi utilizada a equação da infiltração acumulada da água no solo como função do tempo, ou equação de Kostiakov (CAUDURO e DORFMAN, 1986), dada por:

$$I_c = C \cdot t^b \quad (4.1)$$

onde I_c é lâmina de água infiltrada acumulada no tempo (mm); C é lâmina de água infiltrada no primeiro minuto (mm); t é o tempo em minutos; e b é o expoente ($0 < b < 1$).

Linearizando a equação (4.1), tem-se:

$$\log I_c = \log C + b \cdot \log t \quad (4.2)$$

a qual é a reta de regressão de I_c para t , num gráfico log-log.

Como I_c e t são observados no ensaio, um gráfico aritmético contendo o log destes valores, com t nas abscissas e I_c nas ordenadas, permite obter C e b , dados pelos coeficientes linear e angular da reta de ajuste, respectivamente.

Por definição, a taxa de infiltração instantânea equivale à lâmina de água que se infiltra no solo na unidade de tempo, em cada instante considerado, sendo dada pela derivada da lâmina acumulada em relação ao tempo (CAUDURO e DORFMAN, 1986). Portanto:

$$I = \frac{\partial I_c}{\partial t} = \frac{\partial (C \cdot t^b)}{\partial t} = C \cdot b \cdot t^{b-1} \quad (4.3)$$

Sendo I_c expresso em mm e t em minutos, deve-se multiplicar por 60 para obter-se em mm/h. Fazendo-se:

$$k = 60 \cdot C \cdot b \quad (4.4)$$

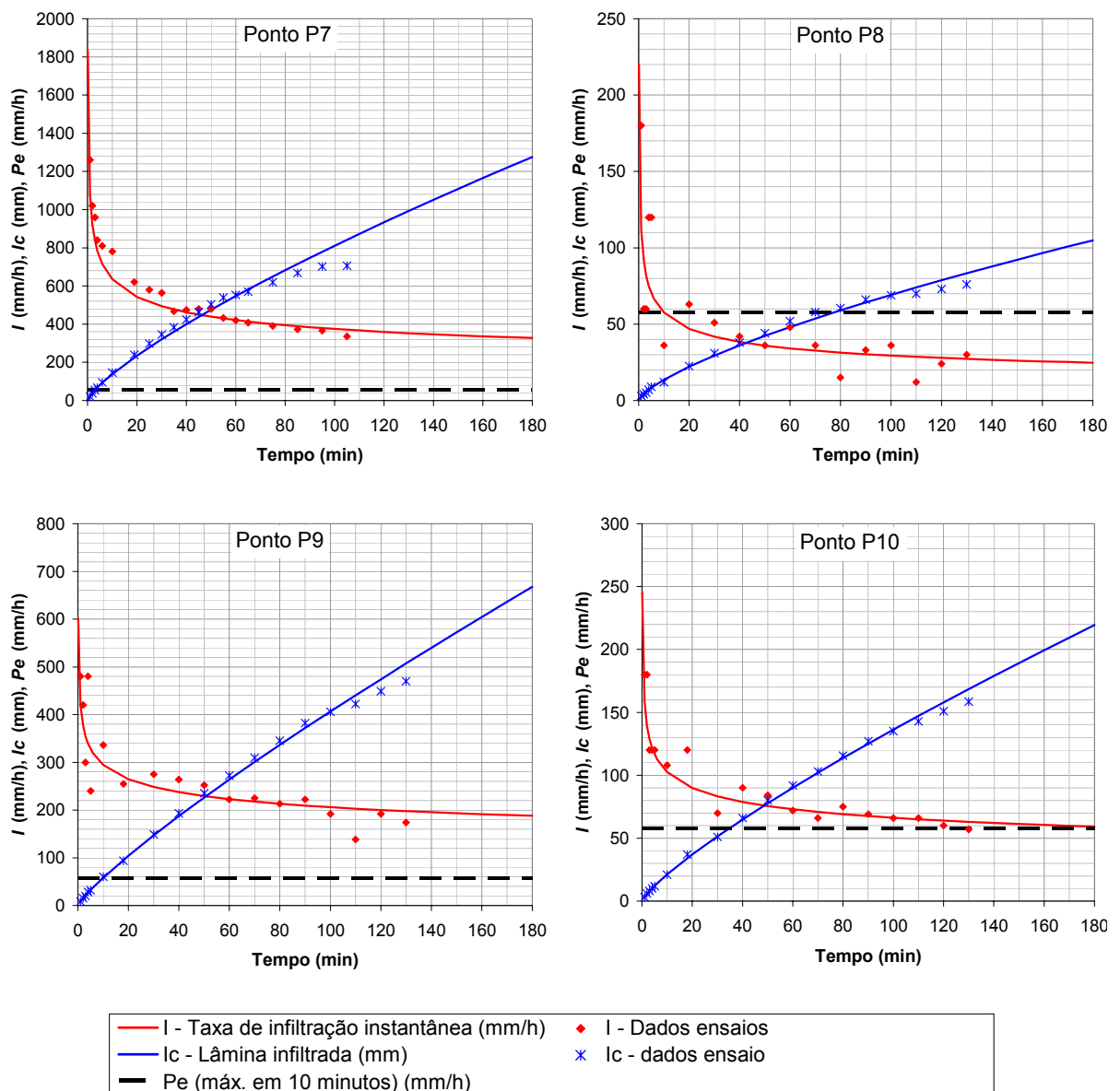
resulta

$$I = k \cdot t^{b-1} \quad (4.5)$$

onde I é a taxa de infiltração instantânea, num instante qualquer (mm/h); k é a taxa de infiltração instantânea ao final do primeiro minuto (mm/h); e t é o tempo em minutos.

Os resultados dos ensaios são mostrados na Figura 4.8, onde os ajustes de I_c e I são mostrados frente aos dados observados nos ensaios, para cada local, juntamente com a precipitação efetiva (Pe) máxima em 10 minutos registrada durante o período da pesquisa. Nota-se que as menores taxas de infiltração instantânea, I , são apresentadas pelo ponto P8, no entanto, considerando-se o tempo de 10 minutos, I neste ponto é praticamente igual a Pe máxima observada neste intervalo de tempo, cuja intensidade foi de 57,6 mm/h. Nos demais pontos, mesmo os valores de I obtidos ao final de 180 minutos, são superiores à Pe máxima de 10 minutos.

Figura 4.8 Resultados dos ensaios de infiltração



Os resultados dos ensaios mostram uma grande capacidade de infiltração do solo, compatíveis com outros estudos em bacias florestadas, e evidenciam que, embora tenham

ocorrido precipitações bastante elevadas durante o período de pesquisa, as mesmas não excederam esta capacidade. Estes resultados indicam que a ocorrência de escoamento superficial hortoniano é pouco provável na bacia.

4.4 Condutividade hidráulica saturada

A condutividade hidráulica K é o coeficiente de proporcionalidade entre a velocidade do fluxo e o gradiente hidráulico, que descrevem o fenômeno da percolação de água através do solo. É a propriedade de um meio poroso, que descreve sua capacidade em transmitir água. Em um dado solo, é função do teor de umidade, $K(\theta)$, tanto maior quanto mais úmido o solo, sendo que atinge o valor máximo com o solo saturado e é nula com o solo seco (CAUDURO e DORFMAN, 1986). Quando o solo está saturado é denominada de condutividade hidráulica saturada.

A condutividade hidráulica é uma função do arranjo poroso do solo, variando de solo para solo e, para um mesmo solo, com a sua porosidade e grau de compactação. Assim, em um dado perfil a condutividade hidráulica pode variar nos diferentes horizontes do solo. A Tabela 4.1 mostra uma classificação da condutividade hidráulica saturada. Os valores são apresentados em (mm/h) para facilitar a comparação com dados de precipitação e também em (m/d) por ser a unidade usualmente adotada na literatura.

Tabela 4.1 Classes de condutividade hidráulica saturada

Classe	Condutividade hidráulica saturada		Exemplo de textura
	(mm/h)	(m/d)	
Muito lenta	< 1	< 0,03	Argila densa
Lenta	1 a 5	0,03 a 0,1	Argila
Moderadamente lenta	5 a 20	0,1 a 0,5	Argila siltosa
Moderada	20 a 60	0,5 a 1,5	Silte
Moderadamente rápida	60 a 130	1,5 a 3	Areia fina
Rápida	130 a 250	3 a 6	Areia média
Muito rápida	> 250	> 6	Areia grossa

Fonte: Modificado de Cauduro e Dorfman (1986) e Oosterbaan e Nijland (1994)

Condutividade hidráulica saturada é uma variável chave na fase terrestre do ciclo hidrológico, pois controla através da cobertura pedológica, a interface entre atmosfera e litosfera. É também uma variável chave na modelagem hidrológica, principalmente nos modelos distribuídos de base física aplicados em pequenas bacias, embora também apareça em modelos mais globais (SOBIERAJ, ELSNBEER e VERTESSY, 2001).

A condutividade hidráulica saturada pode ser determinada por métodos diretos e indiretos, também chamados de métodos hidráulicos e de correlação, respectivamente

(OOSTERBAAN e NIJLAND, 1994). Os métodos diretos são aplicados diretamente no campo ou em amostras indeformadas em laboratório, sendo bastante onerosos em tempo e em mão de obra intensiva. Os métodos indiretos consistem em obtê-la por meio de outras propriedades do solo determinadas mais facilmente. Dentre os métodos indiretos destacam-se as funções de pedotransferência, que determinam as propriedades hidráulicas a partir de propriedades físicas do solo, como textura, densidade, matéria orgânica e curva de retenção de água no solo (RAWLS e BRAKENSIEK, 1985; SCHAAP et al, 2001). Destaca-se a publicação em 2001 de um volume especial do *Journal of Hydrology* sobre pedotransferência.

Os métodos diretos (hidráulicos), em campo ou laboratório, baseiam-se no mesmo princípio de medida, ou seja, impõem-se certas condições ao fluxo de água através de um volume de solo e mede-se a descarga ou densidade de fluxo. A condutividade hidráulica saturada é calculada por equações que descrevem a relação existente entre ela, as condições de fluxo e a descarga.

Nas determinações realizadas em campo, o volume de solo afetado pela medida é bem maior que as realizadas em laboratório. Assim, os métodos de campo podem ser considerados mais confiáveis (CAUDURO e DORFMAN, 1986). Sendo comum, inclusive, a adoção da sigla K_{fs} (*field-saturated hydraulic conductivity*) para designar os resultados obtidos com ensaios de campo (GÓMEZ et al, 2005; RODGERS e MULQUEEN, 2006; BAGARELLO e SGROI, 2007). Mesmo entre os métodos de campo, o volume de solo afetado pelo ensaio apresenta relação direta com a qualidade do resultado (CHAPPELL et al, 1998). Assim, os métodos de campo são divididos em relação ao volume de solo afetado, em pequena escala (p.ex. poço) e grande escala (p.ex. trincheira).

Via de regra, os valores de condutividade hidráulica saturada tendem a aumentar com o aumento do volume de solo ensaiado (MOHANTY et al, 1994; BROMLEY et al, 2004), devido à irregularidade da ocorrência de macroporos. Chappell et al (2004), trabalhando com dados pontuais e médios da bacia, indicam a necessidade de fazer-se uma transposição de escala (*up-scale*) para comparação dos valores, indicando a maneira mais simples como sendo a utilização da média aritmética dos valores pontuais.

Neste trabalho optou-se pela realização de medições em campo, sendo inicialmente feitas algumas medidas pelo método do “poço invertido”, na ausência do lençol freático, e posteriormente, com o aumento da umidade do solo e a saturação da bacia, o levantamento foi completado utilizando-se o método do “poço direto”.

O método do poço invertido, ou poço acima do nível freático, é empregado em solos que não apresentam lençol freático ou quando o mesmo está situado abaixo da camada a ser

medida. Consiste em abrir um poço, enchê-lo com água várias vezes para umedecer o solo e posteriormente medir a velocidade de rebaixamento do nível da água. Os princípios do método são apresentados em Oosterbaan e Nijland (1994) e uma descrição detalhada do ensaio pode ser vista em Cauduro e Dorfman (1986).

O resultado do ensaio, cujo esquema consta da Figura 4.9 (a), é calculado por:

$$K_{fs} = 1,15 \cdot r \cdot \tan \alpha \cdot 864 \quad (4.6)$$

onde K_{fs} é a condutividade hidráulica saturada de campo (m/dia); r é o raio do poço (cm); e 864 é uma constante de transformação de unidade, cm/s para m/dia.

A grandeza $\tan \alpha$ corresponde à declividade da reta obtida plotando-se os dados do ensaio em um gráfico monolog, com as alturas $(h_i + \frac{1}{2} r)$ e os correspondentes valores de t , sendo:

$$\tan \alpha = \frac{\log(h_{i(1)} + \frac{r}{2}) - \log(h_{i(2)} + \frac{r}{2})}{t_{i(2)} - t_{i(1)}} \quad (4.7)$$

onde $(h_i + \frac{1}{2} r)$ são alturas lidas na reta interpolatriz (cm) correspondente ao tempo t (s); e h_i é a altura da coluna de água dentro do poço em relação ao fundo (cm), conforme mostra o esquema da Figura 4.9 (a).

O método do poço direto, ou poço abaixo do nível freático, é empregado para medição de condutividade hidráulica saturada abaixo do nível freático e quando em presença de aquífero livre. Sua aplicação esta limitada, portanto, à solos que apresentam lençol freático próximo à superfície.

Consiste em abrir ou utilizar um poço existente, aguardando-se a estabilização do nível freático dentro do mesmo para iniciar o ensaio. Retira-se então, com auxílio de um extrator, entre 20 e 40 cm de água do poço, medindo-se a velocidade de recuperação do nível freático. Considerações teóricas do método e descrição detalhada do ensaio podem ser vista em Beers (1983) Cauduro e Dorfman (1986) e Oosterbaan e Nijland (1994).

O resultado do ensaio, cujo esquema consta da Figura 4.9 (b), é calculado por:

$$K_{fs} = C' \frac{\Delta y}{\Delta t} \quad (4.8)$$

onde K_{fs} é a condutividade hidráulica saturada de campo (m/dia); $\Delta y = y_0 - y_n$ = variação do nível de água considerada válida durante o ensaio (cm); $\Delta t = t_n - t_0$ = tempo decorrido entre

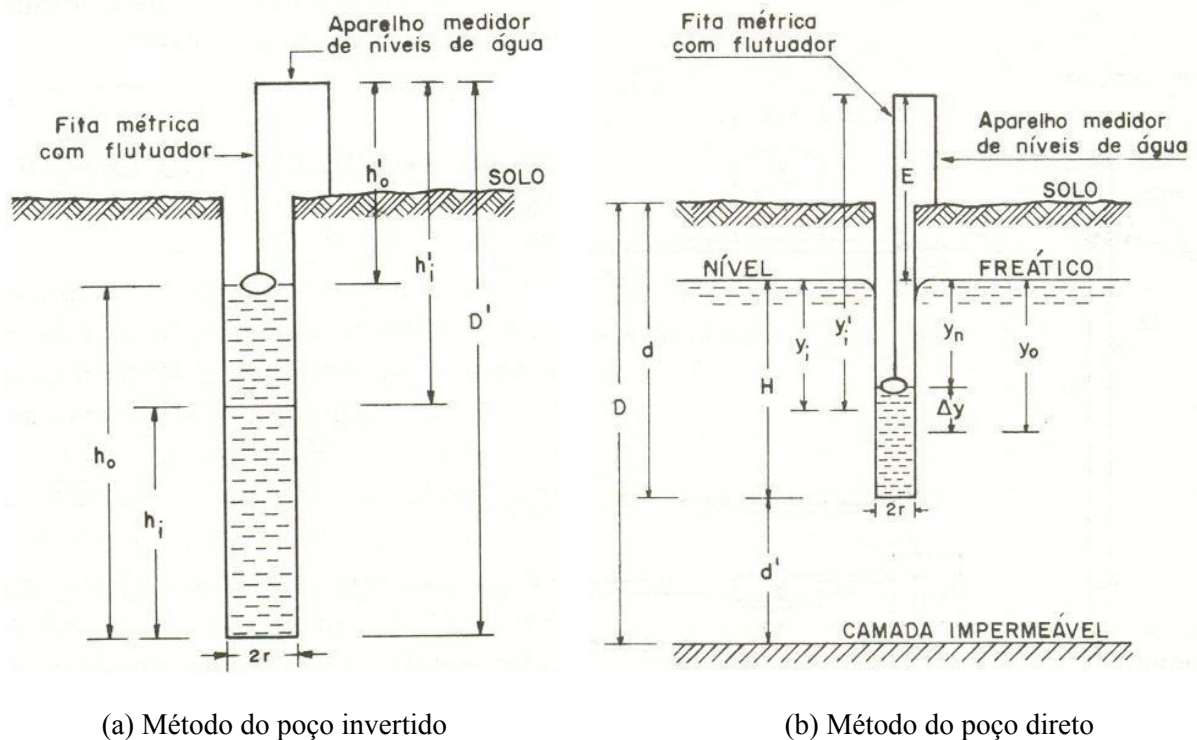
as leituras consideradas válidas (s); e C' é o coeficiente de proporcionalidade, função de \bar{y} , H , r e d' .

Sendo que para $d' = 0$,

$$C' = \frac{3600 \cdot r^2}{(H + 10 \cdot r) \cdot \left(2 - \frac{\bar{y}}{H}\right) \cdot \bar{y}} \quad (4.9)$$

onde d' é a distância do fundo do poço até a camada impermeável (cm); r é o raio do poço (cm); H é a espessura do lençol freático dentro do poço (cm); e $\bar{y} = (y_0 + y_n)/2 =$ valor médio entre a primeira e a última leitura válida do ensaio (cm).

Figura 4.9 Esquemas dos ensaios de condutividade hidráulica saturada de campo

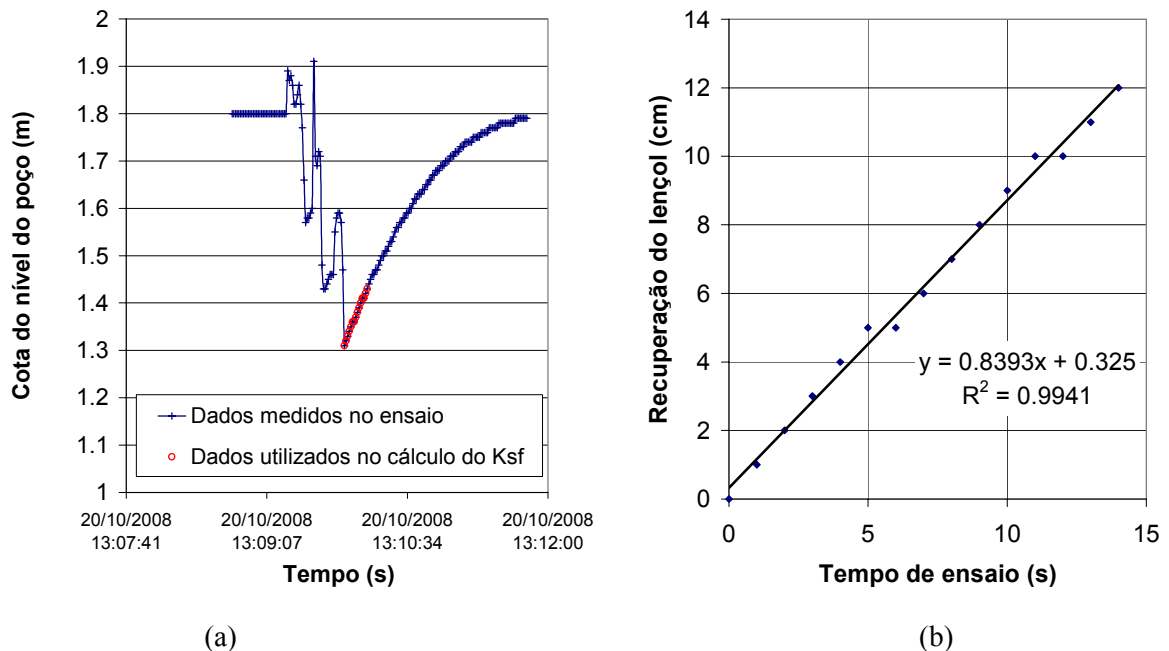


Fonte: Cauduro e Dorfman (1986)

São consideradas válidas as leituras do ensaio realizadas no intervalo $\Delta y \leq (1/4) \cdot y_0$, ou seja, do início do ensaio até que o nível do lençol recupere no máximo 25% do rebaixamento inicial. A Figura 4.10(a) mostra os dados medidos durante um ensaio, onde nota-se o nível do lençol estabilizado antes do início do ensaio, seguido de oscilações correspondentes à três retiradas de água do poço com o extrator, provocando um rebaixamento do nível de cerca de 0,5 m, e posteriormente a recuperação gradual do lençol tendendo para o nível observado

inicialmente. A Figura 4.10(b) mostra os dados válidos utilizados no cálculo de K_{fs} , correspondentes aos primeiros 25% de recuperação do rebaixamento inicial.

Figura 4.10 Exemplo de dados medidos no ensaio e utilizado no cálculo de K_{fs}



Nas medições realizadas na bacia do rio Saci foram feitas leituras visuais do nível de água, com intervalo de tempo variável, nos ensaios com o método do poço invertido (Figura 4.11 (b)) e leituras automáticas com intervalo de um segundo, utilizando-se sensor de nível e *datalogger*, nos ensaios com o método do poço direto (Figura 4.11 (c) e (d)). Todos os poços ensaiados pelo método do poço direto foram perfurados até atingir a camada impermeável, ou seja, possuem profundidade total igual à profundidade total do solo, atendendo a condição $d' = 0$.

Os resultados dos ensaios realizados pelo método do poço invertido constam da Tabela 4.2. Todos os ensaios por este método foram feitos em poços abertos com profundidade total de 1 m e diâmetro de 8 cm. Como os dados medidos nos quatro ensaios realizados apresentaram duas tendências distintas bem definidas, para as profundidades entre 0 a 0,2 m e entre 0,2 a 1 m, optou-se por calcular o K_{fs} separado para estas profundidades.

Nota-se que os valores de K_{fs} obtidos para a camada superficial de solo (0 a 0,2 m) é em torno de quatro vezes superior aos valores obtidos para o restante do perfil medido.

Tabela 4.2 Condutividade hidráulica saturada pelo método do poço invertido

Local	K_{fs} ($d=0$ a $0,2$ m)		K_{fs} ($d=0,2$ a 1 m)	
	(mm/h)	(m/d)	(mm/h)	(m/d)
Ponto 7	36	0,86	2	0,04
Ponto 8	28	0,68	7	0,16
Ponto 9	33	0,80	8	0,18
Ponto 10	22	0,52	8	0,18

Figura 4.11 Fotos dos ensaios de infiltração e de condutividade hidráulica saturada



Detalhes dos ensaios: (a) ensaio de infiltração com cilindros concêntricos; (b) K_{fs} pelo método do poço invertido com leitura visual; (c) K_{fs} pelo método do poço direto com leitura automática; e (d) extrator de água e sensor com *datalogger* para registro automático do nível do lençol durante o ensaio.

Os resultados dos ensaios realizados pelo método do poço direto constam da Tabela 4.3. Nota-se que os ensaios foram realizados para diferentes profundidades do lençol freático (z),

pois esta condição dependia da situação de umidade da bacia durante as campanhas de medição. Em alguns poços foram realizadas mais medições para distintos valores de z . São apresentados também os valores de transmissividade da camada saturada no momento do ensaio, obtida pela multiplicação da profundidade desta camada pelo K_{fs} . Quando o perfil do solo está totalmente saturado ($z=0$) a transmissividade é máxima (T_0), sendo este um dos parâmetros do modelo TOPMODEL.

Tabela 4.3 Condutividade hidráulica saturada pelo método do poço direto

Poço	D (m)	z (m)	H (m)	K_{fs}		T (m ² /d)
				(mm/h)	(m/d)	
P2	1,00	0,20	* 0,80	4054	97,30	77,84
P3a	0,95	0,01	0,94	3600	86,40	81,22
		0,00	* 0,95	4839	116,13	110,33
P4	2,00	1,50	0,50	41	0,98	0,49
		0,00	* 2,00	996	23,91	47,81
P5	1,95	0,84	1,11	12	0,28	0,31
		0,06	* 1,89	595	14,29	27,01
P6	3,40	0,10	3,30	424	10,18	33,58
P7	4,10	1,10	3,00	5	0,11	0,33
		0,12	3,98	70	1,68	6,69
		0,00	* 4,10	131	3,14	12,86
P7a	3,10	0,00	* 3,10	77	1,86	5,76
P8	3,60	2,14	1,46	9	0,22	0,32
		0,00	* 3,60	41	0,98	3,54
P9	5,80	0,92	4,88	8	0,20	0,98
		0,65	5,15	8	0,20	1,03
		0,00	* 5,80	24	0,58	3,37
P10	5,10	2,70	2,40	12	0,29	0,70
		0,00	* 5,10	74	1,77	9,04
P11	7,30	2,45	4,85	119	2,85	13,84
P12	6,00	0,78	5,22	47	1,12	5,87
P13	6,80	2,03	4,77	101	2,42	11,53
P14	5,10	1,21	3,89	156	3,75	14,57
P15	5,10	0,55	4,55	344	8,25	37,54
P16	6,70	2,05	4,65	76	1,82	8,45
P17	5,30	3,37	1,93	13	0,31	0,60
P18	7,30	2,90	4,40	41	0,99	4,35
P20	5,20	2,01	3,19	292	7,01	22,36

D - profundidade do poço = profundidade do solo

z - profundidade do lençol estabilizado no momento do ensaio

H - espessura do lençol estabilizado no momento do ensaio

* - perfil do solo totalmente saturado no momento do ensaio (linha central de poços)

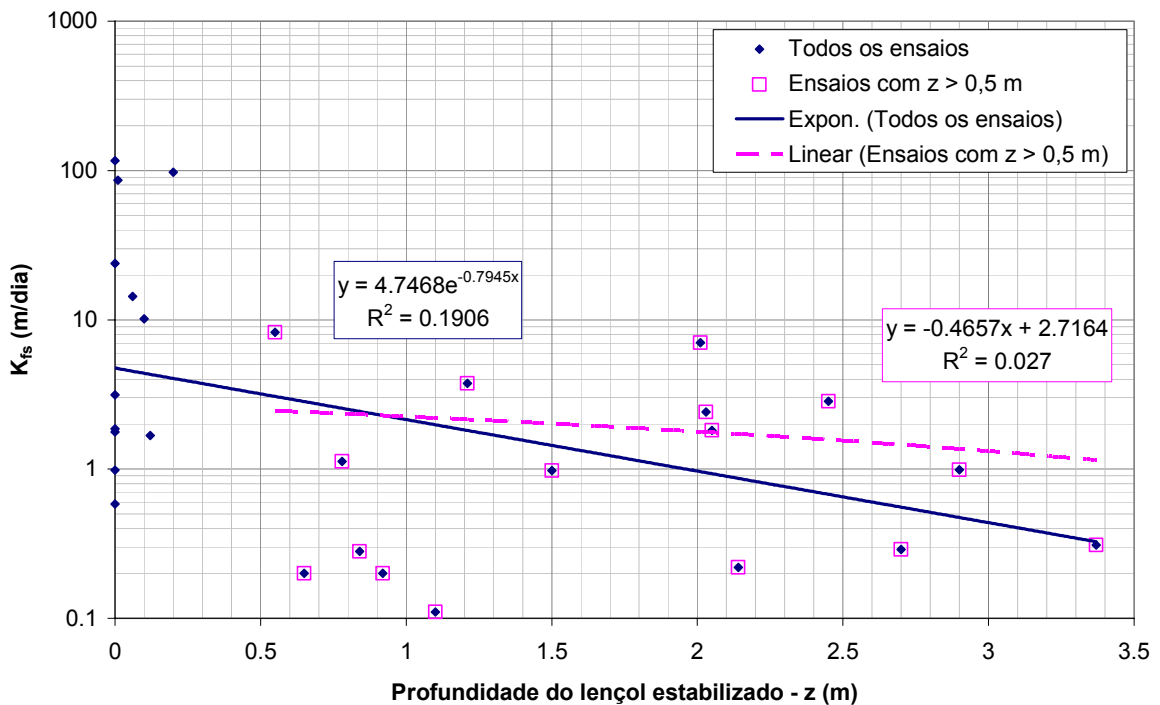
$T = K_{fs} \times H$ - transmissividade da camada saturada no momento do ensaio

Nos poços onde foram realizados mais de um ensaio percebe-se claramente que os valores de K_{fs} aumentam próximo da superfície do solo, conforme observado também nos ensaios pelo método do poço invertido.

Na Figura 4.12 estão plotados K_{fs} em função de z para os dados obtidos pelo método do poço direto. Nota-se que considerando-se todos os dados dos ensaios, K_{fs} tende a diminuir com aumento z . No entanto, separando-se os dados com $z > 0,5$ m, os mesmos não apresentam uma tendência muito definida, com a média dos valores inferior a 2 m/d, considerado um K_{fs} de velocidade moderada e resultante de uma textura entre silte e areia fina, sendo portanto compatível com os dados do perfil textural do poço P12 mostrado na Figura 4.4.

Considerando-se todos os ensaios realizados pelo método do poço direto, os valores de K_{fs} apresentaram uma variação bastante grande, de 0,11 a 116,13 m/d. Numa análise mais simplista, a textura do material encontrado na bacia com predominância de silte e areia fina, permite gerar valores de K_{fs} inferiores a 3 m/d, desconsiderando-se os efeitos da estrutura do solo. Isto está compatível com os valores dos ensaios com $z > 0,5$ m, onde apenas dois ensaios apresentam valor superior a 3 m/d. Valores superiores a este limite, que ocorrem próximos da superfície do solo, são devidos à estrutura do material e possivelmente pela presença de macroporos.

Figura 4.12 Relação entre condutividade hidráulica saturada e profundidade do lençol freático



Quanto à variação espacial, os resultados de K_{fs} apresentaram boa correlação com alguns atributos hidrogeomorfológicos, no entanto, para efeito de padronização optou-se por analisar a distribuição espacial apenas dos valores obtidos com o perfil de solo totalmente saturado, limitando assim aos ensaios realizados na linha central de poços, mostrada na Figura 4.3.

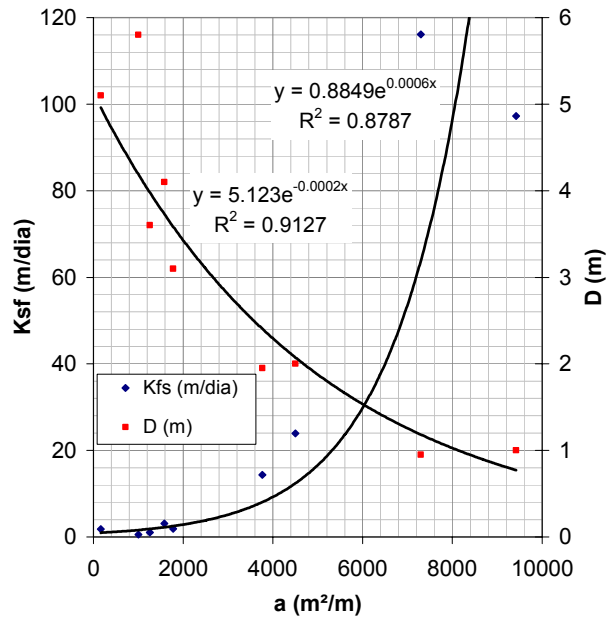
Na Figura 4.13(a) observa-se que o índice geomorfológico, a , apresenta uma relação direta com K_{fs} e inversa com a profundidade do solo, D . Isto indica que quanto maior a concentração de fluxo, devido ao aumento da área de drenagem, menor é a profundidade do solo hidrológico e maior é a velocidade de escoamento dentro do solo. Destes dados, infere-se um auto-ajuste das propriedades hidrogeomorfológicas ao longo da vertente para responder à dinâmica hidrológica. Estes resultados estão compatíveis com os encontrados por Ensenbeer, Cassel e Castro (1992), onde os valores de K_s , medidos em laboratório em amostras indeformadas, aumentam a partir do interflúvio em direção ao vale. Por outro lado, Sobieraj et al (2002) não encontrou relação alguma entre K_s e topografia da vertente, atribuindo este comportamento aos efeitos de bioperturbação no solo.

Devido a esta forte correlação entre K_{fs} e D , optou-se por utilizar a máxima transmissividade, T_0 , para avaliar o comportamento espacial frente aos atributos hidrogeomorfológicos, conforme mostram as Figura 4.13 (b), (c) e (d). Nota-se uma relação linear direta entre transmissividade saturada e índice geomorfológico, cujo coeficiente de determinação pode ser interpretado como a proporção de aumento de T_0 em relação à a .

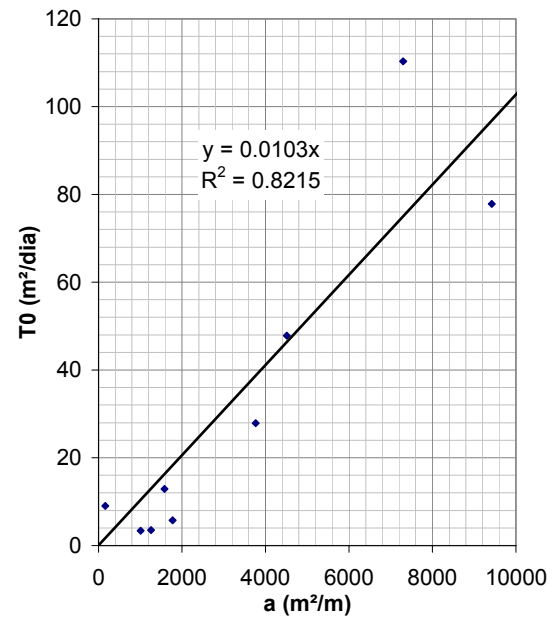
Uma relação linear direta também foi obtida com o índice topográfico, revelando que as regiões mais úmidas da bacia apresentam maior capacidade de transmissão de água. Isto afeta diretamente o comportamento do lençol freático, como pode ser visto na Figura 4.14, onde constam as leituras de nível da superfície freática feitas simultaneamente em todos os poços da bacia em determinado dia. Nota-se que a profundidade do nível freático tem relação linear inversa com o índice topográfico e linear direta com a profundidade do solo hidrológico, sendo estes resultados condizentes com os obtidos por Lyon et al (2006).

Este aumento da profundidade da superfície freática com o aumento da profundidade do solo está de acordo com o apresentado na Figura 4.12, onde nota-se certa uniformidade da K_{fs} para profundidades superiores a 0,5 m. Indica também que os modelos digitais da superfície rochosa parecem mais adequados que os modelos digitais do terreno, para descrever a dinâmica da água na vertente, conforme já observado em algumas bacias experimentais citadas por McDonnell (2003).

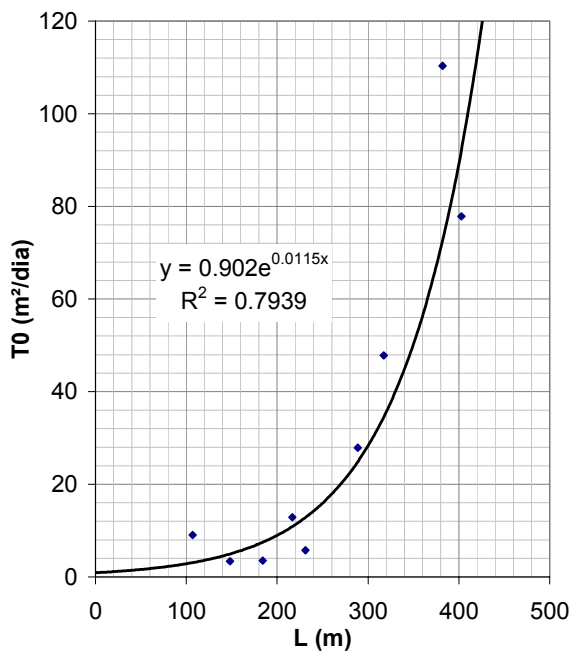
Figura 4.13 Variação espacial da condutividade hidráulica saturada e da transmissividade



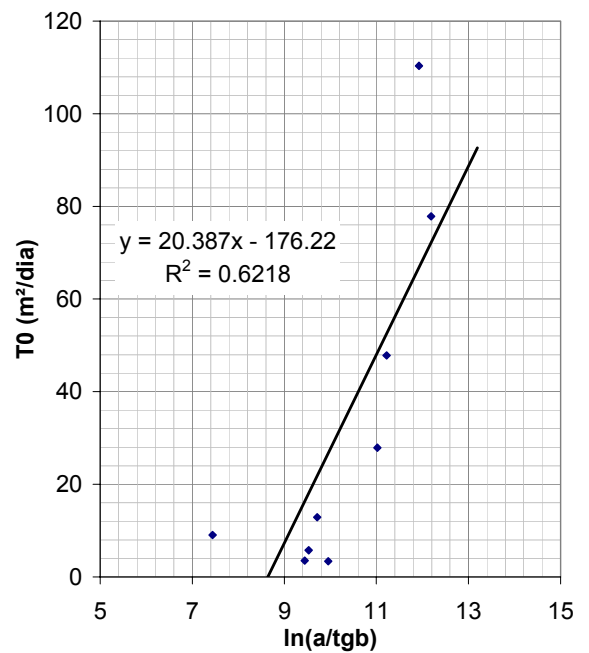
(a)



(b)

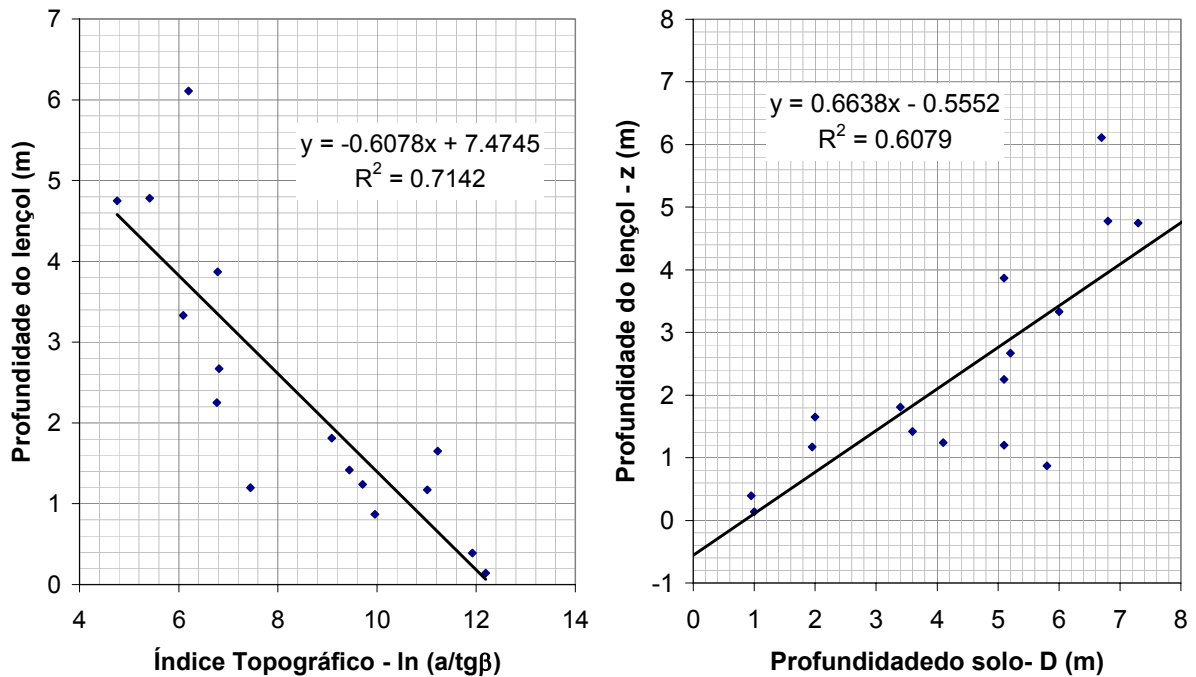


(c)



(d)

Figura 4.14 Relações entre níveis do lençol observados simultaneamente, índice topográfico e profundidade do solo



4.5 Umidade volumétrica do solo

Foi monitorada a tensão de água no solo por dois conjuntos de tensiômetros instalados em P5 e P8, sendo cada conjunto composto por 6 tensiômetros instalados nas profundidades de 15, 30, 45, 60, 75 e 90 cm a partir da superfície do solo.

A umidade volumétrica do solo foi calculada a partir dos dados de tensiometria pela equação de Van Genuchten (1980), dada por:

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha \cdot |\psi|)^n]^m} \quad (4.10)$$

onde θ é a umidade volumétrica do solo (cm^3/cm^3); θ_s é a umidade do solo saturado (cm^3/cm^3); θ_r é a umidade residual do solo que é considerado igual àquela no ponto de murcha permanente (cm^3/cm^3); $|\psi|$ é a tensão de água no solo no ponto de medição (cm); e α , n e m são parâmetros empíricos da equação.

Os valores de θ_s , θ_r , α , n e m foram determinados pelo modelo SPLINTEX (PREVEDELLO e LOYOLA, 2002), que estima os parâmetros hidráulicos do solo a partir das características físicas, relativas à geometria e composição granulométrica.

Para a determinação das características físicas foram coletadas amostras de solo na profundidade correspondente aos tensiômetros instalados, de 15, 30, 45, 60, 75 e 90 cm, nos pontos P5 e P8. Como os perfis de solo nestas profundidades não apresentam variação significativa de textura, optou-se por utilizar a média dos dados obtidos dos ensaios nestas diferentes profundidades e definir uma única equação de umidade para cada local, a exemplo de Prevedello et al (2006). Assim, obteve-se para os pontos P5 e P8,

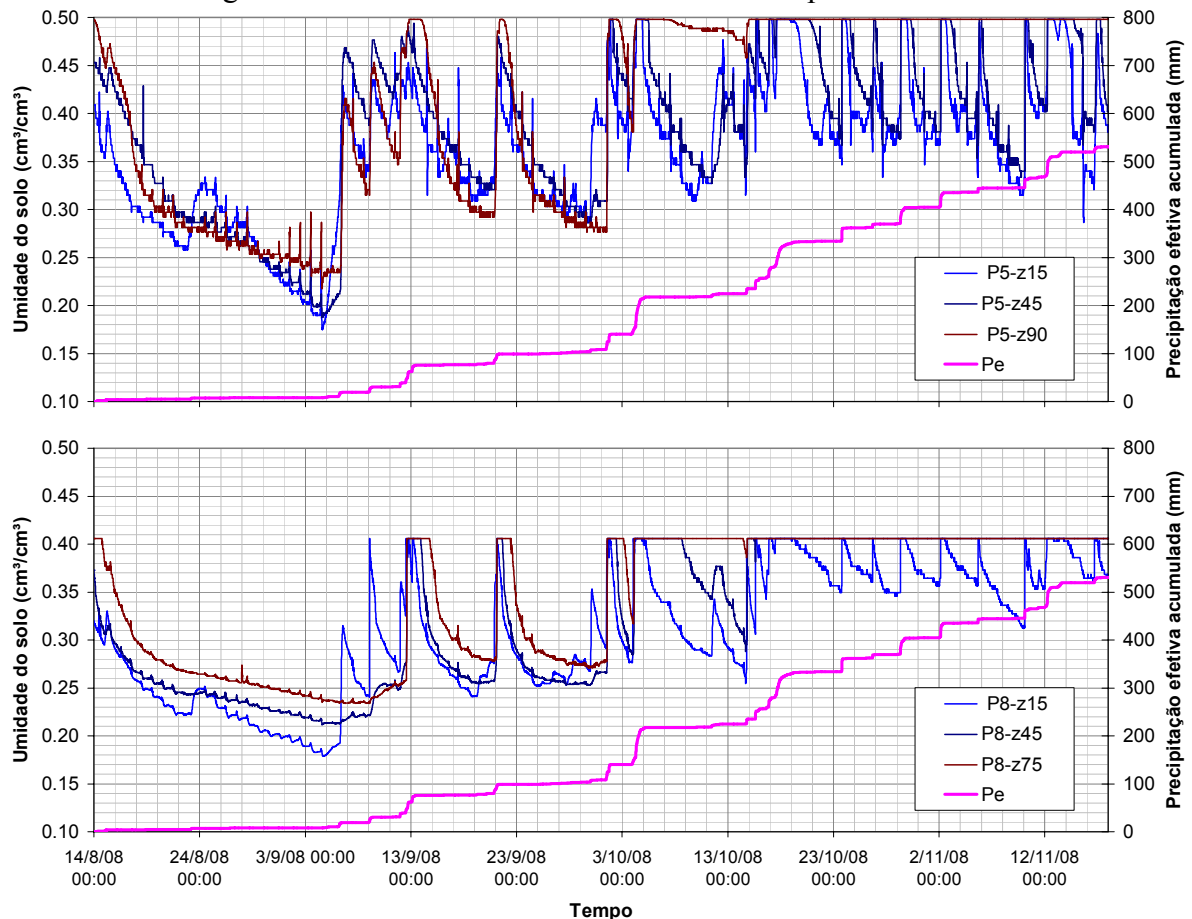
$$\theta_{(P5)} = 0,0949 + \frac{0,4979 - 0,0949}{\left[1 + (0,0284 \cdot |\psi|)^{2,8466}\right]^{0,6487}} \quad (4.11)$$

$$\theta_{(P8)} = 0,0258 + \frac{0,4059 - 0,0258}{\left[1 + (0,0711 \cdot |\psi|)^{1,3043}\right]^{0,2333}} \quad (4.12)$$

Quando as leituras de ψ deram valores positivos, situação em que o nível do lençol freático está situado acima da posição da cápsula do tensiômetro, considerou-se $\theta = \theta_s$.

A Figura 4.15 mostra a série de umidade volumétrica nos pontos P5 e P8, juntamente com a precipitação efetiva (Pe) acumulada, para o período entre 14/08/2008 a 18/11/2008.

Figura 4.15 Séries de umidade volumétrica nos pontos P5 e P8



5 MECANISMOS DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO E CONECTIVIDADE HIDROLÓGICA

5.1 Introdução

Neste capítulo é apresentada uma breve revisão teórica sobre os mecanismos de geração de escoamento e uma discussão introdutória sobre conectividade hidrológica. Na seqüência é discutida a geração de escoamento na bacia experimental do rio Saci a luz destes conceitos e dos dados de monitoramento, sendo analisados 20 eventos hidrológicos ocorridos no período de 26 de julho a 18 de novembro de 2008.

5.2 Mecanismos de geração de escoamento

A modelagem do processo precipitação-vazão pressupõe o conhecimento do ciclo hidrológico em uma bacia hidrográfica, composto dos processos hidrológicos tais como precipitação, interceptação, evapotranspiração, infiltração, percolação, armazenamento da água no solo e superfície, vazão. Cada processo é composto por outros subprocessos (Figura 5.1).

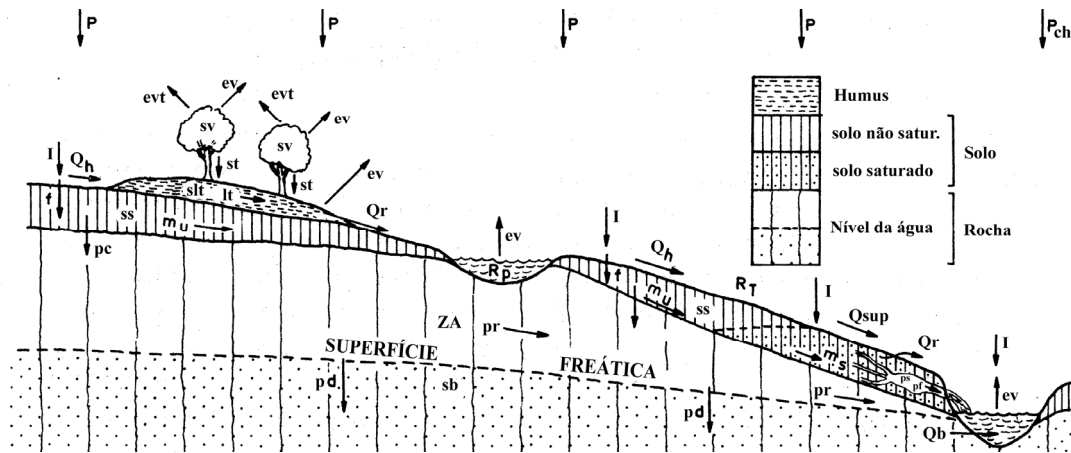
Robert Elmer Horton, em 1933 foi o primeiro pesquisador a propor integralmente o modelo clássico de hidrologia de encostas por meio da sua teoria de “infiltração-escoamento”. O núcleo da sua análise foi o conceito de que a superfície do solo atua como um filtro capaz de separar a precipitação em dois componentes básicos:

A superfície de um solo permeável atua como uma barragem de desvio com comportas de fundo... para precipitações de intensidade variável, quando esta intensidade não excede a capacidade de infiltração, toda a água da chuva é absorvida pelo solo, quando excede, a absorção ocorre a um valor constante igual à taxa de infiltração. Tal como no caso da barragem, onde geralmente existe um reservatório que continua a ser esvaziado mesmo depois que cessa o fluxo de entrada, a infiltração continua a partir das superfícies de retenção após o término da chuva. A infiltração divide a precipitação em duas partes, que posteriormente prosseguem por diferentes caminhos através do ciclo hidrológico. Uma parte vai alimentar os rios como escoamento superficial durante os eventos de precipitação, a outra vai inicialmente para o solo e daí, vai alimentar os rios como escoamento subterrâneo ou retorna para a atmosfera pelos processos de evaporação. Portanto, o solo atua como uma superfície de separação e o autor acredita que diversos problemas hidrológicos são simplificados se cada parte da precipitação prosseguir seu percurso assim dividida, separadamente (HORTON, 1933).

A partir deste, e em artigos posteriores, Horton desenvolveu o modelo simplificado baseado na infiltração. Desde a publicação destes trabalhos pioneiros prevaleceu a teoria de que o escoamento direto era basicamente produzido pelo escoamento superficial, ocorrendo

toda vez que a intensidade da chuva excede a capacidade de infiltração do solo, e que toda a água da chuva que infiltra no terreno alimenta o lençol freático, para depois deixar a bacia na forma de escoamento de base (Figura 5.2 (a)). Ainda, segundo esta teoria, o escoamento superficial assim gerado (escoamento superficial hortoniano) provinha de todas as partes da bacia (CHORLEY, 1978).

Figura 5.1 Componentes do ciclo hidrológico



Precipitação total	P	Escoamento hortoniano (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)

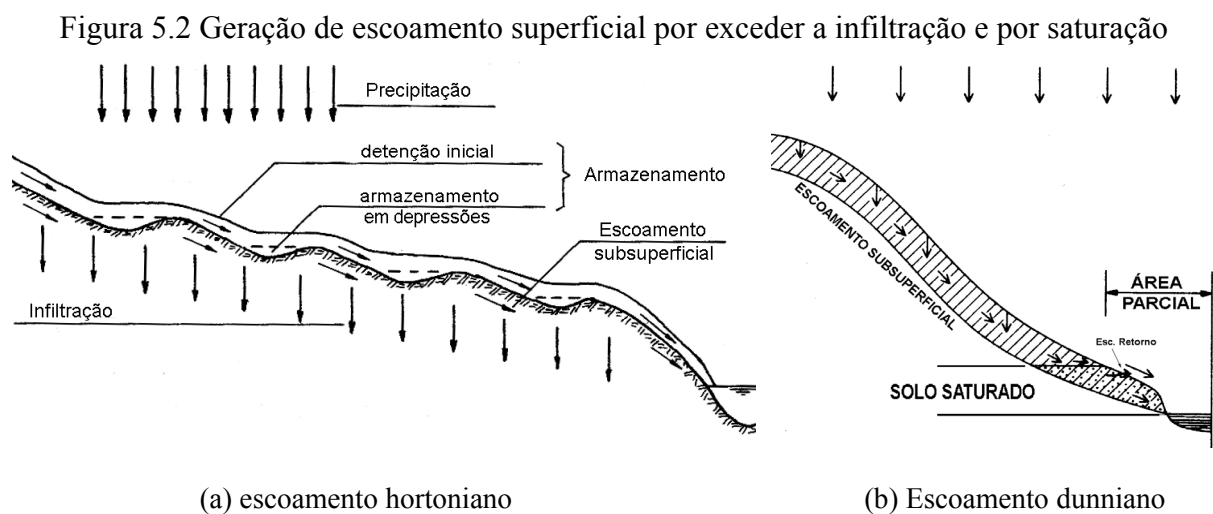
O modelo de Horton é adequado para bacias hidrográficas de regiões semi-áridas, com solos rasos, de baixa infiltração e com pouca cobertura vegetal. Também fornece resultados coerentes no caso de bacias urbanas. No entanto, é inadequado para quantificar o escoamento direto em bacias hidrográficas de clima úmido, bem vegetadas e com solos permeáveis, onde a capacidade de infiltração do solo é sempre superior à intensidade da precipitação (DUNNE e BLACK, 1970a e 1970b).

O escoamento de uma bacia hidrográfica pode resultar de quatro caminhos de fluxo diferentes: (1) precipitação direta sobre canais de escoamento; (2) escoamento superficial; (3) escoamento subsuperficial; e (4) escoamento subterrâneo (HORNBERGER et al, 1998).

O escoamento superficial em uma bacia hidrográfica pode ser gerado por dois mecanismos diferentes: (1) escoamento por exceder a capacidade de infiltração (escoamento superficial hortoniano); e (2) escoamento por saturação (escoamento dunniano).

O escoamento por exceder a capacidade de infiltração é considerado dominante em sistemas onde o perfil do solo ou a superfície do terreno foram radicalmente alterados (p.ex. bacias agrícolas), em regiões áridas ou semi-áridas onde a densidade de vegetação é baixa, e em áreas urbanas onde a superfície do solo é pouco permeável devido à pavimentação ou outro tipo de construção.

O escoamento por saturação é bastante significativo em regiões úmidas com vegetação densa e em determinadas condições topográficas (declives côncavos com fundos de vale planos) que favorecem o posicionamento do lençol freático relativamente próximo da superfície (HORNBERGER et al, 1998). Neste caso a água infiltrada no solo, que altera a posição da superfície freática, pode fazer a mesma coincidir com a superfície do terreno, atingindo assim a saturação em toda extensão vertical (Figura 5.2 (b)).



Fonte: (a) RAUDKIVI (1979) e (b) CHORLEY (1978)

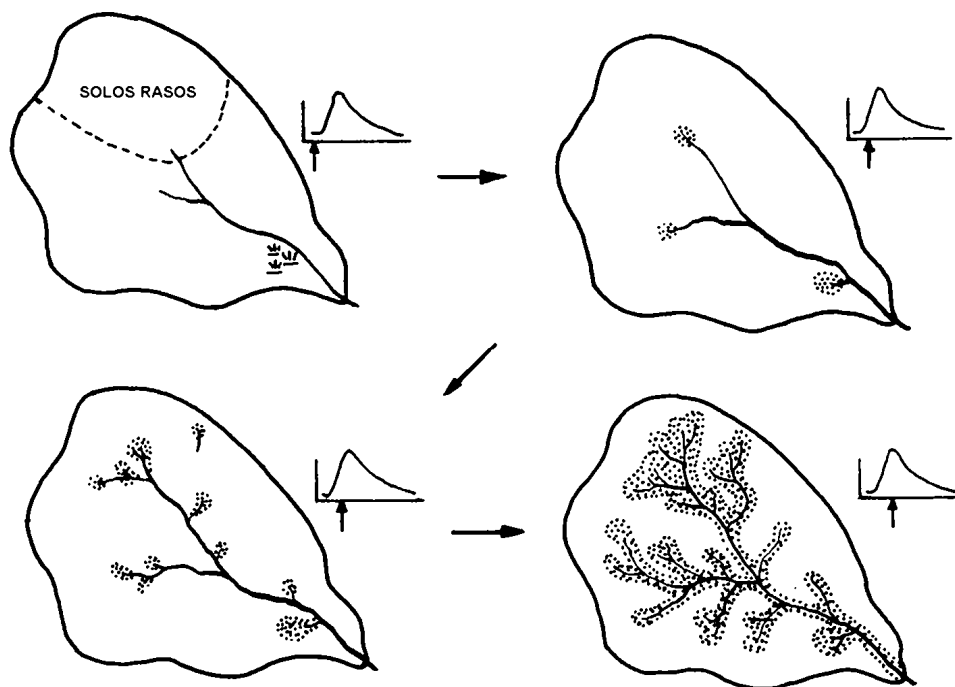
O escoamento por saturação é então produzido pela precipitação direta sobre as áreas saturadas e também pela contribuição subterrânea do escoamento de retorno, resultante do afloramento da superfície freática.

O conhecimento deste processo de geração de escoamento superficial chamado de “área parcial de contribuição” (*partial source area*) levou naturalmente a constatação de que o fluxo subsuperficial, a chuva e a umidade inicial do solo influenciam a expansão e a contração da porção saturada e da rede de drenagem da bacia, originando assim o conceito de “área variável de afluência” - AVA. Uma representação desta dinâmica é mostrada na Figura 5.3.

O entendimento deste mecanismo de geração de escoamento por saturação resultou de observações em bacias experimentais e surgiu de forma independente e quase simultânea na França (CAPPUS, 1960), Japão (TSUKAMOTO, 1963) e Estados Unidos (HEWLETT e HIBBERT, 1963; BETSON, 1964). Uma série de trabalhos posteriores consolidou o conhecimento de que o escoamento superficial provém de uma pequena parte da bacia hidrográfica, cuja dimensão depende das condições de umidade da bacia (HEWLETT e HIBBERT, 1967 e 1969; RAGAN, 1968; KIRKBY, 1969; DUNNE e BLACK, 1970a e 1970b).

Para Dickinson e Whiteley (1970) a constatação da existência de uma área parcial de contribuição, e posteriormente de que a mesma apresenta uma dinâmica temporal associada às condições de umidade da bacia, originando o conceito AVA, é essencialmente uma maneira de interpretação do coeficiente de escoamento. Neste sentido, destaca-se o pioneirismo da abordagem de Kohler e Linsley (1951) *apud* Dickinson e Whiteley (1970).

Figura 5.3 Dinâmica da área saturada e da rede de drenagem



Fonte: CHORLEY (1978)

Segundo HORNBERGER et al (1998) o conhecimento destes processos tornou possível o desenvolvimento de modelos altamente complexos e mais próximos da realidade física para simular a propagação da água em bacias hidrográficas. Ou seja, a precipitação pode ser propagada na bacia para calcular o escoamento fluvial. O modo mais direto para resolver o

problema de propagação na bacia é unir equações de fluxo superficial (p.ex., equação de Manning), de fluxo na zona não saturada (p.ex., equação de Buckingham- Darcy e equação de Richards) e de fluxo no aquífero freático usando a equação de Darcy.

O desenvolvimento e a aplicação de um modelo dessa natureza foram apresentados por Freeze e Harlan (1969) e Freeze (1971, 1972a e 1972b) que examinaram as respostas do escoamento superficial de uma encosta hipotética submetida a precipitações. Recentemente, Beven (2002) avaliou os impactos destes trabalhos e os avanços obtidos em modelagem hidrológica nos 30 anos desde que foram publicados, destacando as inúmeras limitações na aplicação de modelos muito complexos.

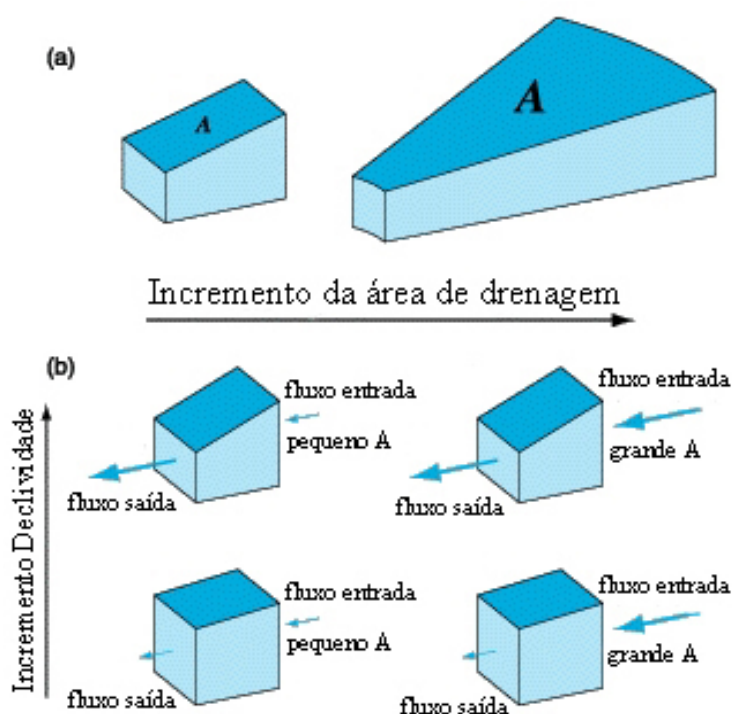
No entanto é possível fazer uma aproximação ligeiramente diferente e menos complexa. Considerando que a topografia da bacia exerce uma grande influência no movimento de água subterrânea e que deve controlar igualmente o movimento de água na superfície, pode-se fundamentar um modelo de dinâmica de bacias na idéia de que a topografia é a característica mais importante no controle do fluxo de água. Logo, pode-se estender o conceito de bacia "reservatório" para elementos da paisagem. Se fosse possível dividir a bacia em blocos de um determinado tamanho, a água poderia ser propagada em cada bloco para jusante na vertente. Cada bloco diferiria em sua posição ao longo da vertente e na declividade da superfície do solo (e normalmente o nível freático) no bloco. Se o nível do lençol freático está relativamente plano dentro de um determinado bloco, o gradiente hidráulico é pequeno e a lei de Darcy indica que aquele movimento de água está relativamente lento na ausência de mudanças na condutividade hidráulica. Então, pode-se esperar um aumento no armazenamento de água no bloco ao longo do tempo. O aumento no armazenamento é maior se o bloco está na base de uma vertente côncava, de tal forma que recebe uma maior porção de fluxo de montante (Figura 5.4).

Assim, torna-se claro que o relevo é um elemento importante na dinâmica da água do ciclo hidrológico e determinadas simplificações levaram à criação do índice topográfico e índice de umidade, e vêm permitindo o desenvolvimento de modelos de simulação que levam em consideração estes processos (BEVEN e KIRKBY, 1979; O'LOUGHLIN, 1986; QUINN et al., 1991; BEVEN e MOORE, 1993; BEVEN, 2001). O TOPMODEL (*TOPography based hydrological MODEL*) é o mais difundido entre os modelos que consideram a geração do escoamento superficial a partir do conceito de AVA. Ele utiliza a distribuição do índice topográfico como um fator de similaridade hidrológica.

Neste sentido, McDonnell (2003) afirma que o conceito de AVA foi intensamente destilado ao longo do tempo pelo processo de modelagem, tendo toda a sua complexidade

colapsada por hipóteses matemáticas simplificadoras, tais como decréscimo da condutividade hidráulica saturada com a profundidade, respostas a partir de estados estacionários do lençol freático, e caminhos de fluxo definidos exclusivamente pela topografia.

Figura 5.4 Balanço hídrico de um bloco da bacia controlado pela declividade local e pela área de contribuição



O fluxo de entrada de água no bloco é proporcional à área de contribuição A , que depende do comprimento da encosta e também se é côncava, convexa, ou plana (a). A declividade local controla o fluxo de saída de água do bloco (b). Se a entrada é menor que a saída (canto superior esquerdo em b) ocorre um declínio do nível freático. Reciprocamente, se a entrada é maior que a saída (canto inferior direito em b) o nível freático subirá e pode provocar a saturação da superfície.

Fonte: HORNBERGER et al, 1998.

Avanços em monitoramento e modelagem associados ao conceito de AVA levaram ao reconhecimento do escoamento subsuperficial como um dos processos mais importantes na geração do escoamento, pela própria contribuição do escoamento de retorno e a sua influência preponderante no escoamento superficial por saturação.

No entanto, como geralmente o gradiente topográfico decresce com o aumento da área da bacia, o escoamento por excesso de saturação, oriundo da AVA, será mais importante em bacias de tamanho médio, onde a proporção de áreas planas ao longo dos rios é maior (McDONNELL et al, 1999).

Mulholland (1993) analisando a geração de escoamento em bacias com área entre 10 e 38 ha, através de separação do hidrograma com métodos físico e químico, mostra que nos eventos avaliados predomina o escoamento subsuperficial, com pequena participação do

escoamento de base, oriundo da rocha, e do escoamento superficial, oriundo de áreas saturadas.

O escoamento subsuperficial apresenta certa dependência da formação geológica e pedológica da bacia. A interação entre as camadas superficiais do solo e a porção terrestre da biosfera torna este escoamento dependente também do clima e da cobertura vegetal. Vários fatores colaboram para que a condutividade hidráulica seja maior em 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.

Assim, além de ser determinante para a ocorrência de áreas saturadas e a geração de escoamento por AVA, o escoamento subsuperficial pode contribuir diretamente para o incremento rápido da vazão em canais por caminhos preferenciais de escoamento, como macroporos e *pipes* (Figura 5.5) ou pelo chamado “efeito pistão”, via propagação de transientes.

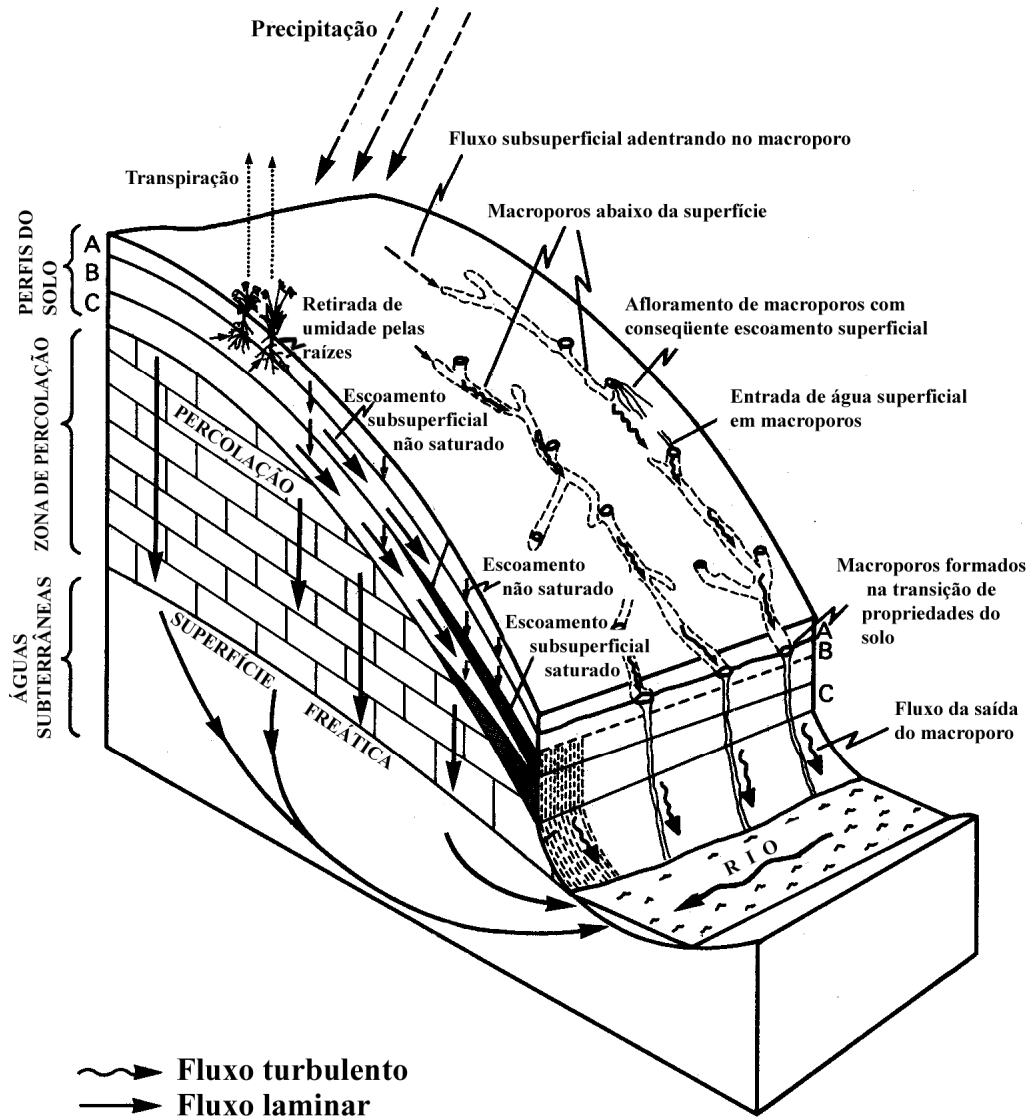
O escoamento subsuperficial, predominante em pequenas bacias (BECKER e McDONNELL, 1998; BECKER, 2005), geralmente apresenta grande diversidade de caminhos de fluxo, que aliado ao fato de ocorrerem dentro do solo e não serem facilmente mensuráveis, tornam sua compreensão uma tarefa altamente complexa.

Esta complexidade dificulta inclusive o processo de separação dos diferentes escoamentos via inspeção do hidrograma, sendo crescente a utilização de novas técnicas, como métodos químicos com isótopos e traçadores, para esta finalidade (p. ex. ENSENBEER e LACK, 1996). Ainda devido à dificuldade de separação entre escoamento superficial e subsuperficial por caminhos preferenciais, comum em pequenas bacias florestadas, Ensenbeer e Vertissy (2000) utilizam o termo “escoamento próximo à superfície” (*near surface*) para tratá-los conjuntamente.

Estudos experimentais em pequenas bacias florestais com monitoramento intensivo, muitas vezes aliando instrumentação hidrométrica com métodos químicos e geotécnicos, têm revelado uma importância crescente dos chamados “caminhos preferenciais” ou escoamento por *pipe*, como mecanismo de geração de escoamento para explicar os fluxos rápidos subsuperficiais que alimentam o hidrograma em pequenas bacias (ATKINSON, 1978; DUNNE, 1978; ANDERSON e BURT, 1990; JONES, 1997; UCHIDA, KOSUGI e MIZUYAMA, 1999; PUTTY e PROSAD, 2000; SIDLE et al, 2000; SIDLE et al, 2001;

UCHIDA, KOSUGI e MIZUYAMA, 2001; HOLDEN e BURT, 2002; UCHIDA, MEERVELD e MCDONNELL, 2005).

Figura 5.5 Caminhos preferenciais do escoamento subsuperficial



FONTE: ATKINSON (1978)

Segundo Becker (2005), os mecanismos de geração de escoamento são processos extremamente complexos, com alta variação no espaço e no tempo, dependendo da combinação de três grupos de fatores principais: clima, solo e geologia, e vegetação ou uso do solo.

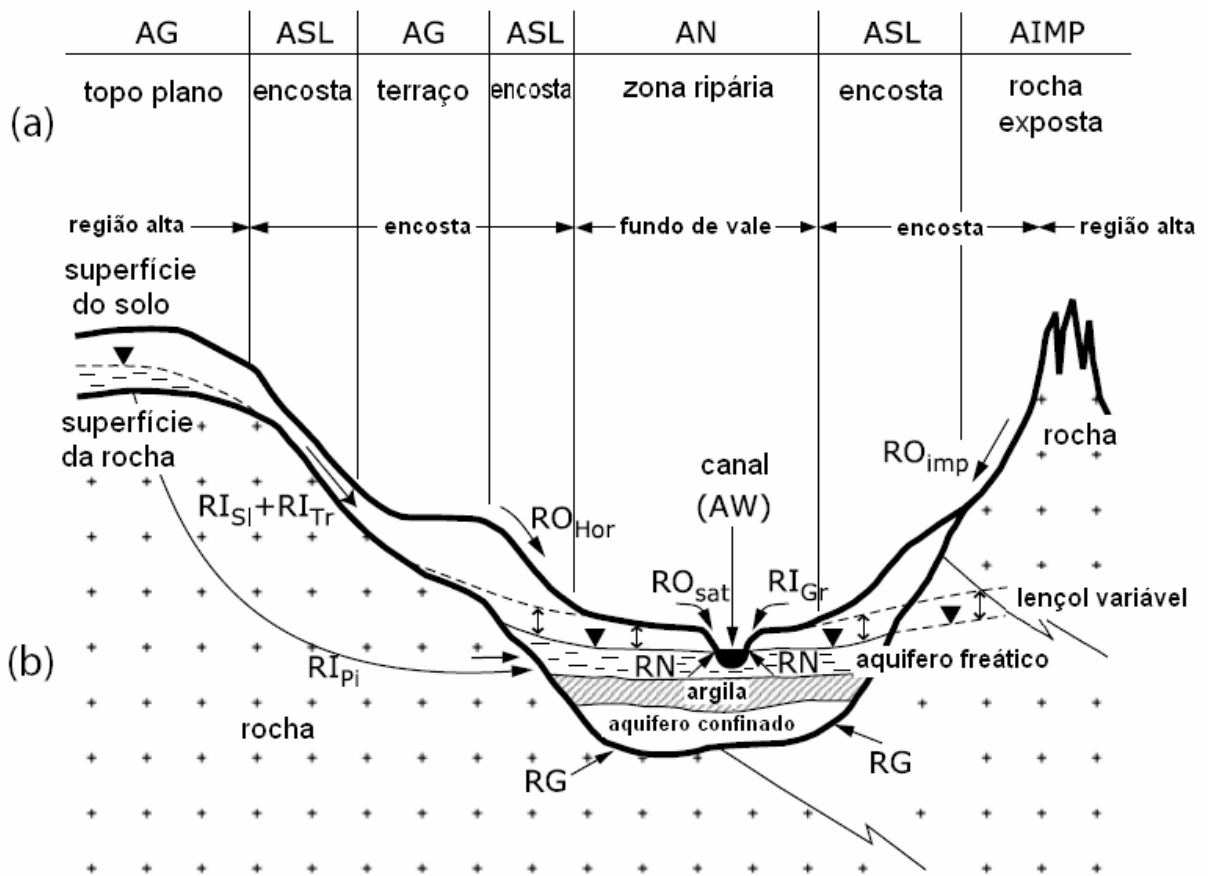
Assim, unidades de paisagem com uma combinação similar de clima, topografia, solo e vegetação tendem a gerar respostas hidrológicas similares, sendo chamadas de unidades de resposta hidrológica (BRACKEN e CROKE, 2007) ou hidrotopos (BECKER, 2005). A

Figura 5.6 apresenta a relação entre mecanismos de geração de escoamento com estas unidades de paisagem.

Da Tabela 5.1 consta um resumo das principais características dos mecanismos de geração de escoamento e das unidades de paisagem as quais estão relacionados.

Como estas unidades de resposta hidrológica, especialmente estanques, nem sempre apresentam evidente conexão via processos hidrológicos, o conhecimento dos padrões espaciais desses processos ganha importância no conceito de conectividade hidrológica.

Figura 5.6 Mecanismos de geração de escoamento e unidades de resposta hidrológica



Fonte: Becker, 2005

Tabela 5.1 Mecanismos de geração de escoamento e características principais das unidades de resposta hidrológica

RO	Escoamento superficial Escoamento com resposta rápida, que ocorre sobre a superfície do solo sendo originado pelo total de precipitação que ocorre diretamente sobre os rios, superfícies impermeáveis ou saturadas, ou por parte da precipitação em superfícies com baixa permeabilidade.
RO _{Hor}	Escoamento superficial por exceder à infiltração (Hortoniano), ocorre quando a intensidade da precipitação supera a capacidade de infiltração do solo (alta variabilidade espacial). Caracterizado por: solo exposto ou agrícola, regiões áridas ou semi-áridas, precipitação intensa.
RO _{imp}	Escoamento superficial de áreas impermeáveis como superfície rochosa, pavimentações, construções, etc. Grandes áreas contínuas em todos os tipos climáticos. Após pequenas perdas iniciais, toda a precipitação é convertida em escoamento superficial.
RO _{sat}	Escoamento superficial por saturação (Dunniano) com área variável de afluência, ocorre quando a superfície freática intersecta a superfície do solo. Nas áreas saturadas a totalidade da precipitação é convertida em escoamento superficial. Precipitações de baixa intensidade e longa duração. Caracterizado por: zona ripária próxima ao rio, fundo de vale plano com vertente côncava, nível freático elevado, regiões de clima úmido.
RI	Escoamento subsuperficial (escoamento interno) Escoamento com velocidade de resposta intermediária que ocorre no interior do solo (manto de alteração) e contribui através da exfiltração da água na parte inferior das vertentes ou diretamente nos canais. Moderadamente variável no tempo, durante e após os eventos hidrológicos.
RI _{SI}	Escoamento subsuperficial por caminhos preferenciais (p.ex. macroporos, <i>pipes</i>) e em camadas altamente permeáveis sobre camadas de impedimento (p.ex. superfície rochosa)
RI _{Tr}	Translação de “onda de pressão” através de uma camada de solo temporariamente saturado.
RI _{Pi}	Fluxo de pistão = translação de “onda de pressão” através da rocha, entre um reservatório elevado e o aquífero no fundo do vale, quando uma conexão hidráulica é estabelecida.
RN	Escoamento subsuperficial direto do aquífero raso do vale para o sistema de canais.
RI _{Gr}	Incremento de escoamento subsuperficial direto para o sistema de canais, provocado pela elevação temporária da superfície freática.
RG	Escoamento subterrâneo Escoamento com resposta extremamente lenta, que ocorre através da rocha, alimentado pela percolação profunda, constituindo-se em importante contribuição para manutenção da vazão em períodos de estiagem. Apresenta taxas pequenas e praticamente constantes de variação no tempo.
Sub-unidades de paisagens típicas (hidrotopos)	
AG	Áreas permeáveis com lençol freático profundo que o sistema radicular não alcança.
AN	Áreas úmidas, com lençol freático próximo à superfície.
AW	Superfície líquida (rios, lagos, etc.).
ASL	Áreas de encosta com elevado potencial de geração de escoamento superficial e subsuperficial.
AIMP	Áreas impermeáveis ou com baixa permeabilidade, p.ex. rocha exposta, solos argilosos e superfícies seladas.

Fonte: modificado de Becker, 2005

5.3 Conectividade hidrológica

O conceito de conectividade é largamente utilizado na biologia e, como apresenta caráter inverso de isolamento, é obviamente reconhecido como um fator fundamental na determinação da distribuição das espécies. Neste sentido, a conectividade da paisagem (MERRIAM, 1984) enfatiza a interação entre os atributos das espécies e a estrutura da paisagem na determinação dos movimentos da biota entre fragmentos de habitat.

Em uma perspectiva mais geral de ecologia da paisagem, conectividade pode ser definida como o grau de facilidade ou impedimento, que a paisagem representa, ao movimento dos organismos entre os fragmentos de recursos (PRINGLE, 2003).

Neste contexto ecológico, Pringle (2003) define conectividade hidrológica como a mediação feita pela água na transferência de matéria, energia e/ou organismos dentro ou entre elementos do ciclo hidrológico. Afirma, ainda, que o termo conectividade é amplamente utilizado para descrever as interações em paisagens fluviais, destacando que nestes ambientes, estas interações possuem quatro dimensões, sendo uma temporal e três espaciais: longitudinal (cabeceira de drenagem - estuário), lateral (ambiente fluvial – zona riparia/planície de inundação) e, vertical (ambiente fluvial – água subterrânea).

Para Bracken e Croke (2007) o termo “conectividade” tem tido uma aplicação crescente em hidrologia e geomorfologia, podendo-se classificar os diversos estudos nestas áreas em três tipos principais: (1) conectividade da paisagem, que trata do acoplamento das unidades de paisagem física dentro da bacia hidrográfica; (2) conectividade hidrológica, que se refere à dinâmica da água entre unidades de paisagem e que gera algum tipo de resposta hidrológica; e (3) conectividade sedimentológica, que diz respeito à transferência física de sedimentos e poluentes agregados através da bacia hidrográfica, com relação estreita com o conceito de “taxa de transferência de sedimentos” (*sediment delivery ratio*).

Ainda segundo Bracken e Croke (2007), em um sentido mais amplo a conectividade hidrológica envolve cinco componentes principais: (1) clima, que define o ambiente em termos de biogeografia e intensidade e duração da precipitação; (2) potencial de geração de escoamento da vertente, envolvendo relevo, capacidade de infiltração, umidade antecedente, rugosidade da superfície, vegetação e uso do solo, e variabilidade temporal; (3) posição na paisagem, envolvendo características como comprimento da encosta e distância do exutório; (4) caminhos de transferência, envolvendo os caminhos preferenciais dos fluxos superficiais, subsuperficiais e subterrâneos; e (5) tamponamento lateral, como por exemplo, o propiciado pela zona ripária.

Nota-se a extrema complexidade envolvendo a conectividade hidrológica, a qual relaciona, nas escalas de tempo e espaço, os padrões espaciais com a dinâmica da água na paisagem. Entender estes padrões espaciais e suas relações com os mecanismos de geração de escoamento requer uma análise integrada, evidenciando-se além dos processos hidrológicos, também os condicionantes principais oriundos dos demais atributos da paisagem.

Em termos metodológicos, pode-se identificar duas linhas de investigação, com representações estáticas e dinâmicas da conectividade hidrológica. Por estática, entende-se o estudo de padrões espaciais, como as “unidades de resposta hidrológica” ou “superfícies hidrologicamente similares” (KIRKBY et al, 2002) que podem ser identificadas, classificadas e hierarquizadas a partir de atributos da paisagem e de sua localização e distribuição espacial. A conectividade hidrológica dinâmica pode tratar tanto das mudanças em longo prazo, como alteração no uso do solo, quanto de curto prazo, como mudança nas condições iniciais de umidade que resultam em respostas não lineares das vertentes e microbacias para as precipitações. Os aspectos dinâmicos de conectividade são mais difíceis de quantificar, mas eles são possivelmente mais importantes do que elementos estáticos, porque é a combinação de elementos estáticos e dinâmicos de sistemas conectados vertente-canal que oferece uma representação realista da conectividade hidrológica em paisagens naturais (BRACKEN e CROKE, 2007).

Trabalhos recentes sobre mecanismos de geração de escoamento têm mostrado uma complexidade maior envolvendo estes processos que o proposto nos modelos clássicos de escoamento por excesso de infiltração (hortoniano) e por área variável de afluência (AVA), apresentados no item anterior.

Neste sentido alguns autores apontam para a necessidade de uma discussão pós-AVA (McDONNELL, 2003; AMBROISE, 2004), sendo a conectividade hidrológica uma forma promissora para incorporar a complexidade dos processos hidrogeomorfológicos e fazer a integração dos mecanismos de geração de escoamento com as características da paisagem (BRACKEN e CROKE, 2007). Destaca-se que avanços nesta direção demandam também avanços em monitoramento e modelagem integrados e totalmente distribuídos.

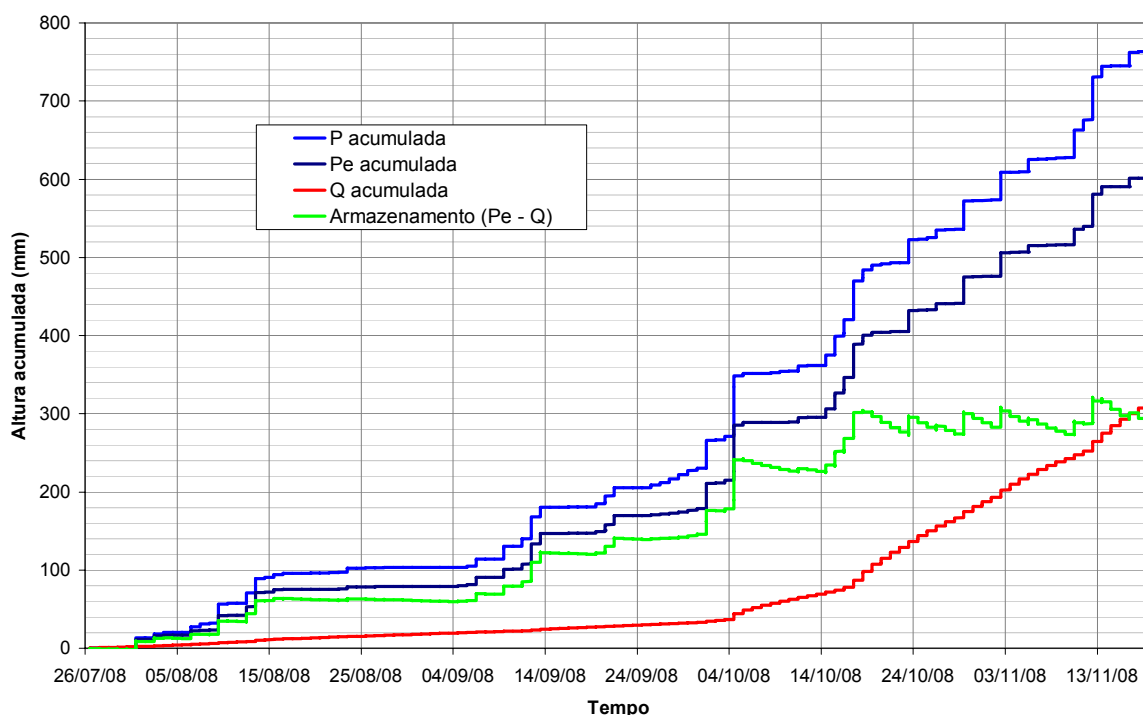
5.4 Geração de escoamento na bacia do rio Saci

5.4.1 Separação do escoamento

No período de 26 de julho a 18 de novembro de 2008, a precipitação total (P) foi de 764 mm, a precipitação efetiva (Pe) de 602 mm, o escoamento total (Q) de 310 mm e a evapotranspiração potencial calculada pelo método de Penman modificado (SANTOS, 2001) foi de 315 mm. Descontadas as perdas por interceptação pela vegetação ($Iv=P-Pe$), de 162 mm, e desprezando-se, a título de ilustração, as perdas por evaporação do solo e transpiração da vegetação, obtém-se um armazenamento de água na bacia ($Pe - Q$) de 292 mm. Observando-se o comportamento destes dados na Figura 5.7, nota-se que o armazenamento máximo da bacia no período foi em torno de 300 mm, sendo que quando este patamar foi atingido, em meados de outubro, manteve-se praticamente constante e a precipitação subsequente foi convertida em escoamento.

Nas análises deste capítulo serão considerados os dados de precipitação efetiva (Pe) ou não interceptada, composta das parcelas de precipitação interna mais o escoamento de tronco. Ou seja, o total de precipitação que efetivamente chegou à superfície do solo e participou dos processos de escoamento.

Figura 5.7 Totais acumulados de precipitação, vazão e armazenamento na bacia



A vazão total do rio no exutório é composta por várias parcelas classificadas conforme a proveniência da água: superficial, subsuperficial e subterrânea. 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 mais próxima à superfície e tem velocidade de escoamento em geral superior ao escoamento subterrâneo, mas inferior ao escoamento superficial.

A separação dos escoamentos pode ser feita a partir de certas características do hidrograma observado. Essa separação compreende duas fases distintas, sendo definição do início e fim do escoamento e escolha da forma do hidrograma unindo esses pontos.

A definição dos pontos de início e fim de determinado tipo de escoamento é baseada no comportamento do hidrograma. O ponto de início do escoamento superficial, por exemplo, é facilmente localizado por ser o início do crescimento da vazão após algum tempo do início de um evento de precipitação. A determinação do ponto final baseia-se nas características da recessão do tipo de escoamento em análise.

A vazão, Q , do hidrograma foi separada em três componentes, sendo vazão de base ou subterrânea, Q_G , entendida como a parcela do escoamento que provêm da camada rochosa, RG; vazão subsuperficial ou interna, Q_I , entendida como o escoamento que provêm do interior do solo hidrológico, RI; e vazão superficial ou rápida, Q_O , entendida como o escoamento pela superfície do solo, RO, e também eventualmente composta por parcelas do escoamento subsuperficial rápido por caminhos preferenciais, RI_{SI} , visto que estes são de difícil separação via inspeção de hidrograma. Assim,

$$Q_{(t)} = Q_{G(t)} + Q_{I(t)} + Q_{O(t)} \quad (5.1)$$

Para a separação da vazão de base ou subterrânea, Q_G , considerou-se que a mesma é igual a Q nos períodos secos. Nos períodos úmidos adotou-se um valor constante de 0,018 L/s.km².h como taxa de incremento da vazão de base, r_G , durante os eventos, admitindo-se que a mesma é aproximadamente igual a taxa de recessão das vazões dos períodos longos entre eventos. Assim,

$$r_G = \frac{Q_G}{dt} \quad (5.2)$$

$$Q_{G(t)} = Q_{(t_i)} + r_G \cdot (t - t_i) \quad (5.3)$$

onde $Q(t_i)$ é a vazão no início do período considerado, admitindo-se $Q=Q_G$. O ponto final da separação do escoamento de base, t_{Gf} , será dado quando a condição $Q=Q_G$ for novamente atingida.

Este método da taxa constante foi utilizado pioneiramente por Hewlett e Hibbert (1967), que adotaram o valor $0,55 \text{ L/s.km}^2.\text{h}$ para separar o hidrograma em dois componentes (escoamento superficial e de base) de pequenas bacias florestais em região úmida. Posteriormente foi amplamente adotado em outros estudos, sendo que o valor da taxa de incremento das vazões depende das condições locais.

Para a separação da vazão superficial, Q_O , da parcela correspondente à soma das vazões subsuperficiais e subterrânea, $(Q_I + Q_G)$, o método da taxa constante única não apresentou bons resultados para a bacia do rio Saci, em função de disparidades entre os eventos, decorrentes possivelmente da grande variação nas condições iniciais de umidade.

Assim, a separação da parcela $(Q_I + Q_G)$ foi realizada por inspeção visual dos hidrogramas dos eventos, sendo o ponto final da contribuição da vazão superficial, Q_O , definido na mudança de inclinação das recessões plotadas em escala logarítmica. Neste caso, assume-se que a camada de solo e de rocha são reservatórios lineares de forma que $(Q_I + Q_G)$ é proporcional ao volume armazenado. Assim,

$$(Q_I + Q_G)_{(t)} = (Q_I + Q_G)_{(t_0)} e^{-\alpha(t-t_0)} \quad (5.4)$$

onde α é o coeficiente de depleção da soma dos escoamentos subsuperficial e subterrâneo.

Reescrevendo a equação (5.4) para isolar a constante de recessão, têm-se:

$$\alpha_j = \frac{1}{\Delta t} \ln \frac{(Q_I + Q_G)_{(j+1)}}{(Q_I + Q_G)_{(j)}} \quad (5.5)$$

onde α_j é a constante de recessão para o instante j ; Δt é o intervalo de tempo; e $(Q_I + Q_G)_{(j)}$ é a vazão no instante j .

Aplicando-se a equação (5.5) às vazões observadas, os valores calculados de α_j devem se tornar constantes ($\alpha_j = \alpha_{j+1} = \alpha_{j+2} = \dots$) indicando o final de Q_O e a contribuição ao hidrograma apenas da parcela $(Q_I + Q_G)$. Obtêm-se assim, o ponto final da separação do escoamento subsuperficial, t_{If} .

Para a identificação de t_{lf} foi utilizado o chamado método gráfico, que consiste em plotar o hidrograma em um gráfico com o logaritmo das vazões contra o tempo, de forma a dispor em linha reta as vazões devidas exclusivamente à parcela $(Q_I + Q_G)$.

Neste caso, a taxa de incremento da vazão da parcela $(Q_I + Q_G)$, r_I , terá um valor variável por evento, sendo:

$$r_I = \frac{(Q_I + Q_G)}{dt} \quad (5.6)$$

$$(Q_I + Q_G)_{(t)} = (Q_I + Q_G)_{(t_i)} + r_I \cdot (t - t_i) \quad (5.7)$$

Os volumes totais escoados correspondentes são dados por:

$$V_G = \int_{t_{gi}}^{t_{gf}} Q_{G(t)} \cdot dt \quad (5.8)$$

$$V_I = \int_{t_{ni}}^{t_{nf}} (Q_I + Q_G)_{(t)} \cdot dt - V_G \quad (5.9)$$

$$V_O = \int_{t_{oi}}^{t_{of}} Q_{(t)} \cdot dt - V_I - V_G \quad (5.10)$$

onde V_G é o volume do escoamento subterrâneo; V_I é o volume do escoamento subsuperficial; e V_O é o volume do escoamento superficial.

Para analisar os mecanismos de geração de escoamento foram utilizados todos os eventos com precipitação efetiva superior a 5 mm, totalizando 20 eventos no período utilizado nesta pesquisa. A Figura 5.8 mostra o fluviograma com a série de vazões observadas, juntamente com precipitação acumulada separada por eventos. Mostra ainda as vazões separadas por tipo de escoamento.

A Figura 5.9 mostra as mesmas séries de vazões juntamente com os níveis observados nos poços com monitoramento automático.

Na Figura 5.10 são mostradas as curvas de permanência das vazões, separadas por tipo de escoamento, e dos níveis dos poços P5 e P8. Nota-se que o escoamento superficial correspondeu a 10% do volume total escoado da bacia, e sua ocorrência manteve-se em cerca de 12% do tempo, sendo que o nível dos poços manteve-se positivo, acima da superfície do solo, por 7% e 18% do tempo em P5 e P8, respectivamente. Destaca-se a coerência dos resultados, principalmente com os níveis positivos em P5, cuja localização é mais próxima da cabeceira de drenagem.

Figura 5.8 Série de vazões observadas e precipitação efetiva acumulada por evento

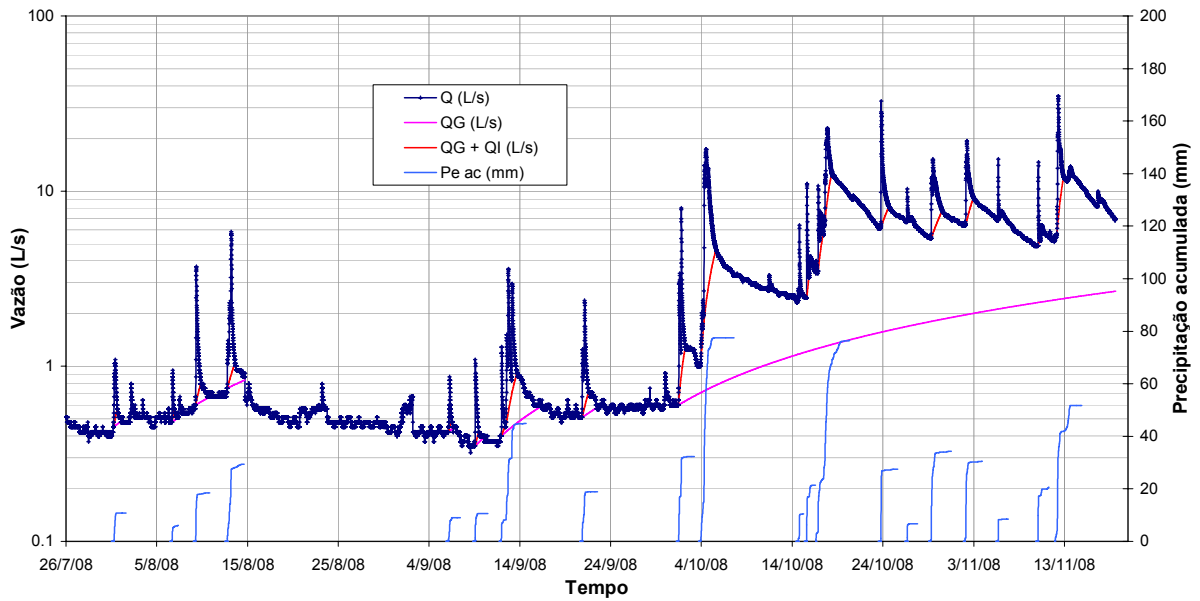
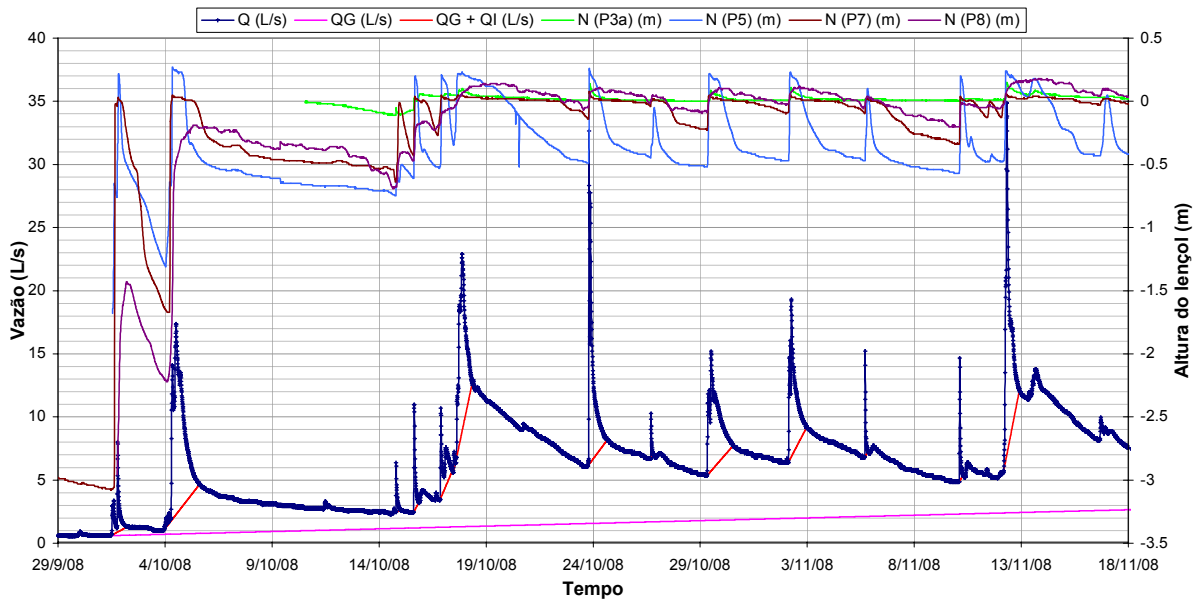


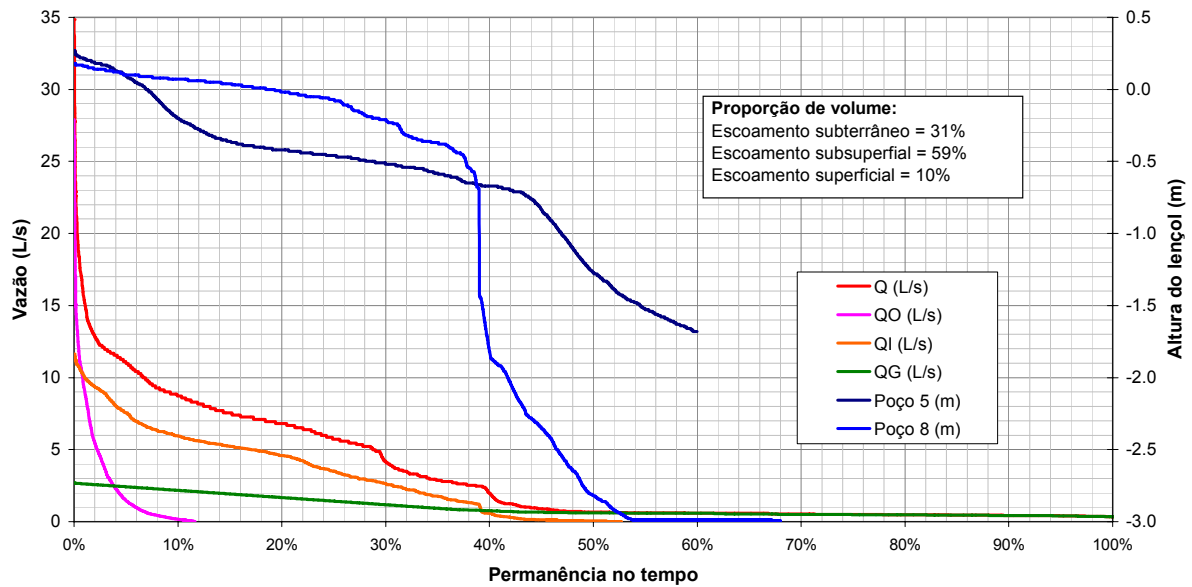
Figura 5.9 Séries de vazões e níveis de poços observados



A mesma coerência é observada analisando-se o escoamento subsuperficial, que correspondeu a 59% do volume total escoado, cuja ocorrência manteve-se por cerca de 50% do tempo, tendo um comportamento muito próximo dos níveis observados do lençol freático. Destaca-se que a interrupção nas linhas correspondentes aos níveis do lençol deve-se a ausência de água no poço e não a falhas de leitura.

Esta predominância do escoamento subsuperficial esta coerente com o encontrado na literatura para bacias com características similares a do rio Saci, com pequena área de drenagem, solo profundo, cobertura florestal e clima úmido.

Figura 5.10 Curva de permanência das vazões e dos níveis dos poços



5.4.2 Análise dos eventos

Os hidrogramas constam do (ANEXO I), onde são plotadas para cada evento as vazões separadas por tipo de escoamento, juntamente com a precipitação efetiva, transporte de sedimentos e níveis do lençol freático observados nos poços com monitoramento automático.

A Tabela 5.2 mostra as principais características dos eventos quanto à precipitação e o escoamento superficial. É apresentada a precipitação efetiva total do evento juntamente com os valores de intensidade máxima de precipitação efetiva observadas no evento em 10 e 30 minutos, chamadas $Pe_{(10)}$ e $Pe_{(30)}$, respectivamente. Constam também as vazões observadas no início dos eventos; a duração, o volume e a altura do escoamento superficial; a proporção do escoamento superficial em relação à precipitação efetiva; e a área mínima de contribuição para o escoamento superficial.

A precipitação efetiva total dos eventos variou entre 5,8 e 77,5 mm, com intensidade máxima de 57,6 mm/h em 10 minutos no evento 19 e de 38,6 mm/h em 30 minutos no evento 14. Quanto à vazão inicial pode-se identificar três períodos distintos, sendo um período seco com valores aproximadamente constantes e inferiores a 1 L/s até o evento 9, um período intermediário com crescimento sistemático das vazões iniciais entre os eventos 10 e 13, e um período úmido com valores aproximadamente constantes em torno de 6 L/s a partir do evento 14.

Tabela 5.2 Características dos eventos quanto a precipitação efetiva e escoamento superficial

N.	Data	<i>Pe</i>	<i>Pe</i> ₍₁₀₎	<i>Pe</i> ₍₃₀₎	Q (início)		Escoamento Superficial (<i>R_O</i>)				<i>A_{sc}</i>	
		(mm)	(mm/h)	(mm/h)	(L/s)	(mm/h)	Duração (h)	<i>V_O</i> (m ³)	<i>R_O</i> (mm)	<i>R_O/Pe</i> (%)	(m ²)	(%)
1	31/07/08	10,8	4,2	3,4	0,45	0,016	09:00	9,6	0,09	0,88	896	0,9
2	06/08/08	5,8	6,0	4,7	0,48	0,017	04:20	3,2	0,03	0,55	557	0,5
3	09/08/08	18,4	18,0	12,8	0,60	0,021	13:40	40,3	0,40	2,15	2189	2,2
4	12/08/08	29,4	10,8	9,0	0,75	0,027	20:20	79,1	0,78	2,65	2695	2,6
5	06/09/08	9,0	3,0	2,8	0,42	0,015	07:50	4,3	0,04	0,47	477	0,5
6	09/09/08	10,6	24,0	11,1	0,35	0,012	09:10	8,3	0,08	0,77	785	0,8
7	11/09/08	44,9	19,8	11,5	0,40	0,014	41:00	88,0	0,86	1,93	1960	1,9
8	20/09/08	18,8	9,6	7,7	0,51	0,018	17:00	30,1	0,30	1,57	1603	1,6
9	01/10/08	32,2	42	20,6	0,60	0,021	18:10	81,0	0,80	2,47	2516	2,5
* 10	03/10/08	77,5	22,2	20,0	1,04	0,037	63:40	696,7	6,84	8,83	8989	8,8
11	14/10/08	10,4	30,6	15,1	2,38	0,084	07:30	18,4	0,18	1,74	1767	1,7
12	15/10/08	21,4	37,2	25,5	2,46	0,087	05:30	50,4	0,50	2,31	2356	2,3
* 13	16/10/08	76,6	23,4	20,5	3,49	0,123	35:30	521,6	5,12	6,69	6810	6,7
* 14	23/10/08	27,5	87	38,6	6,12	0,216	22:40	369,0	3,63	13,18	13419	13,2
15	26/10/08	6,7	22,2	11,2	6,67	0,236	03:00	12,6	0,12	1,85	1884	1,9
* 16	29/10/08	34,3	27	19,7	5,35	0,189	29:00	364,9	3,58	10,45	10638	10,5
* 17	02/11/08	30,5	25,8	20,4	6,39	0,226	20:20	295,1	2,90	9,50	9674	9,5
18	05/11/08	8,4	42	16,3	6,81	0,241	03:20	24,4	0,24	2,86	2910	2,9
19	10/11/08	20,6	57,6	31,2	4,87	0,172	04:10	37,1	0,36	1,77	1801	1,8
* 20	12/11/08	51,8	19,8	17,5	5,73	0,203	17:30	504,1	4,95	9,56	9732	9,6

* Evento misto, com contribuição ao *R_O* de áreas saturadas além da zona ripária.

Conforme apresentado no item 4.3, as condições de infiltração do solo e as intensidades de precipitação efetiva observadas, indicam a impossibilidade de ocorrência de escoamento superficial hortoniano na bacia, sendo, portanto, o escoamento superficial gerado exclusivamente por áreas saturadas.

Partindo-se desta premissa foi calculada a área saturada de contribuição para o escoamento superficial por evento, conforme proposto originalmente por Dickinson e Whiteley (1970), sendo:

$$A_{sc} = \frac{1000 \cdot V_O}{Pe} \quad (5.11)$$

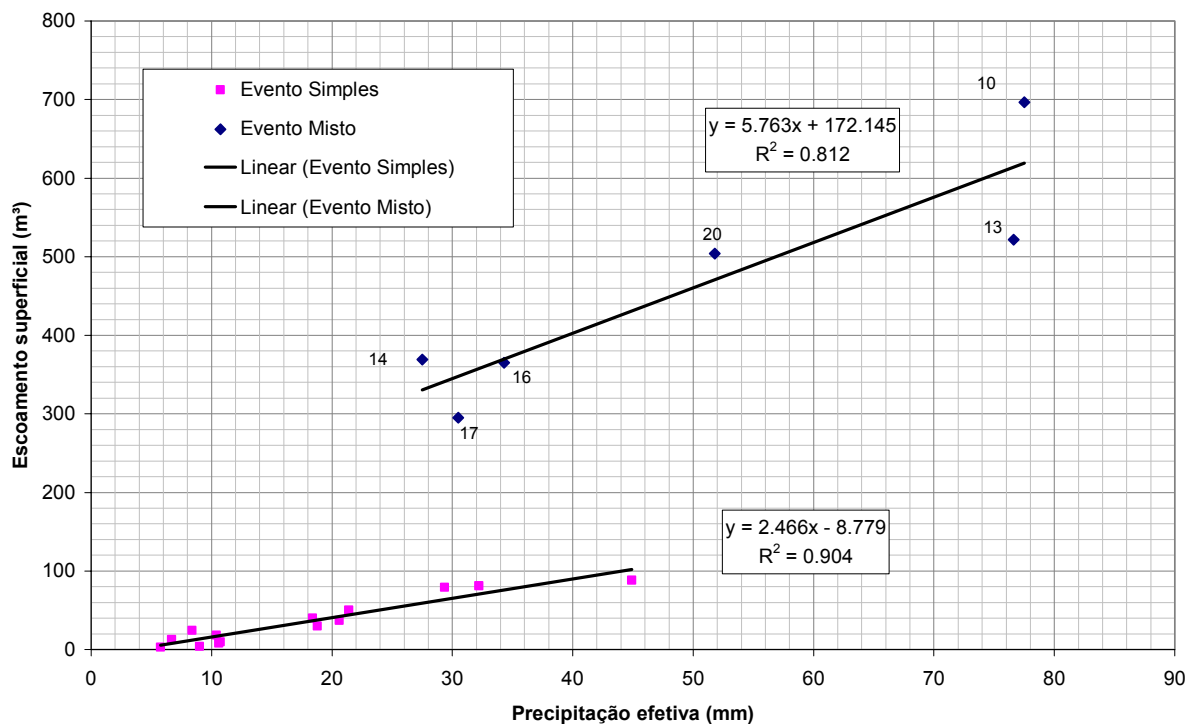
onde *A_{sc}* é a área de contribuição para o escoamento superficial por saturação (m²); *V_O* é o volume do escoamento superficial do evento (m³); e *Pe* é a precipitação efetiva total do evento (mm).

Os valores de área saturada de contribuição constam da Tabela 5.2, tendo variado de 477 m² no evento 5, até 13419 m² no evento 14, correspondendo a 0,5% e 13,2% da área da bacia, respectivamente. Nota-se que a proporção de área saturada da bacia é igual à proporção

entre R_O e Pe , ou seja, assume-se que toda precipitação efetiva sobre a área saturada é convertida em escoamento superficial.

A Figura 5.11 mostra a relação entre precipitação efetiva total e o volume do escoamento superficial, onde nota-se a formação de dois grupos com comportamento distinto. O primeiro grupo engloba indistintamente todos os eventos com Pe inferior a 25 mm e o segundo grupo todos os eventos com Pe superior a 50 mm, independente das condições iniciais de umidade na bacia em ambos os casos. Por outro lado, os eventos com Pe entre 25 e 50 mm, mostraram um comportamento totalmente dependente das condições iniciais de umidade, sendo que em períodos secos alinham-se com os “eventos simples” e em condições úmidas com os “eventos mistos”.

Figura 5.11 Relação entre precipitação efetiva total e escoamento superficial



No gráfico da Figura 5.11, o coeficiente angular da reta de regressão indica a área saturada máxima de contribuição para o escoamento superficial (DICKINSON e WHITELEY, 1970; WICKEL, GIESEN e SÁ, 2007). Assim, o comportamento linear dos “eventos simples” sugere que o escoamento superficial nestes casos foi gerado por uma área de contribuição não variável, com tamanho fixo de 2466 m². Esta área de contribuição coincide aproximadamente com o tamanho do fundo do vale encaixado da bacia, correspondente à zona ripária com área 2581 m².

Esta correspondência entre os tamanhos das áreas, o alinhamento dos dados no gráfico com $R^2 = 0,9$, associado ao conhecimento de campo e aos dados dos DES e dos níveis dos poços, tornam bastante robusta a hipótese de que nos “eventos simples” o escoamento superficial é gerado exclusivamente por uma área de contribuição não variável. Esta área corresponde à zona ripária, localizada junto dos canais perenes de escoamento no fundo do vale encaixado, a qual possui solo hidromórfico sempre saturado e extremamente permeável, com profundidade máxima de meio metro.

Considerando-se a regressão linear também para os “eventos mistos”, obtém-se que o escoamento superficial nestes eventos provém de uma área de 5763 m². Nestes eventos a área saturada de contribuição é superior ao dobro daquela dos eventos simples. Neste caso, o número pequeno de eventos não permite afirmar que esta área possua um tamanho fixo, apesar do alinhamento aproximadamente linear dos dados. Observações de campo e os dados de DES e do nível dos poços indicam o contrário, que o tamanho da área saturada varia com a magnitude do evento. Assim, nos “eventos mistos” o escoamento superficial aflui de uma área saturada de tamanho fixo correspondente à zona ripária, e de uma área saturada variável complementar, cujo tamanho depende da magnitude do evento e das condições iniciais de umidade da bacia.

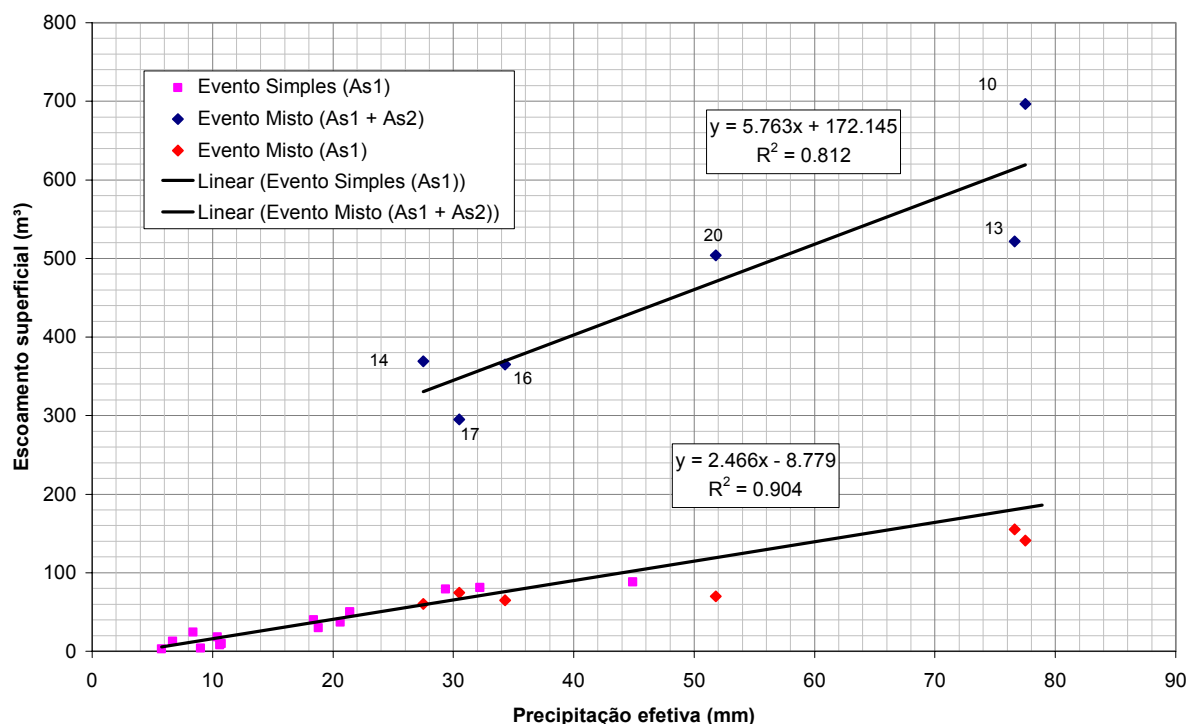
Analisando-se as figuras apresentadas no (ANEXO I), nota-se que os hidrogramas dos seis “eventos mistos” (eventos 10, 13, 14, 16, 17 e 20) sempre apresentam um segundo pico (pico atrasado) no hidrograma, independente da distribuição temporal da precipitação. Esta característica está bastante evidente no evento 14, onde uma precipitação intensa e bem concentrada gerou dois picos bem separados no hidrograma. Embora de forma menos didática, esta característica também é claramente observada nos eventos 10, 16 e 17. Nos eventos 13 e 20, embora presente, é menos evidente em função da distribuição temporal da precipitação.

Considerando-se o tempo de pico, definido como o tempo entre a intensidade máxima de precipitação do evento e o pico do hidrograma, nota-se que nos “eventos mistos” o primeiro pico apresenta tempo de pico compatível com os “eventos simples” e o segundo pico apresenta sempre tempos mais longos.

Estas características dos eventos mistos indicam que na primeira subida do hidrograma o escoamento superficial aflui apenas da área saturada correspondente à zona ripária (As1), a exemplo dos eventos simples, enquanto que na segunda subida, que gera o pico atrasado, o escoamento superficial provém de outra área saturada (As2) aparentemente desconectada da primeira (As1). Para confirmar esta hipótese, nos eventos mistos foram separados “a

sentimento” o escoamento superficial relativo ao primeiro pico, ou primeira resposta do hidrograma advinda da As1, cujos volumes correspondentes constam da Figura 5.12, juntamente com os mesmos dados da Figura 5.11. Nota-se que os volumes dos eventos mistos provenientes exclusivamente da As1 alinham-se com os valores dos eventos simples, reforçando a hipótese considerada acima.

Figura 5.12 Relação entre precipitação efetiva total e escoamento superficial em função da área de contribuição



A Tabela 5.3 apresenta características complementares dos eventos, como tempo de pico e taxa de escoamento no pico do hidrograma. Estes dados são mostrados também para os picos atrasados dos eventos mistos. É mostrada também a proporção de umidade do solo (grau de saturação) média para as 6 horas que antecedem os eventos, calculadas a partir das séries de dados de tensiometria.

Dunne (1978) analisando a resposta hidrológica de várias bacias experimentais determinou a origem do escoamento a partir de características do hidrograma, notadamente o tempo de pico e a taxa de escoamento no pico do hidrograma. Este tipo de análise vem sendo empregada e aperfeiçoada desde então a partir de dados experimentais originando “regiões” que definem os tipos de escoamento conforme apresentado na Figura 5.13 (ANDERSON e BURT, 1990; JONES, 1997; UCHIDA, KOSUGI e MIZUYAMA, 1999; UCHIDA, KOSUGI e MIZUYAMA, 2001).

Tabela 5.3 Características dos eventos quanto ao pico do hidrograma e umidade inicial

N.	Data	Pe	Grau de saturação		Q (início)		Q (pico)		Tempo de pico
		(mm)	P5 (%)	P8 (%)	(L/s)	(mm/h)	(L/s)	(mm/h)	(h)
1	31/07/08	10,8	-	-	0,45	0,016	1,09	0,039	01:00
2	06/08/08	5,8	-	-	0,48	0,017	0,95	0,034	00:50
3	09/08/08	18,4	-	-	0,60	0,021	3,69	0,131	00:30
4	12/08/08	29,4	-	-	0,75	0,027	5,86	0,207	00:50
5	06/09/08	9,0	50	43	0,42	0,015	0,87	0,031	00:50
6	09/09/08	10,6	79	47	0,35	0,012	1,09	0,039	00:10
7	11/09/08	44,9	88	51	0,40	0,014	3,59	0,127	00:40
8	20/09/08	18,8	67	54	0,51	0,018	2,38	0,084	01:00
9	01/10/08	32,2	74	56	0,60	0,021	8,01	0,283	00:30
* 10	03/10/08	77,5	84	59	1,04	0,037	14,08	0,498	01:00
**							17,34	0,613	05:20
11	14/10/08	10,4	81	63	2,38	0,084	6,39	0,226	00:10
12	15/10/08	21,4	98	74	2,46	0,087	10,97	0,388	00:30
* 13	16/10/08	76,6	98	79	3,49	0,123	10,69	0,378	00:30
**							7,55	0,267	05:50
* 14	23/10/08	27,5	96	78	6,12	0,216	32,65	1,155	00:10
**							27,76	0,982	01:30
15	26/10/08	6,7	93	78	6,67	0,236	10,27	0,363	00:10
* 16	29/10/08	34,3	95	78	5,35	0,189	11,82	0,418	00:30
**							15,21	0,538	04:10
* 17	02/11/08	30,5	95	79	6,39	0,226	14,65	0,518	00:20
**							19,33	0,684	02:40
18	05/11/08	8,4	94	78	6,81	0,241	15,21	0,538	00:10
19	10/11/08	20,6	96	75	4,87	0,172	14,65	0,518	00:10
* 20	12/11/08	51,8	96	80	5,73	0,203	21,04	0,744	00:30
**							34,85	1,233	01:30

* Evento misto, com contribuição ao R_0 de áreas saturadas além da zona ripária.

** Valores correspondentes aos picos atrasados

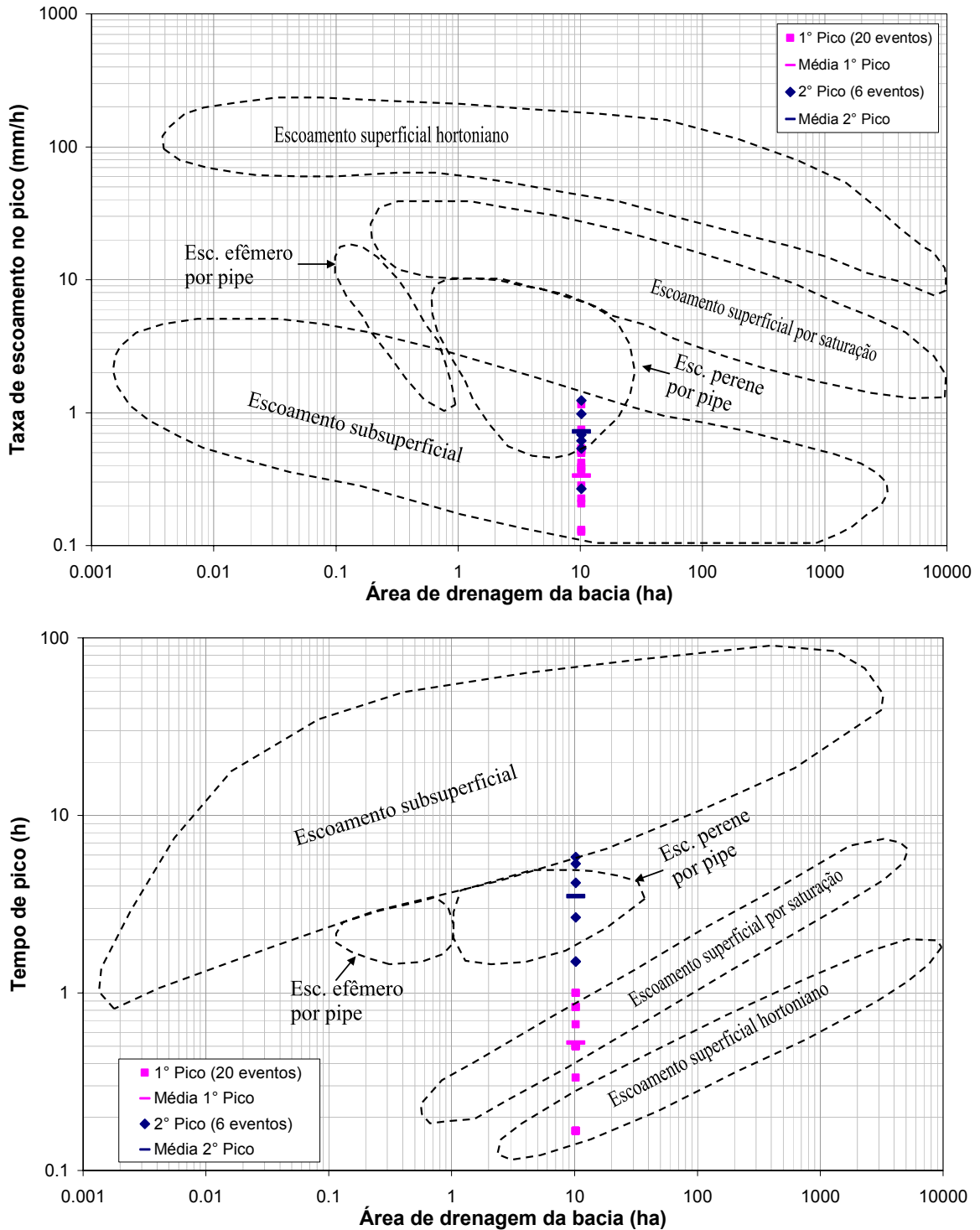
Na Figura 5.13 estão plotados os valores das características dos picos dos hidrogramas da bacia do rio Saci, sendo 20 valores correspondentes aos eventos simples e ao primeiro pico dos eventos mistos, com escoamento superficial afluindo da As1, e 6 valores relativos ao pico atrasado dos eventos mistos, com escoamento superficial afluindo também da As2.

Com relação à taxa de escoamento no pico do hidrograma, todos os valores aparecem nas regiões definidas na Figura 5.13 como escoamento subsuperficial e escoamento perene por *pipe*, sendo que os valores dos picos atrasados se enquadram melhor no segundo tipo. Considerando-se o valor médio dos eventos, pode-se definir como escoamento subsuperficial os valores dos primeiros picos e como escoamento perene por *pipe* os valores dos picos atrasados.

Embora a parcela do escoamento superficial que contribui para o “primeiro pico” provenha exclusivamente da área saturada correspondente a zona ripária, definido portanto como escoamento superficial por saturação, esta área é pouco significativa, correspondendo a

aproximadamente 2,5% da área da total da bacia. Esta área reduzida associada ao fato do escoamento da bacia ser predominantemente subsuperficial, conforme visto anteriormente, explicam o enquadramento obtido para a taxa de escoamento no pico.

Figura 5.13 Características do hidrograma e tipos de escoamento



Fonte: Tipos de escoamento definidos com base em Dunne (1978); Anderson e Burt (1990); Jones (1997); e Uchida, Kosugi e Mizuyama (2001)

Com relação ao tempo de pico, os eventos simples e os “primeiros picos” dos eventos mistos enquadraram-se dentro do esperado, com a média e a grande maioria dos valores definidos como escoamento superficial por saturação. Já para os picos atrasados, o enquadramento como escoamento perene por *pipe* está compatível com o obtido considerando-se as taxas de escoamento no pico do hidrograma.

Estes resultados sobre a existência de escoamento subsuperficial por caminhos preferenciais (*pipes*) estão coerentes com o conjunto de dados medidos e as observações de campo feitas em diversas visitas na bacia em diferentes condições de umidade. A Figura 5.14 mostra algumas fotos de *pipes* identificados na bacia do rio Saci, os quais apresentam diâmetros variados e profundidade de ocorrência sempre inferior à um metro.

Figura 5.14 Fotos de *pipes* da bacia do rio Saci



(a) *pipe* com \varnothing 5 cm e escoamento efêmero



(b) *pipe* com \varnothing 40 cm e esc. perene



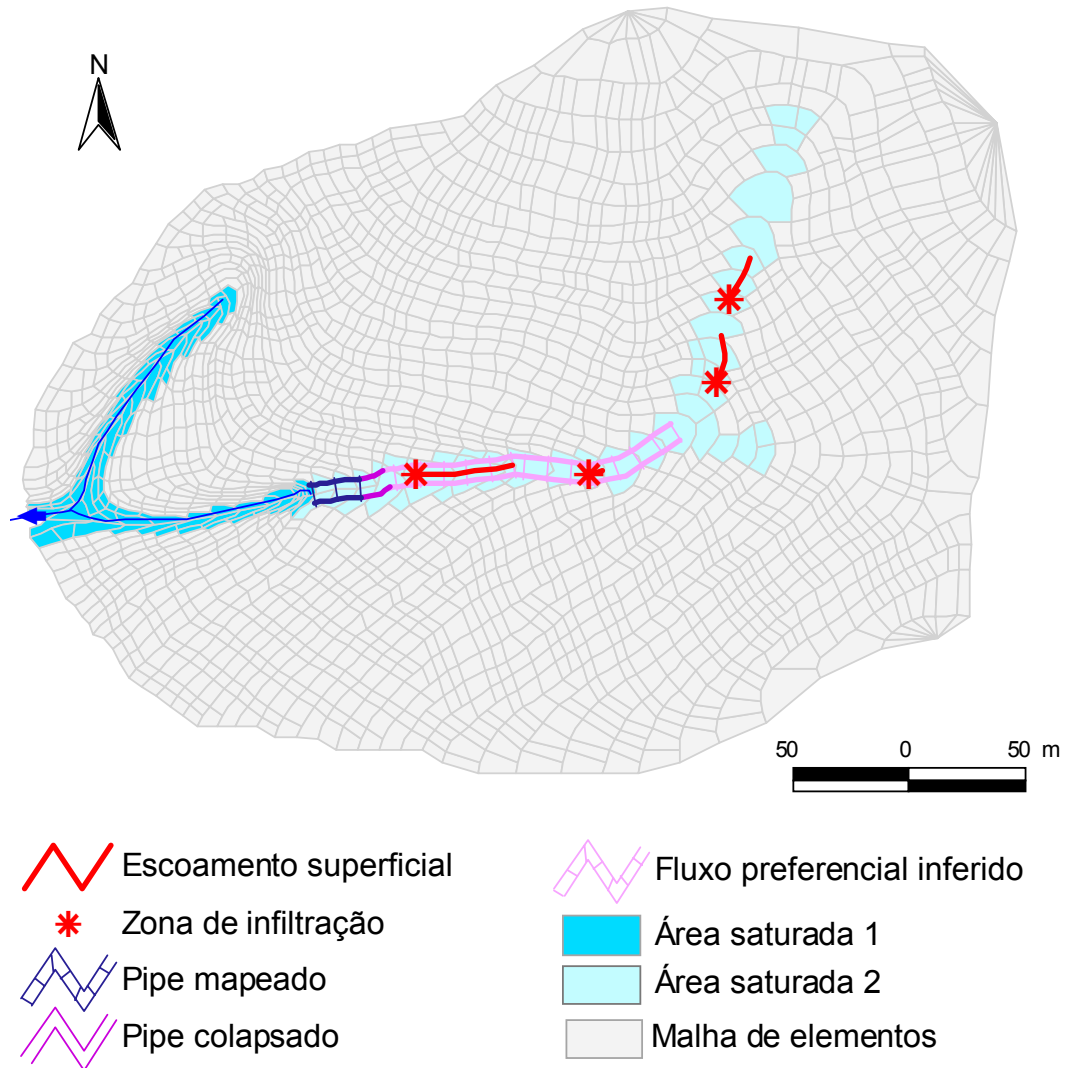
(c) saída de *pipe* com \varnothing 5 cm e escoamento efêmero



(d) *pipe* colapsado com \varnothing 30 cm e escoamento efêmero

Na Figura 5.15 é mostrado o mapa com as áreas saturadas (As1 e As2), os caminhos de escoamento preferencial (com *pipes* mapeados e inferidos), e os locais de ocorrência de vestígios de escoamento superficial concentrado. Para facilitar a representação a área saturada As2 é mostrada no mapa com um valor fixo, embora existam indícios de sua variabilidade.

Figura 5.15 Mapa de áreas saturadas e caminhos de escoamento preferencial



A localização dos *pipes* da bacia do rio Saci ocorre na região de concentração de fluxo, de forma complementar a rede de drenagem superficial no vale principal, o que está de acordo com o observado por Uchida, Kosugi e Mizuyama (2001), para quem a erosão provocada pelo movimento horizontal da água é o fator mais importante para o desenvolvimento de *pipes* em regiões de clima úmido. Ainda segundo eles a vazão máxima está limitada pelo diâmetro dos *pipes* e a vazão mínima depende da umidade do solo. Assim, a concentração de fluxo, dada pelas condições topográficas, ajusta a dimensão da rede de *pipes*, a qual é acionada eventualmente em função da umidade inicial e da magnitude do evento.

Ainda nesta região de concentração de fluxo nota-se na Figura 5.15 a presença de vestígio de escoamento superficial concentrado, com uma linha descontínua representada por quatro segmentos ao longo do vale, com indicação de zonas de infiltração ao final de cada segmento.

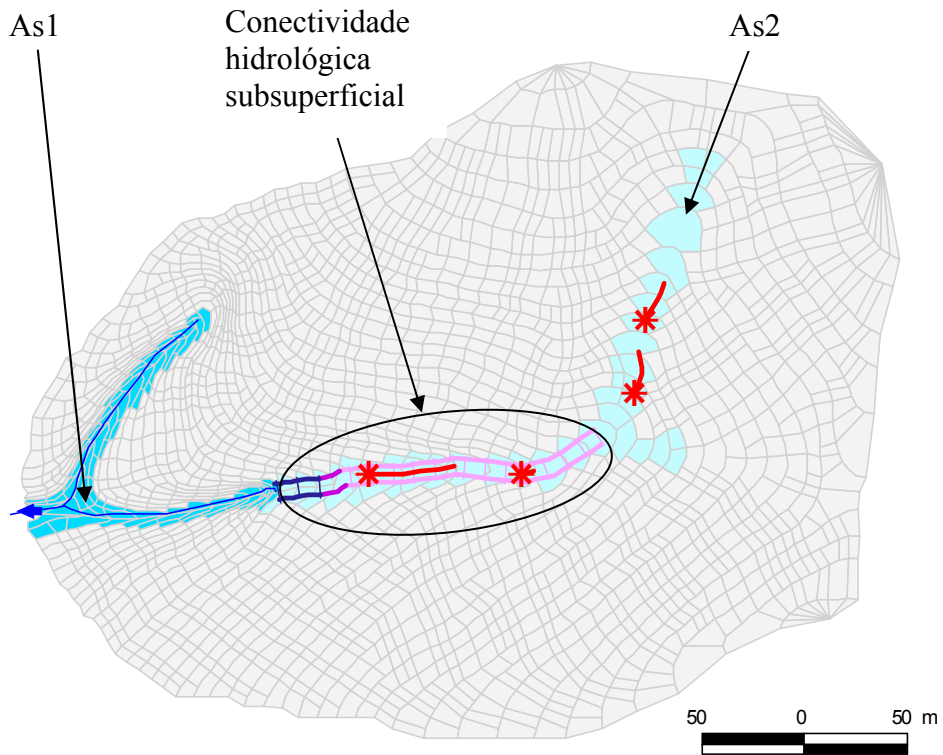
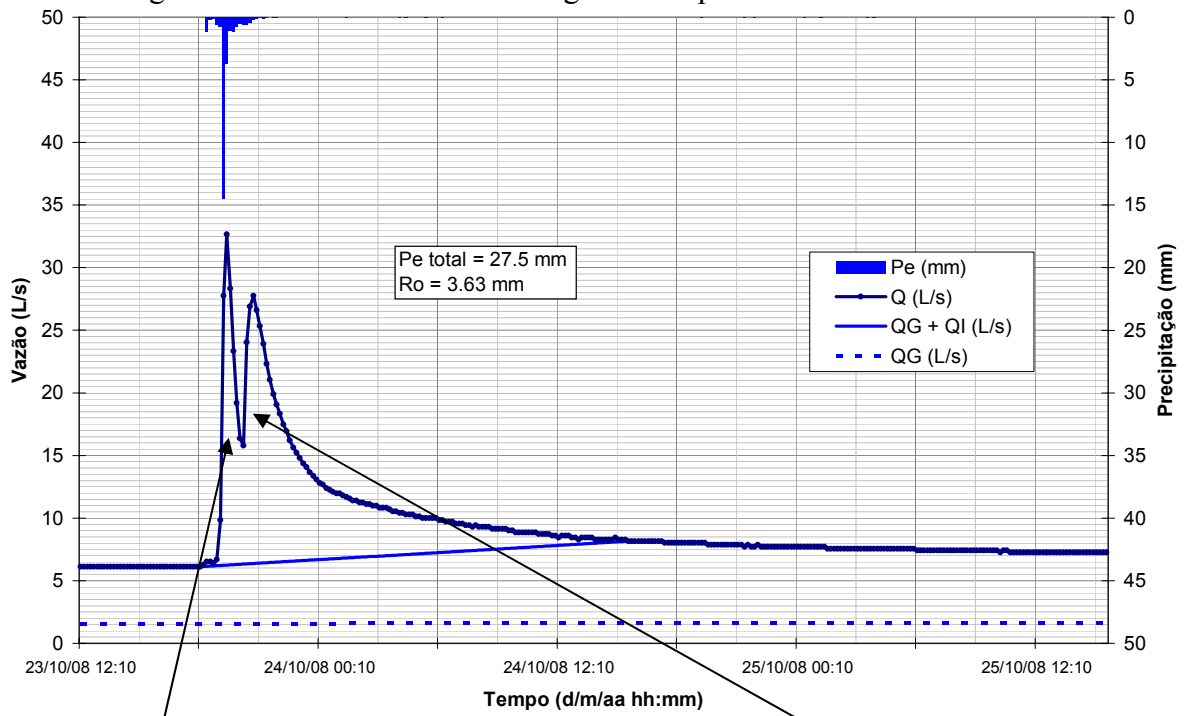
Esta descontinuidade espacial do escoamento superficial concentrado, os altos valores de K_{fs} obtidos nesta região, os *pipes* mapeados em observação de campo, e o comportamento do lençol freático observado nos poços instrumentalizados, fortalecem a hipótese da existência de uma rede de *pipes*, acionada eventualmente em função da umidade inicial e da magnitude do evento, conectando as áreas saturadas As1 e As2. Esta conexão por escoamento preferencial e a descontinuidade espacial do escoamento superficial concentrado, geram certa redução na velocidade e conseqüente atraso do escoamento gerado na As2 em relação ao gerado em As1, que leva a formação do pico atrasado nos hidrogramas dos eventos mistos.









Isso ocorre somente em grandes eventos que estão associados à formação de lençol freático raso (*perched water table*) no perfil de solo, acionando a rede de *pipes*. Por outro lado, a presença de *pipes* atua no sentido de inibir a formação de lençol freático raso (UCHIDA, KOSUGI e MIZUYAMA, 2001), o que pode ser observado no comportamento do nível do lençol freático em P5 (Figura 5.9 e (ANEXO I)), o qual apresenta resposta muito rápida e um padrão de variação temporal muito próximo do observado no hidrograma de vazões.

Portanto, esta conexão por escoamento preferencial entre as áreas saturadas revela-se um processo fundamental na geração de escoamento em grandes eventos na bacia do rio Saci. Este fenômeno pode ser definido como conectividade hidrológica subsuperficial, e está sinteticamente ilustrado na Figura 5.16.

Resumidamente tem-se que eventos mistos, com precipitação e umidade inicial elevadas, geram uma área saturada de contribuição superior ao dobro daquela dos eventos simples. Neste caso, o escoamento superficial afluí de uma área saturada de tamanho fixo correspondente à zona ripária, As1, e de uma área saturada variável complementar, As2, cujo tamanho depende da magnitude do evento e das condições iniciais de umidade da bacia. Entretanto, estas áreas são desconectadas por escoamento superficial. Neste caso, ocorre o domínio de escoamento subsuperficial, ativando um mecanismo de escoamento por caminhos preferenciais que interconectam as áreas saturadas, gerando um segundo pico no hidrograma.

Figura 5.16 Conectividade hidrológica subsuperficial na bacia do rio Saci



- | | | | |
|---|------------------------|---|-----------------------------|
|  | Escoamento superficial |  | Fluxo preferencial inferido |
|  | Zona de infiltração |  | Área saturada 1 |
|  | Pipe mapeado |  | Área saturada 2 |
|  | Pipe colapsado |  | Malha de elementos |

5.4.3 Transporte de sedimentos

Como a dinâmica do transporte de sedimentos está associada à dinâmica da água na bacia, a análise dos dados de transporte de sedimentos ajuda no entendimento dos mecanismos de geração de escoamento e de conectividade hidrológica.

A Figura 5.17 mostra a relação entre vazão e concentração de sedimentos para os 20 eventos analisados, onde pode-se inferir sobre comportamento temporal a partir das setas indicativas da ordem cronológica. Nota-se um padrão de ocorrência com concentração de sedimentos máxima nas subidas dos hidrogramas e uma redução progressiva nas recessões, onde existe uma relação mais forte entre vazão e concentração de sedimentos em suspensão. Este descolamento entre produção de água e de sedimentos pode ser observado também nos gráficos dos eventos no (ANEXO I), onde os sedimentogramas possuem formato similar aos hidrogramas na subida e recessões rápidas e adiantadas em relação às vazões.

McGlynn e McDonnell (2003) encontraram um comportamento similar para a dinâmica temporal dos escoamentos oriundos da vertente e da zona ripária (Figura 5.18), onde a subida do hidrograma deve-se à contribuição da zona ripária, que produz as maiores taxas de escoamento, e as recessões recebem taxas menores de escoamento proveniente das vertentes.

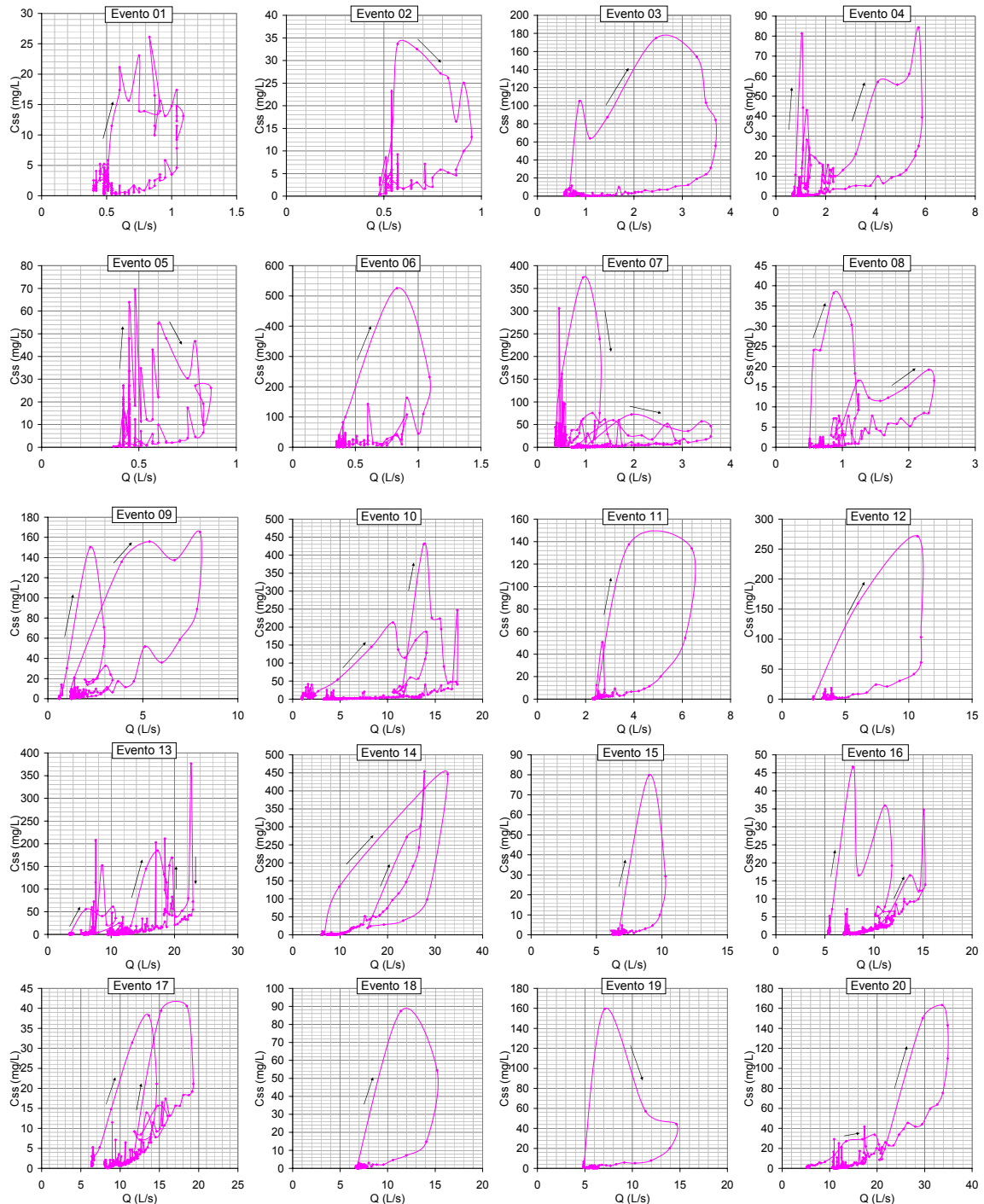
Padrão semelhante ao da Figura 5.17 foi encontrado também para concentração de sedimentos produzidos por *pipes* (SAYER, WALSH e BIDIN, 2006), atribuindo-se este comportamento a desagregação prévia do material pela fauna do solo no período seco entre eventos e pelo próprio processo de alargamento dos *pipes*, no caso de grandes eventos.

No caso da bacia do rio Saci, o padrão encontrado indica que os sedimentos transportados têm origem predominantemente no próprio canal fluvial e/ou nas proximidades, na área correspondente a zona ripária. Isto é especialmente claro para os “eventos simples” e está de acordo com o encontrado por Chappell et al (2004b), que mostra que os canais perenes transportam muito mais sedimentos em suspensão por unidade de área do que os canais efêmeros, provavelmente em decorrência das diferenças de agregação do material, pois nos canais perenes os sedimentos não precisariam ser destacados antes do transporte, como ocorre com os solos nos canais efêmeros. Resultado semelhante foi obtido também por Reid et al (2007).

Nos “eventos mistos” os sedimentogramas (ANEXO I) também apresentam subidas correspondentes aos picos atrasados de vazão. Isto deve-se mais ao aumento da vazão líquida que da concentração de sedimentos em suspensão (CSS) (Figura 5.17). Pegando-se como

exemplo os eventos 14 e 16, nota-se que a CSS correspondente ao segundo pico é inferior ao primeiro e apresentam menor variação de CSS entre subida e descida do hidrograma.

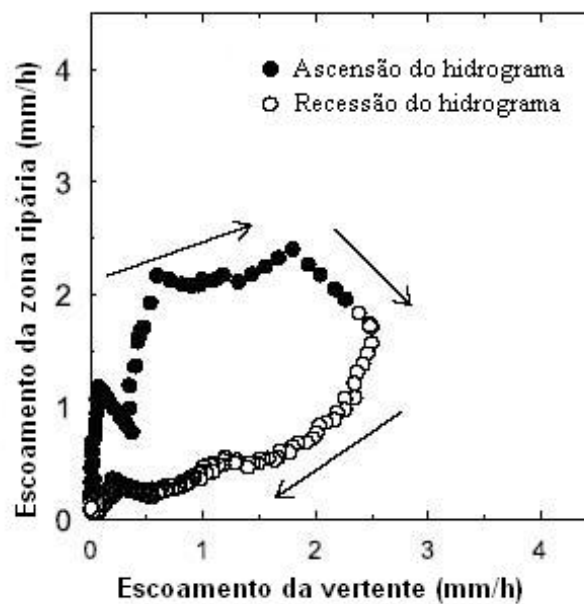
Figura 5.17 Dinâmica temporal da concentração de sedimentos em suspensão



Considerando-se que nos “eventos mistos” o escoamento gerado na As2 passa pela rede de *pipes*, é possível atribuir parte do transporte de sedimentos da subida atrasada do sedimentograma como tendo esta origem, outra parte pode ser atribuída aos sedimentos depositados no próprio canal perene durante a recessão imediatamente anterior.

A Figura 5.19 mostra a relação entre precipitação efetiva total e o total de sedimentos transportados nos eventos, onde nota-se a ausência do patamar apresentado na Figura 5.12 que separa claramente os eventos quanto ao total de escoamento superficial. Neste caso, o total de sedimentos transportados possui relação mais direta com a precipitação efetiva, independentemente da alteração do mecanismo de geração de escoamento superficial. Nos eventos grandes (eventos mistos) a ausência de conexão por escoamento superficial entre As1 e As2 parece interferir na produção de sedimentos, provocando um crescimento menos expressivo que o observado no escoamento superficial, quando da mudança de “evento simples” para “evento misto”. Cabe destacar certo descolamento do evento 14 dos demais em função da elevada produção de sedimentos, certamente devido a grande intensidade da precipitação.

Figura 5.18 Relação entre escoamentos da vertente e da zona ripária



Fonte: McGlynn e McDonnell (2003)

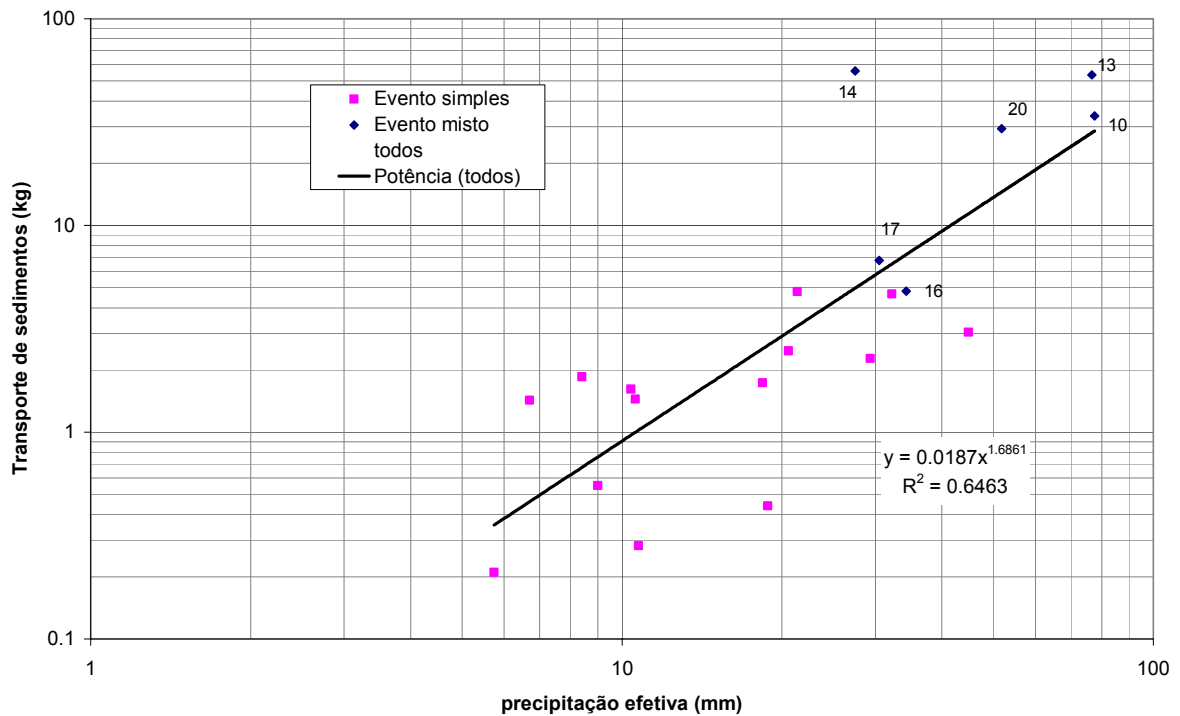
Nos “eventos mistos” o aumento da área saturada que provoca uma elevação acentuada no escoamento superficial, não apresenta o mesmo efeito sobre o transporte de sedimentos. Assim, a ausência de conectividade por escoamento superficial entre As1 e As2 afeta no sentido de reduzir o transporte de sedimentos.

Portanto, a “conectividade subsuperficial”, que afeta fortemente a dinâmica de geração de escoamento, não atua no processo de transporte de sedimentos. O processo de transporte de sedimentos parece ser dependente da conectividade por escoamento superficial. Existe, portanto, ausência de conectividade no transporte de sedimentos entre as áreas saturadas As1 e As2, cuja explicação pode estar associada tanto à não produção de sedimentos na As2 em

função da cobertura vegetal e ausência de canais perenes, quanto ao fato dos sedimentos serem filtrados no processo de infiltração da água do escoamento superficial para atingir a rede de *pipes*.

Destaca-se, ainda, que o transporte de sedimentos da bacia do rio Saci é extremamente baixo, com a maior quantidade total por evento produzida no período de 56 kg no evento 14, considerando-se que os eventos de precipitação foram próximos dos máximos históricos em termos de quantidade e intensidade. O transporte de sedimentos foi em média de 2 kg/dia, totalizando 239 kg em todo o período.

Figura 5.19 Relação entre precipitação efetiva total e transporte de sedimentos



6 MODELAGEM HIDROGEOMORFOLÓGICA

6.1 Introdução

A evolução dos estudos em hidrologia de encosta levou naturalmente ao desenvolvimento de modelos hidrológicos distribuídos baseados em modelos digitais do terreno (MOORE et al, 1991a; QUINN et al, 1991; BEVEN e MOORE, 1993), buscando determinar a dinâmica hidrológica, no tempo e no espaço, no sistema bacia hidrográfica.

Os modelos hidrológicos distribuídos de base física têm evoluído significativamente desde os trabalhos pioneiros de Kirkby (1975), Beven e Kirkby (1979) e O'Loughlin (1981), que resultaram nas apresentações iniciais do TOPMODEL (BEVEN et al, 1984), do TOPOG (O'LOUGHLIN, 1986) e do THALES (MOORE et al, 1991b). Estes modelos continuam ainda em evolução tendo sofrido inúmeros refinamentos e modificações, ao mesmo tempo em que são testados em diferentes condições ambientais. No entanto, aplicações em regiões úmidas tropicais ainda são pouco numerosas, obtendo-se em alguns casos resultados bastante específicos quando ao comportamento dos processos hidrológicos nestes ambientes (VERTISSY e ELSENBEER, 1999).

Para Chappell et al (2004) o TOPMODEL e o TOPOG são modelos com base física e topográfica, que possuem estrutura relativamente simples e parcimoniosa, mas que requerem conhecimento aprofundado da área de estudo, principalmente para determinação adequada dos parâmetros.

O princípio da parcimônia em modelagem tem o objetivo de limitar a complexidade, de forma a que cada parâmetro pode ser mais estritamente definido. Existe, portanto, grande mérito na tentativa de limitar a complexidade dos modelos hidrológicos pela redução do número de parâmetros a um conjunto mínimo necessário para gerar previsões adequadas. Isto permite uma comparação mais realista dos valores calibrados dos parâmetros com a realidade de campo, avaliando-se inclusive a necessidade de transposição de escala (CHAPPELL et al, 2004). Destaca-se também a importância do significado físico dos parâmetros relacionados à propriedades mensuráveis em campo.

Ainda segundo Chappell et al (2004), fazendo-se um levantamento dos trabalhos produzidos nos últimos 20 anos, nota-se que muito esforço tem sido dirigido para a análise do índice topográfico, e comparativamente pouco esforço tem sido direcionado para um segundo componente, que contém os termos associados com a distribuição espacial da permeabilidade

do solo, dos modelos TOPMODEL e TOPOG. Ressalta-se que a permeabilidade é considerada a característica mais importante para os modelos de base física e topográfica.

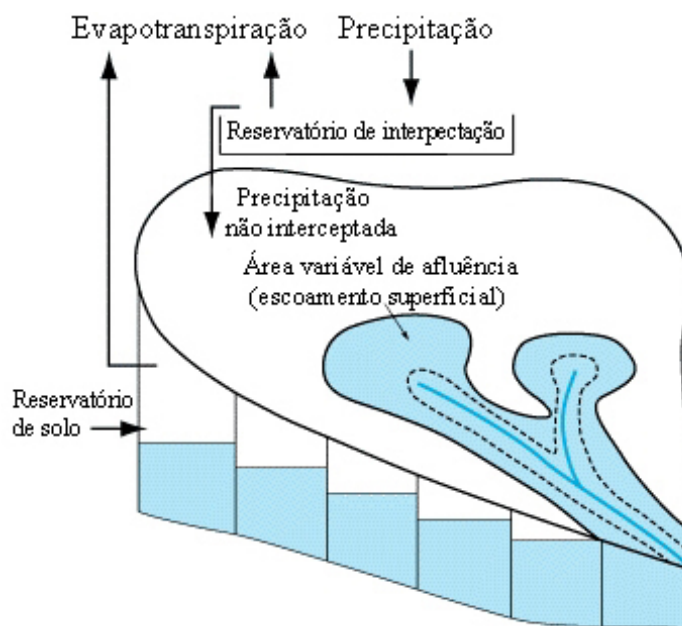
O TOPMODEL é considerado semi-distribuído, sendo que utiliza a distribuição do índice topográfico como única variável de entrada distribuída, a qual descreve regiões de similaridade hidrológica independente da localização espacial.

Como os modelos de base física podem ser considerados também ferramentas de pesquisa científica, o TOPMODEL foi aplicado na bacia experimental do rio Saci com objetivo duplo, compreender o comportamento do sistema hidrogeomorfológico e avaliar a habilidade do modelo em descrevê-lo.

6.2 Modelagem hidrológica para “área variável de afluência”

O TOPMODEL é um modelo hidrológico determinístico, semi-distribuído e fisicamente baseado. O modelo está fundamentado na idéia de que a topografia exerce um controle dominante sobre o escoamento que se propaga em bacias hidrográficas, incorporando o conceito de AVA (BEVEN e KIRKBY, 1979). Usa o princípio de conservação de massa, isto é, a taxa de fluxo de entrada menos a taxa de fluxo de saída é igual à taxa de variação de armazenamento, para vários "reservatórios" em uma bacia, por exemplo, um "reservatório" de interceptação e um "reservatório" de solo (Figura 6.1).

Figura 6.1 Diagrama esquemático do conceito do TOPMODEL

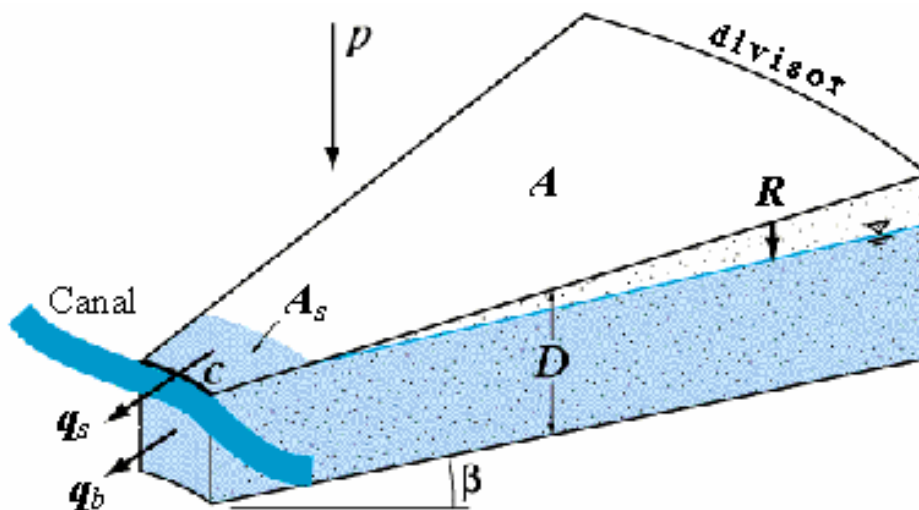


Fonte: HORNBERGER et al, 1998.

A chuva abastece o reservatório de interceptação cuja capacidade, da ordem de alguns milímetros, depende do tipo de cobertura vegetal. As saídas do reservatório de interceptação são evaporação e precipitação não interceptada (precipitação interna e escoamento de tronco) que se transforma em entrada para o reservatório de solo. A equação de conservação de massa novamente proporciona um método para calcular o balanço hídrico no reservatório de solo. Unindo as equações de balanço hídrico para todos os reservatórios hipotéticos na bacia, o cálculo do balanço hídrico e da propagação da água pode ser completado.

O TOPMODEL executa os cálculos de balanço hídrico nos elementos topograficamente definidos e usa a lei de Darcy para calcular fluxos de água no solo. Aqui considera-se um segmento de bacia definido por um corte pela curva de nível na parte inferior e por dois cortes perpendiculares às curvas de nível até o divisor da bacia (Figura 6.2).

Figura 6.2 Balanço hídrico de um segmento de encosta da bacia hidrográfica



A Precipitação não interceptada (p) cai no segmento de área A e profundidade D . Uma porção, R , infiltra. O fluxo subsuperficial do segmento gera o escoamento subsuperficial (q_b). O fluxo de superfície, escoamento superficial (q_s), decorre de áreas saturadas (escoamento superficial por saturação ou escoamento de retorno). A declividade local ao ponto de saída, β , é considerado igual a declividade da superfície freática. Fonte: HORNBERGER et al, 1998.

Supõe-se no TOPMODEL que o fluxo é direcionado pela topografia, conseqüentemente, o segmento mostrado na Figura 6.2 representa uma parte da rede de fluxo da bacia. O fluxo de água subsuperficial é condicionado fortemente pela topografia local. O grau de convergência das linhas de fluxo (linhas perpendiculares às curvas de nível) determina quanta área de montante drena pela unidade de comprimento do contorno inferior em um determinado ponto. A declividade local, a espessura do solo, e a condutividade hidráulica do solo determinam a capacidade do solo para conduzir a água para jusante através

da encosta até determinado ponto. Áreas afluentes que são fontes de escoamento superficial ocorrem em pontos de acumulação de água subsuperficial, para onde drenam áreas com grandes aclives (como encostas convergentes ou depressões) e onde a capacidade de escoamento da água para jusante através da encosta está limitada (pequenas declividades na base das encostas). A conservação de massa pode ser aplicada ao segmento descrito na Figura 6.2 para determinar os fluxos (HORNBERGER et al, 1998).

6.3 Teoria do TOPMODEL

Em sua formulação o TOPMODEL utiliza relações físicas para reproduzir o comportamento de alguns dos processos hidrológicos e também para representar a bacia hidrográfica. Com base em Beven et al (1995), Mine e Clarke (1996), Beven (1997), Tucci (1998), Hornberger et al (1998), Beven (2001), Santos (2001) e Silva e Kobiyama (2007) pode-se elaborar um resumo da base conceitual do modelo, cujos principais componentes são: armazenamentos e fluxos na zona não-saturada; armazenamentos e fluxos na zona saturada; e propagação do fluxo na sub-bacia.

O modelo considera as seguintes hipóteses: (H1) a dinâmica da zona saturada pode ser obtida por sucessivas representações de estados uniformes; (H2) o gradiente hidráulico da zona saturada é igual a declividade local do terreno; (H3) a distribuição da transmissividade com a profundidade do solo ocorre segundo uma função exponencial; e (H4) no intervalo de tempo existe homogeneidade espacial da taxa de recarga que contribui para a área saturada.

Considerando-se uma encosta individualmente (Figura 6.2) o escoamento afluente ao canal é a soma do escoamento subsuperficial da encosta e do escoamento superficial das áreas saturadas:

$$q = q_b + q_s \quad (6.1)$$

onde q é o escoamento total (m/s), igual a vazão (m³/s) dividida pela área de contribuição (m²); q_b é o escoamento subsuperficial (m/s); e q_s é o escoamento superficial (m/s). No TOPMODEL o escoamento sempre possui a unidade de velocidade.

O escoamento superficial é gerado quando a precipitação cai diretamente sobre a área saturada e também pelo escoamento de retorno, assim:

$$q_s = \frac{A_s}{A} \cdot p_e + q_r \quad (6.2)$$

onde A é a área da encosta que drena até a seção considerada (m^2); A_s é a área saturada da encosta (m^2); A_s/A é a fração saturada da encosta (Figura 6.2); p_e é a precipitação não interceptada (m/s); e q_r é o escoamento de retorno (m/s).

Para calcular o escoamento subsuperficial, deve-se calcular primeiramente a vazão subsuperficial, aplicando-se a lei de Darcy para a vertente:

$$Q_b = T \cdot c \cdot \tan \beta \quad (6.3)$$

onde Q_b é a vazão subsuperficial (m^3/s); T é a transmissividade do solo (m^2/s); c é o comprimento do contorno (m); e $\tan \beta$ é o gradiente subterrâneo, considerado igual a declividade da superfície da encosta (m/m).

A transmissividade é igual à profundidade do solo multiplicada pela condutividade hidráulica do mesmo. Assume-se que o lençol freático é paralelo a superfície do solo e, portanto apresenta a mesma declividade (H2).

O modelo assume também, que a condutividade hidráulica saturada diminui exponencialmente com a profundidade do solo (H3), situação válida para a maioria dos solos, assim:

$$K(\zeta) = K_0 \cdot e^{-f\zeta} \quad (6.4)$$

onde ζ é a profundidade do solo, medida positivamente a partir da superfície (m); $K(\zeta)$ é a condutividade hidráulica saturada na profundidade ζ (m/s); K_0 é a condutividade hidráulica saturada na superfície (m/s); e f é o parâmetro que governa a taxa de diminuição de K na profundidade (m^{-1}).

Para determinar a transmissividade da zona saturada de uma determinada espessura do perfil de solo, z' (da profundidade da superfície freática, z , até a profundidade da rocha, D), a equação (6.4) é integrada como:

$$T = \int_z^D K(\zeta) \cdot d\zeta = \int_z^D K_0 \cdot e^{-f\zeta} \cdot d\zeta = \left[-\frac{K_0}{f} \cdot e^{-f\zeta} \right]_z^D = \frac{K_0}{f} \cdot (e^{-fz} - e^{-fD}) \quad (6.5)$$

Como o termo e^{-fD} é geralmente bem menor que o termo e^{-fz} a equação (6.5) pode ser simplificada:

$$T = \frac{K_0}{f} \cdot e^{-fz} \quad (6.6)$$

A combinação das equações (6.3) e (6.6) resulta na equação para determinar a vazão subsuperficial:

$$Q_b = \frac{K_0}{f} \cdot e^{-fz} \cdot c \cdot \tan \beta \quad (6.7)$$

Aqui, é introduzido o conceito de “déficit de armazenamento”, isto é, a quantidade de água necessária em um determinado ponto para elevar o lençol freático até a superfície, tornando o solo saturado. Este déficit é definido como:

$$s = \varphi \cdot z \quad (6.8a)$$

ou

$$z = \frac{s}{\varphi} \quad (6.8b)$$

onde s é o déficit de armazenamento (m); e φ é a porosidade efetiva do solo (m^3/m^3).

Substituindo a equação (6.8b) na equação (6.7), obtém-se:

$$Q_b = \frac{K_0}{f} \cdot e^{-f \frac{s}{\varphi}} \cdot c \cdot \tan \beta \quad (6.9)$$

Pode-se substituir K_0 / f por T_0 que representa a transmissividade quando o solo está completamente saturado ($s = 0$). Pode-se também substituir f / φ por $1/m$. Então, a equação (6.9) pode ser escrita como:

$$Q_b = T_0 \cdot e^{-\frac{s}{m}} \cdot c \cdot \tan \beta \quad (6.10)$$

onde m é o parâmetro de solo (m); e T_0 é a máxima transmissividade (m^2/s).

Com base em (H4) e considerando uma parcela da encosta (Figura 6.2), a vazão que atravessa pelo comprimento de contorno (c) em um dado momento é:

$$Q_R = R \cdot A \quad (6.11)$$

onde R é a taxa de recarga (m/s); e A é a área da parcela da encosta que drena até a seção considerada (m^2).

Como no TOPMODEL a dinâmica da zona saturada é considerada em estados uniformes (H1), então $Q_b = Q_R$, ou,

$$RA = T_0 \cdot e^{-\frac{s}{m}} \cdot c \cdot \tan \beta \quad (6.12)$$

A equação (6.12) pode ser resolvida para s :

$$s = -m \cdot \ln\left(\frac{R}{T_0}\right) - m \cdot \ln\left(\frac{a}{\tan \beta}\right) \quad (6.13)$$

onde $a = A/c$ é a área por unidade de contorno (m), também chamado de índice geomorfológico.

O segundo termo à direita da equação (6.13) descreve o modo como a topografia controla a propensão de cada ponto da bacia hidrográfica desenvolver condições de saturação (p. ex., a propensão de cada ponto para gerar escoamento superficial por saturação durante um evento pluviométrico). Um valor de s menor ou igual a zero indica que o solo está saturado. A equação (6.13) indica que pontos da bacia hidrográfica que apresentam um elevado valor de $\ln(a/\tan\beta)$ tendem a apresentar condições saturadas. O termo $\ln(a/\tan\beta)$ é chamado de índice topográfico.

As duas primeiras hipóteses (H1 e H2) conduzem a relações simples entre o armazenamento de água na bacia e os níveis locais do lençol freático, no qual o principal fator é o índice topográfico. As características importantes de uma encosta que influenciam a probabilidade de desenvolvimento de áreas saturadas são o tamanho da área de contribuição da encosta e a declividade do bloco.

Assim, um mapa de índice topográfico de uma bacia revela as áreas com potencialidade para gerar escoamento superficial por saturação. Valores elevados do índice topográfico indicam regiões com grande área de contribuição e baixa declividade, típicas da base das encostas e das proximidades do canal. Estas áreas geralmente também correspondem às áreas de descarga do aquífero. Baixos valores do índice topográfico são encontrados nos topos onde a área de contribuição da "encosta de montante" é relativamente pequena e a declividade é alta. Estas áreas geralmente correspondem às áreas de recarga da água subterrânea.

Até aqui, as equações trataram de uma encosta individual ou de apenas um segmento da encosta dentro da bacia hidrográfica (Figura 6.2). Entretanto, pode-se considerar um ponto qualquer da bacia hidrográfica e calcular a área da encosta de montante que contribui e a declividade do local. Deste modo, pode-se determinar a distribuição de índices topográficos para a bacia hidrográfica inteira. Na prática, o cálculo é realizado para blocos quadrados (*pixels*) ou para elementos irregulares definidos a partir de um MDT.

O déficit de armazenamento pode ser calculado para cada bloco com a equação (6.13). Os valores serão idênticos para todos os blocos com o mesmo índice topográfico, considerando-se que R e T_0 sejam espacialmente constantes.

Assumindo que R e T_0 são espacialmente constantes em toda a bacia hidrográfica, pode-se calcular um déficit de armazenamento médio para a bacia hidrográfica, integrando a equação (6.13) em toda a bacia hidrográfica e dividindo pela área, resulta:

$$\bar{s} = -m \cdot \ln\left(\frac{R}{T_0}\right) - m \cdot \lambda \quad (6.14)$$

em que

$$\lambda = \frac{1}{np} \sum \ln\left(\frac{a}{\tan \beta}\right) \quad (6.15)$$

onde \bar{s} é o déficit de armazenamento médio da bacia (m); λ é o índice topográfico médio para a bacia; e np é o número total de *pixels* da bacia.

Unindo as equações (6.13) e (6.14), resulta:

$$s = \bar{s} + m \cdot \left[\lambda - \ln\left(\frac{a}{\tan \beta}\right) \right] \quad (6.16)$$

Esta equação indica que o déficit de armazenamento de um ponto qualquer da bacia hidrográfica é igual ao déficit de armazenamento médio da bacia mais o parâmetro de solo, m , multiplicados pela diferença entre o índice topográfico médio e o índice topográfico local.

Assim, torna-se possível calcular A_s/A considerando-se os locais onde s é menor ou igual a zero. O parâmetro m pode ser calculado pelas características do solo ou pela curva de recessão da vazão de base (BEVEN et al., 1995), λ e $\ln(a/\tan\beta)$ a partir de um mapa topográfico detalhado, e o \bar{s} utilizando no balanço hídrico as informações hidrológicas (precipitação, interceptação, evapotranspiração, escoamento subsuperficial e escoamento superficial). Se $s \leq 0$, o solo está completamente saturado e toda a precipitação é convertida em escoamento superficial. A taxa de escoamento produzida por este mecanismo é determinada pela intensidade de precipitação não interceptada e pela fração da área da bacia que está saturada (equação 6.2). O escoamento de retorno, q_r , em metros, ocorre onde $s < 0$, e a taxa é dada por:

$$q_r = |s| \cdot A_s/A \quad (6.17)$$

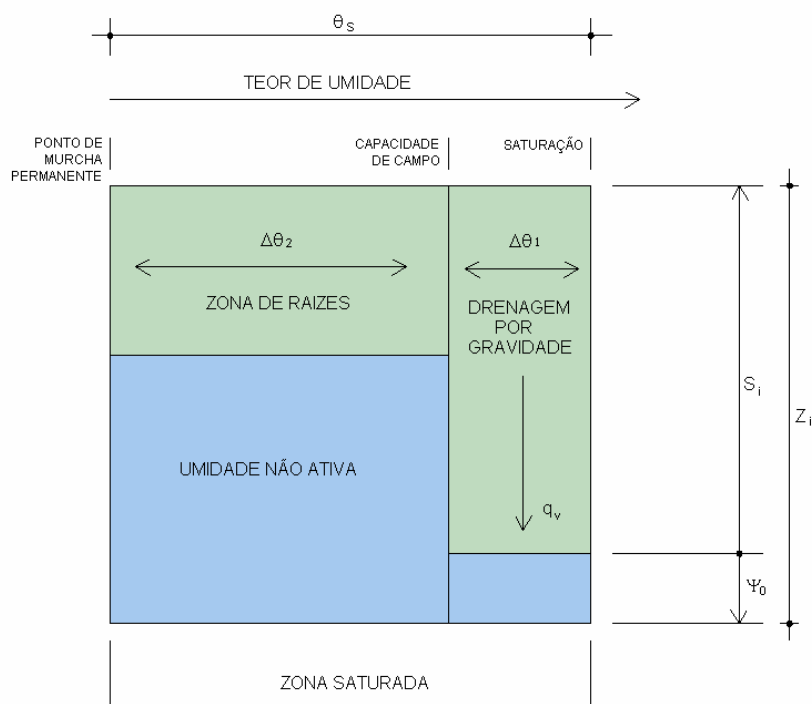
Substituindo a equação (6.16) na equação (6.10), somando as áreas parciais e dividindo o resultado pela área total de bacia, obtêm-se para o escoamento subsuperficial médio:

$$\bar{q}_b = T_0 \cdot e^{-\lambda} \cdot e^{-\frac{\bar{s}}{m}} \quad (6.18)$$

Assim, no TOPMODEL, o escoamento subsuperficial é controlado pelas características do solo (T_0 e m), da topografia (λ), e pelo déficit de armazenamento médio (\bar{s}) da bacia hidrográfica.

A estrutura de armazenamento no solo é mostrada na Figura 6.3, onde existe uma zona das raízes, uma região de umidade inativa e o fluxo de percolação para a zona saturada.

Figura 6.3 Armazenamentos no solo



A evapotranspiração real (E_r) é calculada como uma função da evapotranspiração potencial (E_{vp}) e da umidade armazenada na zona de raízes para os casos em que E_r não pode ser especificado diretamente.

O modelo considera que a evaporação ocorre à taxa potencial plena nas áreas saturadas e também para a água drenando livremente na zona não saturada. Quando a zona drenada por gravidade é exaurida, a evapotranspiração pode continuar a deplecionar o armazenamento na zona de raízes à taxa E_r , dada por:

$$E_r = E_{vp} \left(1 - \frac{S_{zr}}{S_{r_{max}}} \right) \quad (6.19)$$

onde S_{zr} é o déficit de armazenamento na zona de raízes (m); e $S_{r_{max}}$ é o déficit ou capacidade de armazenamento máxima no solo (m).

Assumindo-se uma profundidade efetiva na zona de raízes, z_{zr} , então o déficit de armazenamento máximo no solo pode ser calculado por:

$$S_{r_{max}} = z_{zr} (\theta_{cc} - \theta_{mp}) = z_{zr} (\Delta\theta_2) \quad (6.20)$$

onde z_{zr} é a profundidade efetiva na zona de raízes (m); θ_{cc} é a umidade volumétrica do solo em condições de capacidade de campo (m^3/m^3); θ_{mp} é a umidade volumétrica do solo no ponto de murcha permanente (m^3/m^3); e $\Delta\theta_2 = (\theta_{cc} - \theta_{mp})$.

O escoamento de percolação é dado por:

$$q_v = \xi \cdot K_0 \cdot e^{-\xi z_i} \quad (6.21)$$

onde q_v é o escoamento de percolação (m/s); ξ é o parâmetro que representa o gradiente hidráulico vertical efetivo (adimensional); K_0 é a condutividade hidráulica saturada à superfície (m/s); e z_i é a profundidade da lâmina de água (m).

O escoamento na bacia é propagado através de uma função distância-resposta e a propagação nos canais é representada por uma solução explícita do método da onda cinemática.

6.4 Resultados do TOPMODEL

Foi utilizada a versão (97.01) do TOPMODEL, a qual possui cinco parâmetros de entrada que exigem calibração com valores médios para a bacia (Tabela 6.1). As variáveis de entrada necessárias para calibração/simulação do modelo são precipitação, vazão observada e evapotranspiração potencial.

Tabela 6.1 Parâmetros de entrada no TOPMODEL

Parâmetro	Descrição	Unidade
m	Parâmetro da função de transmissividade exponencial ou curva de recessão	m
$\ln(T_0)$	Transmissividade efetiva do solo saturado	$m^2 h^{-1}$
SR_{max}	Capacidade de água na zona de raízes	m
SR_{init}	Déficit de armazenamento inicial na zona de raízes (proporção de SR_{max})	m
$ChVel$	Velocidade da propagação superficial (assume propagação linear)	$m h^{-1}$

O modelo utilizou também dois parâmetros de bacia, distribuídos espacialmente e obtidos a partir das características geomorfológicas, um dado pela distribuição do índice topográfico e outro dado pelas características da bacia de propagação. Estes parâmetros não são calibráveis. A distribuição do índice topográfico foi calculada a partir de um MDT com resolução de 2 m, elaborado a partir das curvas de nível com equidistância de 1 m.

O modelo foi aplicado indistintamente para todos os 20 eventos ocorridos no período, com discretização temporal de 10 minutos. Como variável de entrada foram utilizadas a precipitação efetiva e as vazões observadas no exutório. Como se trata de simulação de eventos e é utilizada a precipitação efetiva como dados de entrada, optou-se por desconsiderar a evapotranspiração. Assim, considera-se que nos períodos de ocorrência dos eventos, a evapotranspiração é representada integralmente pela interceptação da vegetação, cujo efeito já está embutido na precipitação efetiva, ou seja, a transpiração vegetal e a evaporação do solo são negligenciadas.

O modelo foi calibrado para cada evento individualmente. Assim, obteve-se um conjunto de parâmetros único por evento que resultaram no melhor ajuste entre vazões simuladas e observadas.

O desempenho do modelo foi avaliado com o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (NASH e SUTCLIFFE, 1970), isto é,

$$Eff = 1 - \frac{\sum (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum (Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (6.21)$$

onde Eff é o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (adimensional); Q_{obs} é a vazão observada (L/s); e Q_{sim} é a vazão simulada (L/s). O Eff varia a partir de negativo infinito a 1, sendo o valor 1 indicativo de um ajuste perfeito

A calibração do TOPMODEL foi feita de maneira semi-automática com alteração sem restrição dos valores dos parâmetros de forma a otimizar Eff . Como a evapotranspiração foi desconsiderada no modelo, o parâmetro SR_{max} não apresentou sensibilidade, sendo adotado um valor fixo de 0,03 m para todos os eventos.

Na Tabela 6.2 são apresentados os valores dos parâmetros obtidos na calibração do modelo, a eficiência do ajuste e as áreas mínimas e máximas saturadas no decorrer do evento. Os hidrogramas com vazões simuladas e observadas constam do (ANEXO I).

Tabela 6.2 Valores dos parâmetros da calibração do TOPMODEL

N.	Parâmetro do Topmodel					Eff	AS _{min}		AS _{max}	
	<i>m</i>	ln(<i>T</i> ₀)	SR _{max}	SR _{init}	ChVel		(%)	(m ²)	(%)	(m ²)
1	0,040	0,52	0,03	0,0002	300	0,827	0,7	713	0,9	916
2	0,028	0,70	0,03	0,0018	300	0,492	0,7	713	0,7	713
3	0,045	-0,20	0,03	0,0020	250	0,832	1,4	1425	1,7	1730
4	0,045	-1,80	0,03	0,0100	140	0,873	3,1	3156	3,4	3461
5	0,080	0,50	0,03	0,0035	400	0,611	0,7	713	0,7	713
6	0,040	0,20	0,03	0,0040	300	0,629	0,9	916	0,9	916
7	0,042	-0,10	0,03	0,0030	180	0,754	0,9	916	1,7	1730
8	0,035	0,25	0,03	0,0030	250	0,760	0,9	916	1,3	1323
9	0,030	-0,10	0,03	0,0050	300	0,763	1,3	1323	1,9	1934
* 10	0,040	-2,20	0,03	0,0030	60	0,886	3,9	3970	21,4	21783
11	0,025	0,00	0,03	0,0060	750	0,768	2,5	2545	2,5	2545
12	0,035	0,60	0,03	0,0030	480	0,827	1,9	1934	2,2	2239
* 13	0,035	-0,90	0,03	0,0090	200	0,801	3,9	3970	8,3	8449
* 14	0,012	-0,10	0,03	0,0120	900	0,813	3,4	3461	5,3	5395
15	0,080	0,80	0,03	0,0040	1700	0,656	2,5	2545	2,7	2748
* 16	0,030	0,50	0,03	0,0090	700	0,725	2,7	2748	3,4	3461
* 17	0,026	1,00	0,03	0,0080	700	0,706	2,2	2239	3,1	3156
18	0,032	1,70	0,03	0,0030	1400	0,634	1,7	1730	1,9	1934
19	0,055	1,30	0,03	0,0060	750	0,835	1,9	1934	1,9	1934
* 20	0,030	-1,00	0,03	0,0040	150	0,815	5,3	5395	12,7	12928
Médio	0,039	0,08	0,03	0,0050	511	0,750	2,1	2163	3,9	4000
Máximo	0,080	1,70	0,03	0,0120	1700	0,886	5,3	5395	21,4	21783
Mínimo	0,012	-2,20	0,03	0,0002	60	0,492	0,7	713	0,7	713

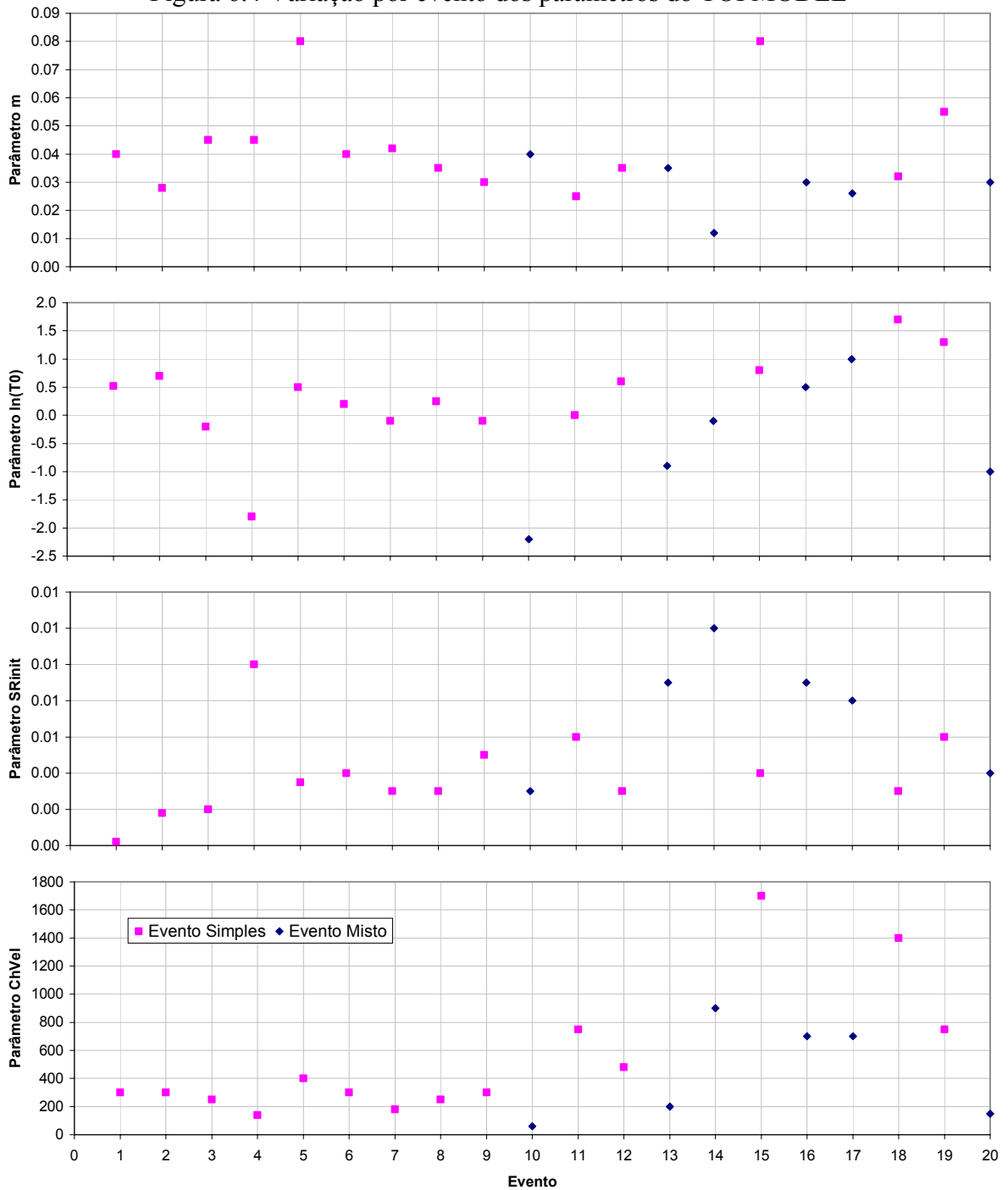
* Evento misto, com contribuição ao R_o de áreas saturadas além da zona ripária.

De maneira geral obteve-se bom ajuste para todos os eventos com *Eff* superior a 0,6, com exceção do evento 2. No entanto, os valores dos parâmetros apresentaram variações significativas entre os eventos indicando que a otimização utilizada, visando o melhor ajuste sem restrição dos valores dos parâmetros, pode comprometer o significado físico dos mesmos.

Os valores dos parâmetros apresentam um comportamento mais uniforme no período seco e uma maior variabilidade a partir do evento 10, quando a bacia torna-se mais úmida (Figura 6.4). No entanto, a variação dos valores ao longo dos eventos não apresenta uma tendência definida, com exceção do parâmetro *ChVel* que mostra uma leve tendência a aumentar ao longo do tempo. Isto mostra que o aumento da umidade da bacia não afeta com uma tendência claramente definida os valores dos parâmetros do TOPMODEL, mas aumenta a variabilidade e consequentemente também a incerteza quanto à definição dos mesmos, tornando-os menos fisicamente representativos.

Como o TOPMODEL é fisicamente baseado, espera-se que os parâmetros não variem no tempo, com exceção de SR_{init} que representa o estado inicial de umidade que antecede os eventos. Espera-se também que os valores calibrados dos parâmetros apresentem relação com os dados medidos em campo.

Figura 6.4 Variação por evento dos parâmetros do TOPMODEL



Os ensaios de K_{fs} que foram realizados com o perfil de solo totalmente saturado permitem estimar T_0 , multiplicando o valor pela profundidade do solo. Por outro lado, o parâmetro m pode ser calculado para os poços onde foram realizados ensaios para diferentes profundidades de lençol freático. Nestes casos, o parâmetro m foi calculado com base nos dados dos ensaios de K_{fs} , pela equação (TAGUE e BAND, 2001):

(6.22)

$$m = -\Delta\theta \cdot \frac{z}{\ln\left(\frac{K_{fs(z)}}{K_{fs(0)}}\right)}$$

onde $\Delta\theta = \theta_s - \theta_r$ (cm^3/cm^3); z é a profundidade do solo no ponto de medição de K_{fs} (m); $K_{fs(z)}$ é a condutividade hidráulica saturada na profundidade z ; e $K_{fs(0)}$ é a condutividade hidráulica do solo totalmente saturado. Foi adotado $\Delta\theta = 0,4$.

Os valores calculados dos parâmetros constam da Tabela 6.3, sendo os locais situados na linha central de poços e representativos do perfil da vertente. Os valores de $\ln(T_0)$ aumentam ao longo da vertente, de montante para jusante, e está de acordo com a Figura 4.13(d), que mostra uma relação linear direta entre T_0 e índice topográfico. Esta variação pode afetar a estimativa das áreas saturada pelo TOPMODEL, que considera um valor de $\ln(T_0)$ médio para a bacia e o índice topográfico como um fator de similaridade hidrológica. A média dos valores de $\ln(T_0)$ calibrados e a média calculada pelos dados de campo, de 0,08 e -0,45, respectivamente, são bastante próximas considerando-se as incertezas associadas a este tipo de informação, no entanto, a alta variabilidade deste parâmetro para os diferentes eventos, variando de -2,20 a 1,70, mostra que o modelo não representa adequadamente o processo físico, visto que a hipótese de uniformidade espacial de T_0 não é atendida.

Tabela 6.3 Parâmetros calculados com ensaios de campo

Local	D	z	H	K_{fs}	$\ln(T_0)$	m
	(m)	(m)	(m)	(m/d)	(m^2/h)	(m)
Poço 3	0,95	0,01	0,94	86,40		
		0,00	0,95	116,13	1,53	
Poço 4	2,00	1,50	0,50	0,98		0,19
		0,00	2,00	23,91	0,69	
Poço 5	1,95	0,84	1,11	0,28		0,09
		0,06	1,89	14,29	0,12	
Poço 7	4,10	1,10	3,00	0,11		0,13
		0,12	3,98	1,68		0,08
		0,00	4,10	3,14	-0,62	
Poço 8	3,60	2,14	1,46	0,22		0,57
		0,00	3,60	0,98	-1,91	
Poço 9	5,80	0,92	4,88	0,20		0,34
		0,65	5,15	0,20		0,24
		0,00	5,80	0,58	-1,96	
Poço 10	5,10	2,70	2,40	0,29		0,60
		0,00	5,10	1,77	-0,98	
Média					-0,45	0,28

Os valores do parâmetro m apresentam uma maior uniformidade, tanto espacialmente pelos dados medidos em diferentes locais, quanto pelos dados calibrados nos diferentes

eventos. No entanto, os dados medidos são em média cerca de 10^1 superiores aos dados calibrados no TOPMODEL. Ou seja, o modelo pressupõe um decaimento mais acentuado de K_s com a profundidade do que o verificado em campo. Isto é coerente considerando-se que os valores calibrados de $\ln(T_0)$ são em média superiores aos medidos, e que o valor menor de m deva compensar esta diferença.

Quanto ao parâmetro *ChVel* os valores calibrados variaram de 60 a 1700, com média de 511 m/h. O valor médio está coerente com a velocidade de propagação do canal principal medida em campo, de 720 m/h. A medição foi realizada por meio da construção e rompimento de um reservatório próximo da nascente com volume de aproximadamente 2 m³, com medição do tempo decorrido entre o instante de rompimento e a passagem do pico da onda gerada em um ponto com distância conhecida localizado à jusante. Sobre a variação deste parâmetro ao longo dos eventos, destaca-se a acentuada diferença entre os eventos 1 a 9 e 10 a 20, sendo que nos primeiros apresenta um comportamento bem definido em torno de uma média de aproximadamente 300 m/h, e nos últimos apresenta alta variabilidade tanto para os eventos simples como para os mistos.

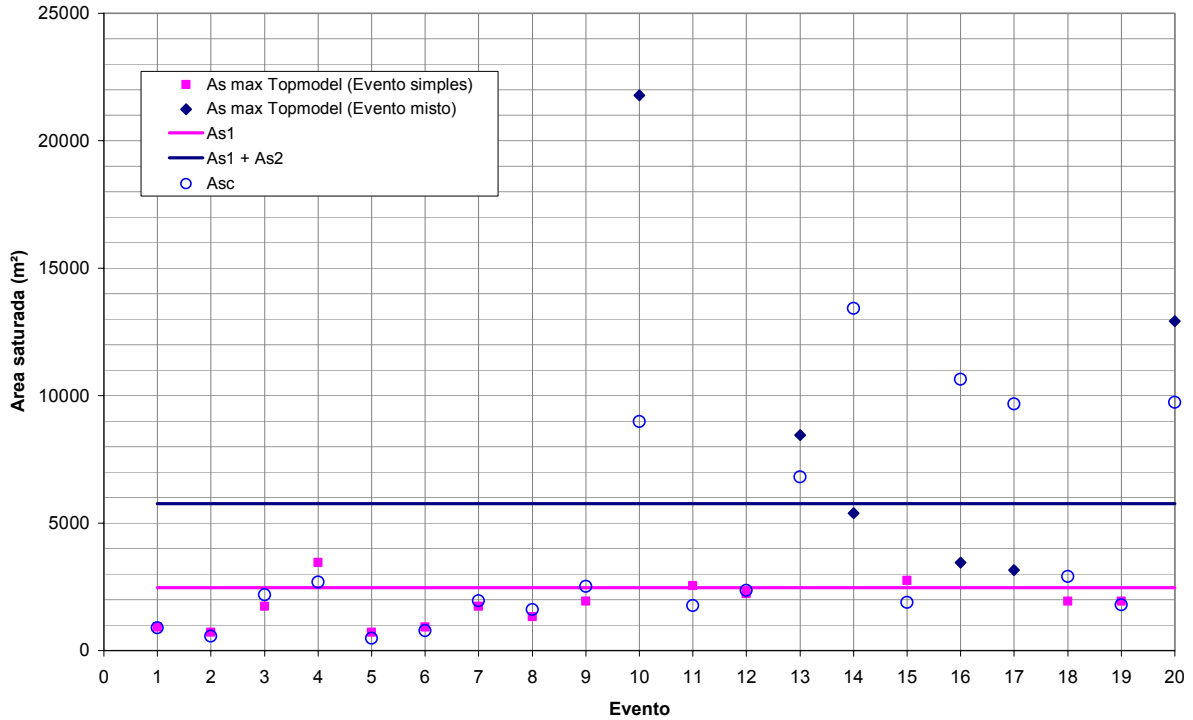
A Figura 6.5 mostra as áreas saturadas máximas estimadas pelo TOPMODEL juntamente com as áreas saturadas de contribuição (A_{sc}) calculadas com base no volume total do escoamento superficial por evento (equação 5.11), separados para eventos simples e mistos. Mostra também os valores das áreas saturadas ($As1$) e ($As1+As2$) obtidas para o conjunto dos eventos simples e mistos, respectivamente (Figura 5.13).

Para os eventos simples nota-se uma coerência muito grande entre os valores de áreas saturadas obtidas pelas três formas. As áreas saturadas máximas por evento obtidas da simulação do modelo apresentam valores muito próximos dos calculados de A_{sc} e ambas estão devidamente alinhadas com o valor obtido para o conjunto dos eventos simples ($As1$). Estes resultados, aliados aos dados de campo, indicam que o TOPMODEL representa adequadamente os mecanismos de geração de escoamento predominantes nos eventos simples da bacia do rio Saci, e reforçam a hipótese levantada anteriormente de que o escoamento superficial nestes eventos provêm de uma área de contribuição não variável ($As1$) de 2466 m², correspondente à zona ripária.

Para os eventos mistos as áreas saturadas simuladas pelo modelo diferem enormemente dos valores calculados, seja para os eventos individualmente (A_{sc}) ou para o conjunto ($As1 + As2$). Os dados simulados de área máxima saturada aliados a grande variabilidade dos parâmetros obtidos para a otimização do ajuste das vazões, revelam que para os eventos

mistos da bacia do rio Saci o TOPMODEL não descreve adequadamente os mecanismos de geração de escoamento predominantes.

Figura 6.5 Áreas saturadas simuladas e calculadas



Uma comprovação desta inabilidade do modelo consta dos hidrogramas dos eventos mistos do (ANEXO I), onde nota-se que os hidrogramas simulados pelo TOPMODEL não reproduzem o “pico atrasado” dos hidrogramas observados. Esta limitação é esperada (KINNER e STALLARD, 2004) já que as hipóteses que fundamentam o modelo não incorporam escoamento por caminhos preferenciais e a existência de áreas saturadas desconectadas por escoamento superficial. Estes resultados corroboram a hipótese da existência de uma rede de *pipes* acionada durante os eventos mistos, conectando as áreas saturadas As1 e As2, e que provoca atraso do escoamento gerado na As2 levando a formação do pico atrasado nos hidrogramas.

Estes resultados mostram também a necessidade de avaliação do desempenho dos modelos hidrológicos de base física por dados complementares. A utilização unicamente do ajuste entre vazões simuladas e observadas pode não revelar as limitações do modelo e nem a complexidade do sistema representado, tendo em vista que pode-se obter um conjunto ótimo de valores dos parâmetros que permitem um ajuste estatisticamente satisfatório mas sem nenhuma representatividade física.

Segundo Vertessy e Ensenbeer (1999), muitos pesquisadores têm afirmado que os modelos de base física podem gerar bons ajustes com mais de uma combinação de valores dos parâmetros, ou seja, geram “resultados corretos por razões erradas”, e neste caso não estariam representando o sistema bacia hidrográfica de maneira correta. Assim, torna-se fundamental avaliar o desempenho dos modelos frente a um grande conjunto de dados observados em campo, e não somente pelo hidrograma de saída.

7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os resultados do presente trabalho, através de monitoramento e modelagem hidrogeomorfológica de uma pequena bacia florestal no município de Rio Negrinho-SC, mostram uma grande complexidade dos mecanismos de geração de escoamento, ressaltando a importância do monitoramento intensivo em bacias experimentais.

Quanto ao monitoramento intensivo das variáveis hidrogeomorfológicas, destaca-se:

- O sistema de monitoramento implantado se mostrou adequado aos propósitos da pesquisa, com medições automáticas de precipitação, precipitação interna, escoamento de tronco, tensão da água do solo, nível do lençol freático, vazão e sedimentos em suspensão. O monitoramento complementar com leituras analógicas eventuais do nível do lençol freático em 20 poços e da presença de água em 10 detectores de escoamento superficial foi útil na compreensão da dinâmica espacial dos processos; e
- Os sensores de nível, básculas para medição da precipitação interna e a automatização de tensiômetros, desenvolvidos exclusivamente para o presente trabalho, apresentaram precisão, desempenho e robustez bastante satisfatórios.

A interceptação foi estimada e simulada para 31 eventos com o modelo de Rutter para vegetação esparsa, sendo o resultado obtido sem calibração do modelo, com os parâmetros da simulação definidos a priori. Sobre o processo de interceptação, têm-se:

- A perda de água por interceptação medida no período foi de 21,4% da precipitação total;
- Para o total dos eventos, a perda por interceptação simulada foi bastante próxima da observada, sendo que o modelo subestimou em 5,5%. A precipitação interna foi superestimada em 5,4% e o escoamento de tronco foi subestimado em 20%;
- Para o escoamento de tronco, o modelo reproduziu adequadamente durante a precipitação mais intensa no início dos eventos, e subestima quando a precipitação diminui. Este resultado aponta para uma limitação do modelo, que trabalha apenas com a capacidade de armazenamento do reservatório de tronco, sem considerar a altura e a rugosidade do mesmo; e
- Recomenda-se um aprofundamento da pesquisa visando uma possível incorporação ao modelo das variáveis altura e rugosidade do tronco.

Os solos da bacia do rio Saci foram caracterizados quanto à profundidade hidrologicamente ativa, granulometria, taxa de infiltração e condutividade hidráulica saturada. Quanto a estas propriedades físico-hídricas do solo hidrológico, destaca-se:

- A profundidade do “solo hidrológico”, levantada por meio de 20 poços perfurados na bacia, apresentou relação inversa bem definida com os atributos hidrogeomorfológicos das vertentes: comprimento da vertente a montante e índice topográfico. O mapa de profundidade do solo hidrológico, obtido a partir destes atributos, resultou em profundidade média do solo na bacia de 5 m, sendo máxima de 7 m nos três topos localizados nos divisores da bacia e diminuindo em direção aos vales seguindo a orientação das linhas de fluxo da água superficial, sendo mínima de 0,5 m no fundo do vale encaixado;
- A granulometria de três perfis do solo hidrológico mostrou que a textura ao longo do perfil apresenta certa oscilação na porcentagem de silte e areia fina ao longo das camadas, com ausência de gradiente textural;
- O solo apresentou grande capacidade de infiltração e a comparação com a intensidade máxima de precipitação efetiva indicou que a ocorrência de escoamento superficial hortoniano é pouco provável na bacia;
- A condutividade hidráulica saturada variou de 0,11 a 116,13 m/d em 28 ensaios realizados pelo método do poço direto. Nos ensaios onde a profundidade foi maior que 0,5 m, os valores de condutividade hidráulica saturada de campo (K_{fs}) foram predominantemente inferiores a 3 m/d, compatíveis com a textura do material encontrado na bacia com predominância de silte e areia fina, sem efeitos da estrutura do solo. Próximo à superfície do solo os valores de K_{fs} foram superiores a este valor, indicando influência da estrutura do material e presença de macroporos; e
- A variação espacial dos resultados de K_{fs} apresentou boa relação positiva com alguns atributos hidrogeomorfológicos, indicando que quanto maior a concentração de fluxo, devido ao aumento da área de drenagem, menor é a profundidade do solo hidrológico e maior é a velocidade de escoamento dentro do solo. Infere-se um auto-ajuste das propriedades hidrogeomorfológicas ao longo da vertente para responder a dinâmica hidrológica, revelando que as regiões mais úmidas da bacia apresentam maior capacidade de transmissão de água.

Os mecanismos de geração de escoamento e de conectividade hidrológica foram analisados frente ao conjunto dos dados monitorados, com utilização de 20 eventos nos quais a precipitação foi superior a 5 mm. Para esses eventos, os hidrogramas foram avaliados

quanto à origem do escoamento e aos padrões espaciais dos processos hidrogeomorfológicos. A análise integrada dos processos hidrogeomorfológicos permite concluir:

- O balanço hídrico no período de 26 de julho a 18 de novembro de 2008, resultou em precipitação, precipitação efetiva e escoamento de 764, 602 e 310 mm, respectivamente. Descontadas as perdas por interceptação pela vegetação de 162 mm, e desprezando-se as perdas por evaporação do solo e transpiração da vegetação, obteve-se um armazenamento de água na bacia de 292 mm;
- A separação dos hidrogramas resultou em escoamento subterrâneo, subsuperficial e superficial de 31, 59 e 10%, respectivamente. Esta predominância do escoamento subsuperficial está coerente com o encontrado na literatura para bacias com características similares à do rio Saci, ou seja, pequena área de drenagem, solo bem desenvolvido, cobertura florestal e clima úmido;
- A precipitação efetiva total dos eventos variou entre 5,8 e 77,5 mm, com intensidade máxima de 57,6 mm/h em 10 minutos;
- Na bacia do rio Saci os mecanismos de geração de escoamento estão condicionados pela magnitude dos eventos de precipitação, com limiar entre 30 e 40 mm, e pelas condições iniciais de umidade na bacia;
- Eventos simples, com baixas precipitação e umidade inicial, geram escoamento superficial por saturação exclusivamente por uma pequena área de contribuição praticamente não variável, com dimensão fixa de aproximadamente 2,5% da área total da bacia. Esta área corresponde à zona ripária, localizada junto dos canais perenes de escoamento no fundo do vale encaixado. Este local possui solo hidromórfico sempre saturado e extremamente permeável, com profundidade máxima de meio metro;
- Eventos mistos, com precipitação e umidade inicial elevadas, geram uma área saturada de contribuição superior ao dobro daquela dos eventos simples. Neste caso, o escoamento superficial afluí de uma área saturada de tamanho fixo correspondente à zona ripária, As1, e de uma área saturada variável complementar, As2, cujo tamanho depende da magnitude da precipitação e das condições iniciais de umidade da bacia. Entretanto, as áreas As1 e As2 não são conectadas por escoamento superficial. Neste caso, ocorre o domínio de escoamento subsuperficial, ativando um mecanismo de escoamento por caminhos preferenciais que interconectam as áreas saturadas, gerando um segundo pico no hidrograma. Este fenômeno é definido como conectividade hidrológica subsuperficial;

- A análise das taxas de escoamento e do tempo de pico dos hidrogramas dos eventos mistos mostraram que os picos atrasados são gerados por escoamento subsuperficial por caminhos preferenciais (*pipes*) e estão coerentes com o conjunto de dados medidos e as observações de campo feitas em diversas visitas na bacia em diferentes condições de umidade;
- Os *pipes* da bacia do rio Saci se encontram na região de concentração de fluxo, de forma complementar a rede de drenagem superficial no vale principal. Isto confirma o observado por Uchida, Kosugi e Mizuyama (2001), de que a erosão provocada pelo movimento lateral da água é o fator mais importante para o desenvolvimento de *pipes* em regiões de clima úmido;
- Esta região de concentração de fluxo, a desconectividade espacial do escoamento superficial concentrado, os altos valores de K_{fs} obtidos, os *pipes* mapeados em observação de campo, e o comportamento do lençol freático observado nos poços instrumentalizados, implicam na existência de uma rede de *pipes*, acionada eventualmente em função da umidade inicial e da magnitude da precipitação, conectando as áreas As1 e As2. Esta conexão por escoamento preferencial e a desconectividade espacial do escoamento superficial concentrado, resultou em certa redução na velocidade e conseqüente atraso do escoamento gerado na As2 em relação ao gerado em As1, e levou a formação do segundo pico nos hidrogramas dos eventos mistos;
- O transporte de sedimentos da bacia do rio Saci é extremamente baixo considerando-se que os eventos de precipitação foram próximos dos máximos históricos em termos de quantidade e intensidade. A maior quantidade total por evento foi de 56 kg e o transporte de sedimentos foi em média de 2 kg/dia, totalizando 239 kg em todo o período; e
- O padrão encontrado nos sedimentogramas indicou que os sedimentos transportados têm origem predominantemente no próprio canal fluvial e/ou nas proximidades, na área correspondente a zona ripária. Isto é especialmente claro para os “eventos simples” e está de acordo com Chappell et al (2004b) e Reid et al (2007). Nos “eventos mistos” o aumento da área saturada que provoca uma elevação acentuada no escoamento superficial, não apresentou o mesmo efeito sobre o transporte de sedimentos. Assim, a ausência de conectividade por escoamento superficial entre As1 e As2 afeta no sentido de reduzir o transporte de sedimentos. Portanto, a conectividade hidrológica subsuperficial, que afeta fortemente a dinâmica de geração

de escoamento na bacia do rio Saci, não implicou necessariamente em uma correspondente “conectividade sedimentológica subsuperficial”. Isto implica que a relação entre a dinâmica da água e dos sedimentos não pode ser linear, havendo um descolamento entre estes processos.

O TOPMODEL foi aplicado para os mesmos 20 eventos utilizados na análise integrada dos processos hidrogeomorfológicos. Dos resultados da aplicação do modelo, destaca-se:

- O TOPMODEL simulou precisamente os eventos simples e inadequadamente os eventos mistos. Ou seja, nos eventos simples, quando o comportamento do sistema da bacia do rio Saci contempla as hipóteses do modelo os resultados são adequados. Por outro lado, este mesmo sistema responde de forma não linear nos eventos complexos burlando as hipóteses do modelo. Isto está de acordo com Beven (2002), para quem o TOPMODEL é fundamentado em determinadas hipóteses simplificadoras que não são apropriadas para muitas bacias; e
- Este comportamento da bacia do rio Saci confirmou o diagnóstico de Chappell et al (2004), para quem existe muito esforço no estudo do índice topográfico e relativamente pouco estudo para conhecer a variação espacial das propriedades do solo e sua influência nos modelos. Dito de outra forma, mantidas as hipóteses do TOPMODEL, nenhuma melhoria no índice topográfico ou qualquer outro parâmetro do modelo o fará simular adequadamente os eventos mistos na bacia do rio Saci.

Finalmente, destaca-se que de maneira geral, os resultados deste trabalho condizem com alguns estudos recentes similares, em pequenas bacias florestais, reforçando a importância do escoamento subsuperficial, dos caminhos de escoamento preferenciais e da conectividade hidrológica na compreensão dos mecanismos de geração de escoamento e, da necessidade de monitoramento intensivo e de incorporação deste conhecimento nos modelos de simulação.

REFERÊNCIAS

- AGNEW, L.J. et al. Identifying hydrologically sensitive areas: Bridging the gap between science and application. *Journal of Environmental Management*, n. 78, p. 63-76, 2006.
- AMBROISE, B. Variable 'active' versus 'contributing' areas or periods: a necessary distinction. *Hydrological Processes*, 18, 2004. p.1149–1155.
- ANDERSON, M.G.; BURT, T.P. Subsurface runoff. In: ANDERSON, M.G.; BURT, T.P. (Eds.). *Process studies in hillslope hydrology*. J. Wiley, 1990. p. 365-400.
- ASDAK, C., JARVIS, P.G., GARDINGEN, P. Modeling rainfall interception in unlogged and logged forest areas of central Kalimantan, Indonesia. *HESS*, 2, 1998. p.211-220.
- ATKINSON, T.C. Techniques for measuring subsurface flow on hill slopes. In: KIRKBY, M. J. (Ed.). *Hillslope Hydrology*. J. Wiley, 1978. p. 227-293.
- BAGARELLO, V; SGROI, A. Using the simplified falling head technique to detect temporal changes in field-saturated hydraulic conductivity at the surface of a sandy loam soil. *Soil & Tillage Research*, 94, 2007. p. 283–294.
- BAIRD, A. J.; WILBY, R.L. (Ed.) *Eco-hydrology: plants and water in terrestrial and aquatic environments*. London: Routledge, 1999. 402 p.
- BECKER, A. Runoff processes in mountain headwater catchments: recent understanding and research challenges. In: HUBER, et al (Ed.). *Global change and mountain regions*. Netherlands, 2005. p. 283-295.
- BECKER, A; McDONNELL, J.J. Topographical and ecological controls of runoff generation and lateral flows in mountain catchments. *International Association of Hydrological Sciences, IAHS Publication*, 248, 1998. p. 199-206.
- BEERS, W.F.J. van. *The Auger Hole method: A field measurement of the hydraulic conductivity of soil below the water table*. Wageningen, ILRI, 1983. 32p.
- BETSON, R.P. What is watershed runoff? *Journal of Geophysical Research*, 69, 8, 1964. p. 1541-1552.
- BEVEN, K.J. *TOPMODEL User Manual - Windows Version 97.01*. Lancaster: Universidade de Lancaster, 1997. <http://www.es.lancs.ac.uk/hfdg/topmodel.html>.
- BEVEN, K.J. *Rainfall-runoff modelling : the primer*. J. Willey, 2001. 360 p.
- BEVEN, K. Towards an alternative blueprint for a physically based digitally simulated hydrologic response modelling system. *Hydrological Processes*, 16, 2002. p. 189-206.
- BEVEN, K.J.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24, p. 43-69, 1979.
- BEVEN, K.J; LAMB, R.; QUINN, P.; ROMANOWICIZ, R.; FREER, J. Topmodel. In: SINGH, V. P. (Ed.) *Computer models of watershed hydrology*. Water Resource Publication, 1995. p. 627-668.
- BEVEN, K.J.; MOORE, I.D. (Eds.). *Terrain analysis and distributed modelling in hydrology*. J. Willey, 1993.

- BONELL, M.; BRUIJNZEEL, L.A (Ed.) *Forests, Water and People in the Humid Tropics: Past, Present and Future Hydrological Research for Integrated Land and Water Management*. Published by Cambridge University Press. 2004. 958p.
- BRACKEN, L.J.; CROKE, J. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrological Processes*, 21, 2007. p.1749–1763
- BRAGA, S.M.; DELARIZZA, R.A.; SANTOS, I.; FERNANDES, C.V.S. Avaliação da performance de pluviômetros de báscula: técnicas para a realização de ensaios pluviométricos em laboratório. In: *XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos e 8º Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Oficial Portuguesa*. Porto Alegre: ABRH, 2007. p.1-16.
- BROMLEY, J.; ROBINSON, M.; BARKER, J.A. Scale-dependency of hydraulic conductivity: an example from Thorne Moor, a raised mire in South Yorkshire, UK. *Hydrological Processes*, 18, 2004. p. 973–985
- CAMMERAAT, L.H. A review of two strongly contrasting geomorphological systems within the context of scale. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 2002. p.1201-1222.
- CAPPUS, P. (1960) Bassin experimental d'Alrance: etudes des lois de l'ecoulement. Application au calcul et a la prevision des debits. *La Houille Blanche A*, 493-514.
- CAUDURO, F.A.; DORFMAN, R. *Manual de ensaios de laboratório e de campo para irrigação e drenagem*. Porto Alegre: PRONI/ IPH-UFRGS, 1986. 216p.
- CHAPPELL, N.A. et al. Spatially-significant effects of selective tropical forestry on water, nutrient and sediment flows: a modeling-supported review In: BONELL, M.; BRUIJNZEEL, L.A (Ed.). *Forests, Water and People in the Humid Tropics*. Published by Cambridge University Press. 2004b. p. 513-532.
- CHAPPELL, N.A.; BIDIN, K.; SHERLOCK, M.D.; LANCASTER, J.W. Parsimonious spatial representation of tropical soils within dynamic rainfall-runoff model. In: BONELL, M.; BRUIJNZEEL, L.A (Ed.). *Forests, Water and People in the Humid Tropics*. Published by Cambridge University Press. 2004a. p. 85-98
- CHAPPELL, N.A.; FRANKS, S.W; LARENUS, J. Multi-scale permeability estimation for a tropical catchment. *Hydrological Processes*, 12, 1998. p. 1507-1523.
- CHORLEY, R.J. The hillslope hydrological cycle. In: KIRKBY, M. J. (Ed.). *Hillslope Hydrology*. J. Wiley, 1978. p. 1-42.
- DALAGNOL, E.F.N. *Subsídios para o zoneamento da APA do Rio dos Bugres, Rio Negrinho – SC, com vistas ao aproveitamento de água para abastecimento público*. Florianópolis, 2001. 166f. Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa Catarina.
- DAVID, J.S.; GASH, J. Rainfall interception. [online] Disponível na Internet via WWW. URL: http://www.scitopics.com/Rainfall_interception.html. Maio, 2009.
- DAWES, W.R.; SHORT, D. The significance of topology for modeling the surface hydrology of fluvial landscapes. *Water Resources Research*, 30, 1994. p.1045-1055.
- DICKINSON, W.T.; WHITELEY, H. Watershed areas contributing to runoff. In: *IASH Pub.*, 96, 1970. p.12-26.
- DOORENBOS, J.; PRUIT, W. O. Crop water requirements. Roma: FAO, 1992. 144 p.

- DUNNE, T. Field study of hillslope flow processes. In: KIRKBY, M. J. (Ed.). *Hillslope Hydrology*. J. Wiley, 1978. p. 227-293.
- DUNNE, T. Hydrogeomorphology - an introduction. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 15A, 1994. p.1-4.
- DUNNE, T.; BLACK, R. D. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Research*, 6, p. 478-490, 1970a.
- DUNNE, T.; BLACK, R. D. Partial area contributions to storm runoff production in a small New England watershed. *Water Resources Research*, 6, p. 1296-1311, 1970b.
- EADS, R.E.; LEWIS, J. Continuous turbidity monitoring in streams of northwestern California. In: *Turbidity and Other Sediment Surrogates Workshop* (ed. by G.D. Glysson & J.R. Gray) (Proc., Reno, Nevada, USA, April/May 2002). 2002. p. 1-3.
- ELSENBEER, H.; CASSEL, K.; CASTRO, J. Spatial analysis of soil hydraulic conductivity in a tropical rain forest catchment. *Water Resources Research*, 28, 1992. p. 3201-3214.
- ENSENBEER, H. Hydrologic flowpaths in tropical rainforest soils - a review. *Hydrological processes*, 15, 2001. p. 1751-1759.
- EPAGRI/CIRAM. *Zoneamento agroecológico e socioeconômico*. Disponível em: <<http://ciram.epagri.rct-sc.br:8080/cms/zoneamento/zae.jsp>>. Acesso em: 21 jul. 2006.
- FILL, H.D.; SANTOS, I. Estimativa da concentração de sedimentos em suspensão através da profundidade Sechi. In: Xiv Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos e V Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos de Língua Oficial Portuguesa. *Anais*. Porto Alegre: ABRH, 2001. p.1-9.
- FIORI, A.P. Fatores que influem na análise de vertentes e no movimento de massa em encostas. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, n. 43, 1995. p. 7-24.
- FREEZE, R.A. Role of subsurface flow in generating surface runoff: 1. Baseflow contributions to channel flow. *Water Resources Research*. Washington, v. 8, p. 609-623, 1972a.
- FREEZE, R.A. Role of subsurface flow in generating surface runoff: 2. Upstream source areas. *Water Resources Research*. Washington, v. 8, p. 1272-1283, 1972b.
- FREEZE, R.A. Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin. *Water Resources Research*. Washington, v. 7, p. 929-941, 1971.
- FREEZE, R.A., HARLAN, R.L.; Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. *Journal of Hydrology*, 9, 1969. p.237-258
- GASH, J. H. C. An analytical model of rainfall interception in forests. *Q.J.R. Meteorol. Soc*, 105, 1979. p.43-55.
- GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R.; LACHAUD, G. Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. *Journal of Hydrology*, 170, 1995. p.79-86.
- GASH, J. H. C.; MORTON, A. J. An application of the Rutter model to the estimation of the interception loss from Thetford forest. *Journal of Hydrology*, 38, 1978. p.49-58.
- GERMER, S.; ELSENBEER, H.; MORAES, J.M. Throughfall and temporal trends of rainfall redistribution in an open tropical rainforest, south-western Amazonia (Rondonia, Brazil). *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, 2006. p.383-393.

- GODSEY, S.; ELSENBEER, H.; STALLARD, R. Overland flow generation in two lithologically distinct rainforest catchments. *Journal of Hydrology*, 295, 2004. p. 276-290.
- GÓMEZ, J.A.; VANDERLINDENB, K.; NEARING, M.A. Spatial variability of surface roughness and hydraulic conductivity after disk tillage: implications for runoff variability. *Journal of Hydrology*, 311, 2005. p. 143–156.
- GRAYSON, R.; BLÖSCHL, G. Spatial modelling of catchment dynamics. In: GRAYSON, R.; BLÖSCHL, G. *Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modeling*. Published by Cambridge University Press, 2000b. p.51-81.
- GRAYSON, R.; BLÖSCHL, G. *Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modeling*. Published by Cambridge University Press, 2000a. 424p.
- HEWLETT, J.D.; HIBBERT, A.R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: SOPPER, W.E.; LULL, H.W. *International Symposium on Forest Hydrology*. Pergamon, Oxford, UK. 1967. p.275-290.
- HEWLETT, J.D.; HIBBERT, A.R. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. *J. Geophys. Res.*, 68, 4, 1963. p.1081-1087.
- HOLDEN, J; BURT, T.P. Piping and pipeflow in a deep peat catchment. *Catena*, 48, 2002. p.163-199.
- HORNBERGER, G. M.; RAFFENSPERGER, J. P.; WIBERG, P. L.; ESHLEMAN, K. N. *Elements of Physical Hydrology*. J. Hopkins, p. 302, 1998.
- HORTON, R. E. Rainfall interception. *Mon. Weath. Rev.*, 47, 1919. p.603–623.
- HORTON, R.E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Am. Geophys. Un.*, 14, 1933. p.446-460.
- JACKSON, I. J. Relationships between rainfall parameters and interception by tropical forest. *Journal of Hydrology*, 24, 1975. p.215-238.
- JONES, J.A.A. Pipeflow contributing areas and runoff response. *Hydrological processes*, 11, 1997. p.35-41.
- KINNER, D.A.; STALLARD, R.F. Identifying storm flow pathways in a rainforest catchment using hydrological and geochemical modelling. *Hydrological processes*, 18, 2004. p. 2851–2875.
- KIRKBY, M.J. Infiltration, throughflow and overland flow. In: CHORLEY R.J. *Water, Earth and Man*. Methuen, London, 1969. p.215-227.
- KIRKBY, M.J.; BRACKEN, L.J.; REANEY, S. The influence of landuse, soils and topography on the delivery of hillslope runoff to channels in SE Spain. *Earth Surface Landforms and Processes*, 27, 2002. p.1459–1473.
- KIRKBY, M.J.; CALLAN, J.; WEYMAN, D.; WOOD, J. Measurement and modeling of dynamic contributing areas in a very small catchment. University of Leeds, School of Geography, Working Paper 167, Leeds, UK. 1976.
- KLAASSEN, W.; BOSVELD, F.; WATER, E. D. Water storage and evaporation as constituents of rainfall interception. *Journal of Hydrology*, 213, 1998. p.36-50.
- KLEIN, R.M. Mapa Fitogeográfico do Estado de Santa Catarina. *Flora Ilustrada Catarinense*. V Parte. 1978.

- KOBIYAMA, M.; GENZ, F.; MENDIONDO, E. M. Geo-bio-hidrologia. In: FÓRUM GEO-BIO-HIDROLOGIA: ESTUDO EM VERTENTES E MICROBACIAS HIDROGRÁFICAS, 1., 1998, Curitiba. *Anais...* Curitiba: UFPR, 1998. p. 1-25.
- KOBIYAMA, M.; CHAFFE, P.L.B.; ROCHA, H.L.; CORSEUIL, C.W.; MALUTTA, S.; GIGLIO, J.N.; MOTA, A.A.; SANTOS, I.; RIBAS JUNIOR, U.; LANGA, R. Implementation of school catchments network for water resources management of the Upper Negro River region, southern Brazil. In: Taniguchi, M.; Burnett, W.C.; Fukushima, Y.; Haigh, M.; Umezawa, Y. (Orgs.). *From Headwater to the Ocean: Hydrological changes and watershed management*. London: Taylor & Francis, 2009. p.151-157.
- KOHLER, M.A.; LINSLEY, R.K. Predicting the runoff from storm rainfall. *U.S. Weather Bureau Research Paper 34*. Washington, D.C. 1951.
- KUBOTA, J.; SIVAPALAN, S. Towards a catchment-scale model of subsurface small-scale process-based modelling and runoff generation based on synthesis of field studies. *Hydrological Processes*, 9, 1995. p. 541-554.
- LEWIS, J. Turbidity-controlled sampling for suspended sediment load estimation. In: *Erosion and Sediment Transport Measurement in Rivers: Technological and Methodological Advances*. (Proceedings of the Oslo Workshop. June 2002). IAHS Pubi., 283, 2003. p. 1-8.
- LEYTON, L.; REYNOLDS, E. R. C.; THOWPSON, F. B. Rainfall Interception in Forest and Moorland. In: Sopper, W. E.; Lull, H. W. (Eds.). *Forest Hydrology*. Oxford: Pergamon Press, 1967. p.163-178.
- LIN, H.; BOUMA, J.; PACHEPSKY, Y.; WESTERN, A.; THOMPSON, J.; VAN GENUCHTEN, R.; VOGEL, H.J.; LILLY, A. Hydropedology: Synergistic integration of pedology and hydrology. *Water Resources Research*, 42, 2006. 13p.
- LLORENS, P.; GALLART, F. A simplified method for forest water storage capacity measurement. *Journal of Hydrology*, 240, 2000. p.131-144.
- LLOYD, C. R.; GASH, J. H. C.; SHUTTLEWORTH, W. J. The measurement and modeling of rainfall interception by Amazonian rainforest. *Agric. For. Meteorol.*, 43, 1988. p.277-294.
- LYON, S.W., SEIBERT, J., LEMBO, A.J., WALTER, M.T.; STEENHUIS, T.S. Geostatistical investigation into the temporal evolution of spatial structure in a shallow water table. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, 2006. p. 113-125.
- MCDONNELL, J.J. Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. *Hydrological Processes*, 17, 2003. p.1869-1875.
- MENDIONDO, E.M. *Contribuições da análise de incertezas para a recuperação ambiental de bacias pela abordagem interdisciplinar de geobiohidrologia*. Porto Alegre : IPH/UFRGS, 2001. 287 p. Tese (doutorado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- MERRIAM, G. Connectivity: a fundamental ecological characteristic of landscape pattern. *Proceedings of the International Association for Landscape Ecology*, 1, 1984. p.5-15.
- MINE, M.R.M. e CLARKE, T.R. O uso do TOPMODEL em condições brasileiras: resultado preliminar. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 1, n. 2, 1996. p.89-106.
- MOHANTY, B.P.; KANWAR, R.S.; EVERTS, C.J. Comparison of saturated hydraulic conductivity measurement methods for a Glacial-Till Soil. *Soil Science Society of America Journal*, 58, 1994. p. 672-677.

- MOORE, I.D.; GRAYSON, R.B.; LADSON, A.R. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological Processes*, 5, 1991. p. 3-30
- MORGAN, R.P.C. et al. *The European Soil Erosion Model (EUROSEM): documentation an user guide*. Cranfield University, 1998. 124p.
- MORRISSEY, M.M.; WIECZOREK, G.F.; MORGAN, B.A. A comparative analysis of hazard models for predicting debris flows in Madison County, Virginia. U.S. Geol. Surv. Open File Rep. 2001. 67p.
- MULHOLLAND, P.J. Hydrometric and stream chemistry evidence of three storm flowpaths in Walker Branch Watershed. *Journal of Hydrology*, 151, 1993. p. 291-316.
- NASH, J.E.; SUTCLIFFE, J.V. River flow forecasting through conceptual models I: a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10, 1970. p.282-290.
- O'LOUGHLIN, E. M. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*, v. 22, n. 5, p. 794-804, May 1986.
- OHTA, T. A conceptual model of storm runoff on steep forested slopes. *J. Jpn. Forestry Soc.*, 72, 1990. p. 201-207 [em Japonês com resumo em Inglês]
- OKUNISHI K. Concept and methodology of hydrogeomorphology. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 15A, 1994. p.5-18.
- OKUNISHI, K. Hydrogeomorphological interactions: a review of approach and strategy. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 12, 1991. p.99-116.
- OOSTERBAAN, R.J; NIJLAND, H.J. Determining the saturated hydraulic conductivity. In: RITZEMA, H.P. (Ed.). *Drainage Principles and Applications*. ILRI Publication16, second revised edition, Wageningen, The Netherlands, 1994. 40p.
- PREFEITURA MUNICIPAL DE RIO NEGRINHO. Informações gerais. [online] Disponível na Internet via WWW. URL: <http://www.rionegrinho.sc.gov.br/caracteristicas.htm>. Julho, 2006.
- PREVEDELLO, C.L. et al. Balanço de água por aquisição automática de dados em cultura de trigo (*Triticum aestivum L.*). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 31, 2006.
- PREVEDELLO, C.L.; LOYOLA, J.M.T. Modelo para estimar as propriedades hidráulicas de meios porosos a partir da curva granulométrica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE MECÂNICA DOS SOLOS E ENGENHARIA GEOTÉCNICA, São Paulo, 2002. *Anais*. São Paulo, ABMS, 2002. p.467-472.
- PRINGLE, C. What is hydrologic connectivity and why is it ecologically important? *Hydrological Processes*, 17, 2003. p. 2685-2689.
- PUTTY, M.R.Y.; PROSAD, R. Runoff processes in headwater catchments—an experimental study in Western Ghats, South India. *Journal of Hydrology*, 235, 2000. p. 63-71.
- QUINN, P.; BEVEN, K. J.; CHEVALLIER, P.; PLANCHON, O. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 5, 1991. p. 59-79.
- RAGAN, R.M. An experimental investigation of partial area contributions. In: *Hydrological Aspects of the Utilization of Water*, Reports and Discussions (Proc. IAHS Assembly at Bern), 1968. p.241-251. IAHS Publ. 76.

- RAWLS W.J.; BRAKENSIEK, D.L. Prediction of Soil Properties for Hydrologic Modeling. In: JONES, E.B.; WARD, T.J. (Ed.). *Watershed Management in the 80's*. New York : ASCE, 1985. Cap. 13, p. 293-299.
- REID, S.C.; LANE, S.N.; MONTGOMERY, D.R.; BROOKES, C.J. Does hydrological connectivity improve modelling of coarse sediment delivery in upland environments? *Geomorphology*, 90, 2007. p.263-282.
- ROBINSON, D.A. et al. Advancing process-based watershed hydrological research using near-surface geophysics: a vision for, and review of, electrical and magnetic geophysical methods. *Hydrological Processes*, 22, 2008. p.3604–3635.
- RODGERS, M; MULQUEEN, J. Field-saturated hydraulic conductivity of unsaturated soils from falling-head well tests. *Agricultural Water Management*, 79, 2006. p.160–176.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I. Ecohydrology: A hydrology perspective of climate-soil-vegetation dynamics. *Water Resources Research*, v. 36, n. 1, p. 3-9, January 2000.
- RUTTER, A.J.; KERSHAW, K.A.; ROBINS, P.C.; MORTON, A.J. A predictive model of rainfall interception in forests, I. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican Pine. *Agric. Meteorol.*, 9, 1971. p.367–384.
- RUTTER, A.J.; MORTON, A.J. A predictive model of rainfall interception in forests, III. Sensitivity of the model to stand parameters and meteorological variables. *J. Appl. Ecol.*, 14, 1977. p.567–588.
- RUTTER, A.J.; MORTON, A.J.; ROBINS, P.C. A predictive model of rainfall interception in forests, II. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. *J. Appl. Ecol.*, 12, 1975. p.367–380.
- SANTOS, I. *Modelagem geobiohidrológica como ferramenta no planejamento ambiental: estudo da bacia do rio Pequeno, São José dos Pinhais – PR*. Curitiba: Curso de Pós-graduação em Agronomia, 2001. 93p. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Paraná.
- SANTOS, I.; FILL, H.D.; SUGAI, M.R.B.; BUBA, H.; KISHI, R.T.; MARONE, E. LAUTERT, L.F. *Hidrometria Aplicada*. Curitiba: LACTEC, 2001. 372p.
- SANTOS, I.; GIBERTONI, R.C.; CAMARGO, A.S.G. Monitoramento intensivo e análise do transporte de sedimentos na bacia do rio Apucarantina, PR. In: XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos e 8º Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Oficial Portuguesa. *Anais*. Porto Alegre: ABRH, 2007. p.1-13.
- SAULNIER, G.M.; BEVEN, K.; OBLED, C. Including spatially effective soil depths in TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, 202, 1997. p.158-172.
- SAYER, A.M.; WALSH, R.P.D.; BIDIN, K. Pipeflow suspended sediment dynamics and their contribution to stream sediment budgets in small rainforest catchments, Sabah, Malaysia. *Forest Ecology and Management*, 224, 2006. p.119-130.
- SCHAAP, M.G.; LEIJ, F.J.; VAN GENUCHTEN, M.T. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, 251, 2001. p.163-176.
- SCHEIDEGGER, A.E. Hydrogeomorphology. *Journal of Hydrology*, 20, 1973. p.193-215.
- SIDLE, R.C. Field observations and process understanding in hydrology: essential components in scaling. *Hydrol. Process*, 20, 2006. p.1439-1445.

- SIDLE, R.C. New concepts in hydrogeomorphic processes across various scales of space and time. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 25, 2004. p.331-340.
- SIDLE, R.C., ONDA, Y. Hydrogeomorphology: overview of an emerging science. *Hydrol. Process*, 18, 2004. p. 597–602.
- SIDLE, R.C.; NOGUCHI, S.; TSUBOYAMA, Y.; LAURSEN, K. A conceptual model of preferential flow systems in forested hillslopes: evidence of self-organization. *Hydrol. Process*, 15, 2001. p.1675–1692.
- SIDLE, R.C.; TSUBOYAMA, Y.; NOGUCHI, S.; HOSADA, I.; FUJIEDA, M.; SHIMIZU, T. Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. *Hydrol. Process*, 14, 2000. p.369-385.
- SILBERSTEIN, R.P. Hydrological models are so good, do we still need data? *Environmental Modelling & Software*, 21, 2006. p.1340-1352.
- SILVA, I.C.; OKUMURA, T. Throughfall, Stemflow and interception loss in a mixed White Oak Forest (*Quercus serrata* Thunb.). *J. For. Res.*, 1, 1996. p.123-129.
- SILVA, L.C.; BORTOLUZZI, C.A. (Org). *Texto explicativo para o mapa geológico do Estado de Santa Catarina*. Florianópolis: 11º Distrito do Departamento Nacional de Produtos Minerais, Coordenadoria de Recursos Minerais da Secretaria da Ciência Tecnológica, Minas e Energia, 1987.
- SILVA, R.V.; KOBIYAMA, M. R. TOPMODEL: teoria integrada e revisão. *RA'E GA*, 14, 2007. p.97-110.
- SOBIERAJ, J.A.; ELSENBEER, H.; COELHO, R.M.; NEWTON, B. Spatial variability of soil hydraulic conductivity along a tropical rainforest catena. *Geoderma*, 108, 2002. p. 79-90.
- SOCHAVA, V.B. *Introdução à teoria dos geossistemas*. Novosibirsk: Editora Nauka, 1978. 319 p. (em russo).
- TAGUE, C.L.; BAND, L.E. Evaluating explicit and implicit routing for watershed hydro-ecological models of forest hydrology at the small catchment scale. *Hydrological Processes*, 15, 2001. p.1415-1439.
- TSUKAMOTO, Y. Storm discharge from an experimental watershed. *J. Japanese Soc. Forestry* 45, 1963. p.186-190.
- TUCCI, C.E.M. *Modelos hidrológicos*. Porto Alegre : Editora Universidade Federal do Rio Grande do Sul/UFRGS/Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1998. 669 p.
- UCHIDA, T.; KOSUGI, K.; MIZUYAMA, T. Effects of pipeflow on hydrological process and its relation to landslide: a review of pipeflow studies in forested headwater catchments. *Hydrological Processes*, 15, 2001. p.2151-2174.
- UCHIDA, T.; KOSUGI, K.; MIZUYAMA, T. Runoff characteristics of pipeflow and effects of pipeflow on rainfall-runoff phenomena in a mountainous watershed. *Journal of Hydrology*, 222, 1999. p.18-36.
- UCHIDA, T.; MEERVELD, I.T.; MCDONNELL, J.J. The role of lateral pipe flow in hillslope runoff response: an intercomparison of non-linear hillslope response. *Journal of Hydrology*, 311, 2005. p.117-133
- VALENTE, F.; DAVID, J.S.; GASH, J.H.C. Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models. *Journal of Hydrology*, v.190, p.141–162, 1997.

VAN GENUCHTEN, M.Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 1980. p.892-898

VERTESSY, R.; ELSENBEER, H.; BESSARD, Y.; LACK, A. Storm runoff generation at La Cuenca. In: GRAYSON, R.; BLÖSCHL, G. *Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modeling*. Published by Cambridge University Press, 2000. p. 247-271.

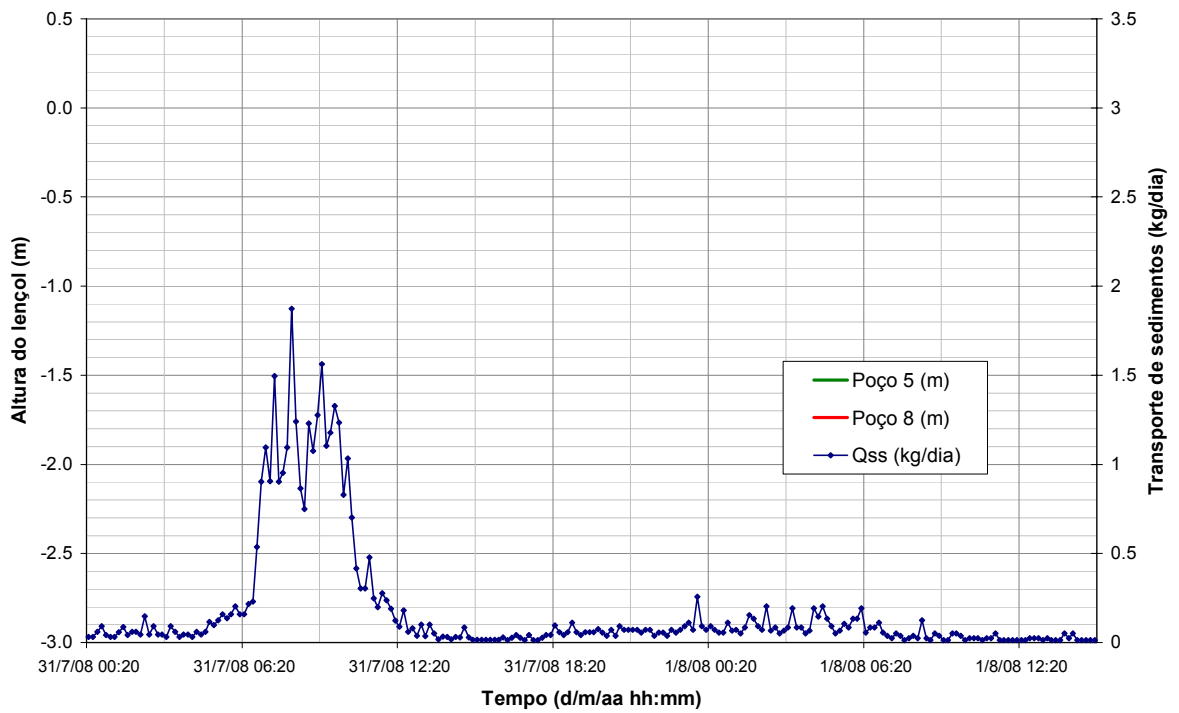
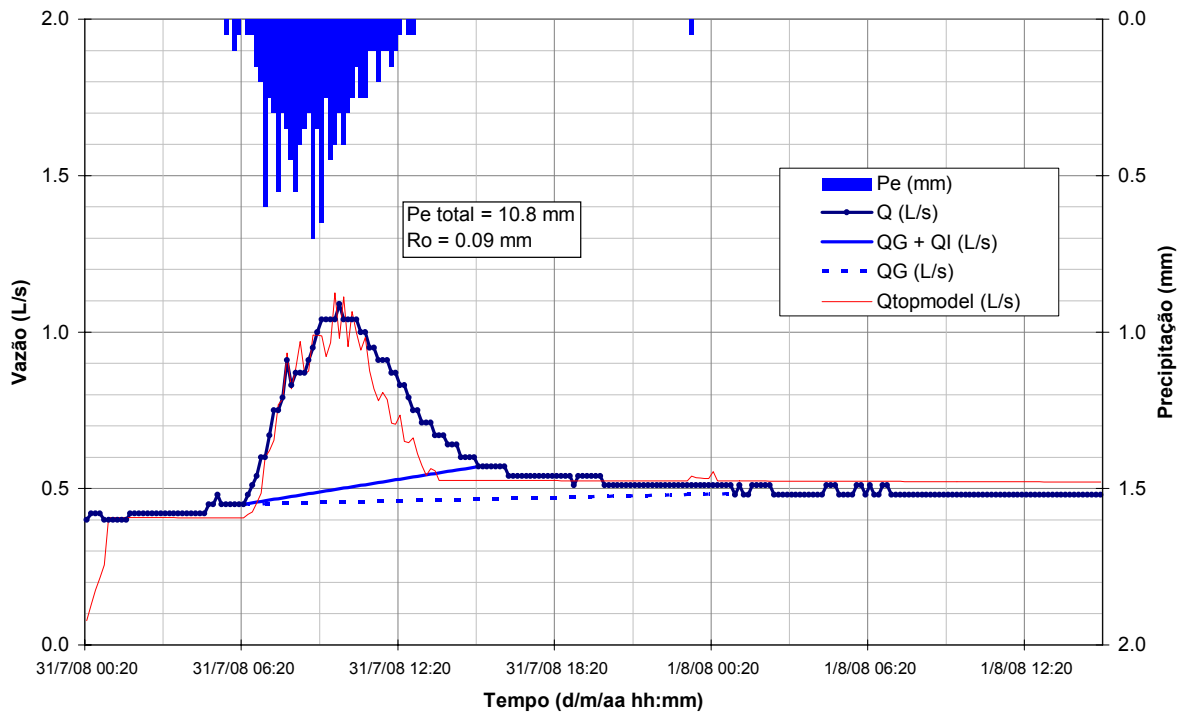
WICKEL, A.J.; van de GIESEN, N.C.; SÁ, T.D.A. Stormflow generation in two headwater catchments in eastern Amazonia, Brasil. *Hydrological Processes*, 22, 2007. p.3285-3293.

ZHANG, L.; WALKER, G.R.; DAWES, W.R. Water Balance Modelling: Concepts and Applications. In: MCVICAR, T.R.; RUI, L.; WALKER, J.; FITZPATRICK, R.W.; LIU, C. (eds.) *Regional Water and Soil Assessment for Managing Sustainable Agriculture in China and Australia*. ACIAR Monograph, 84, 2002. p.31-47.

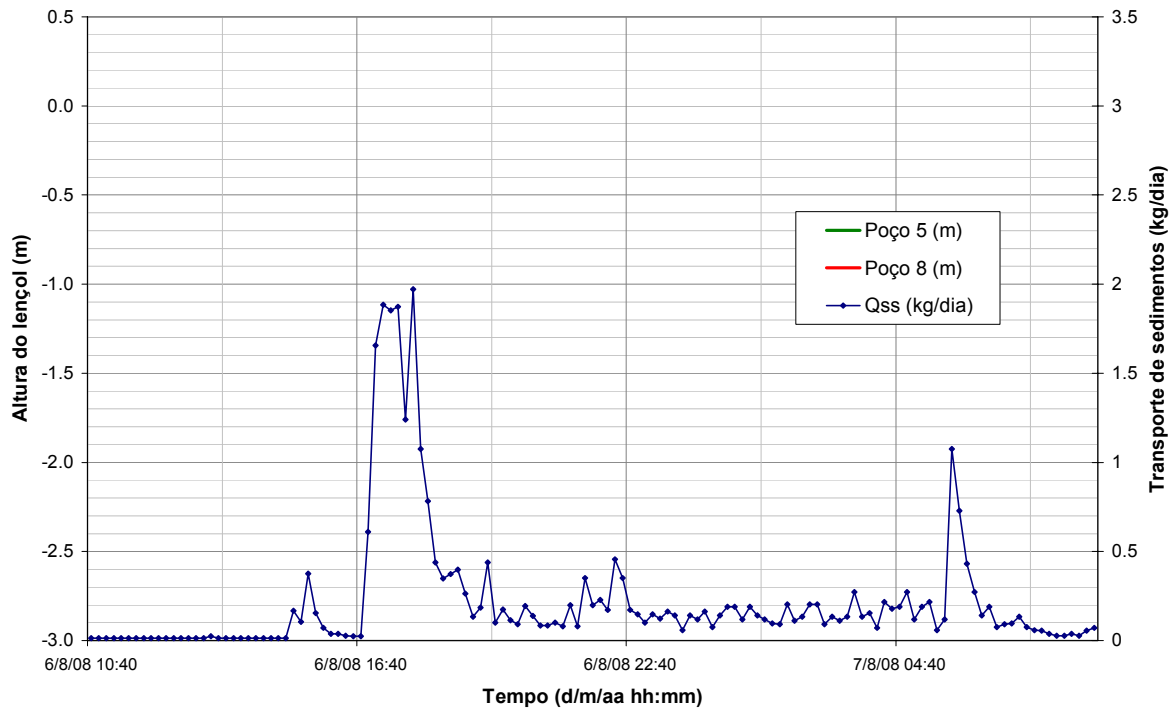
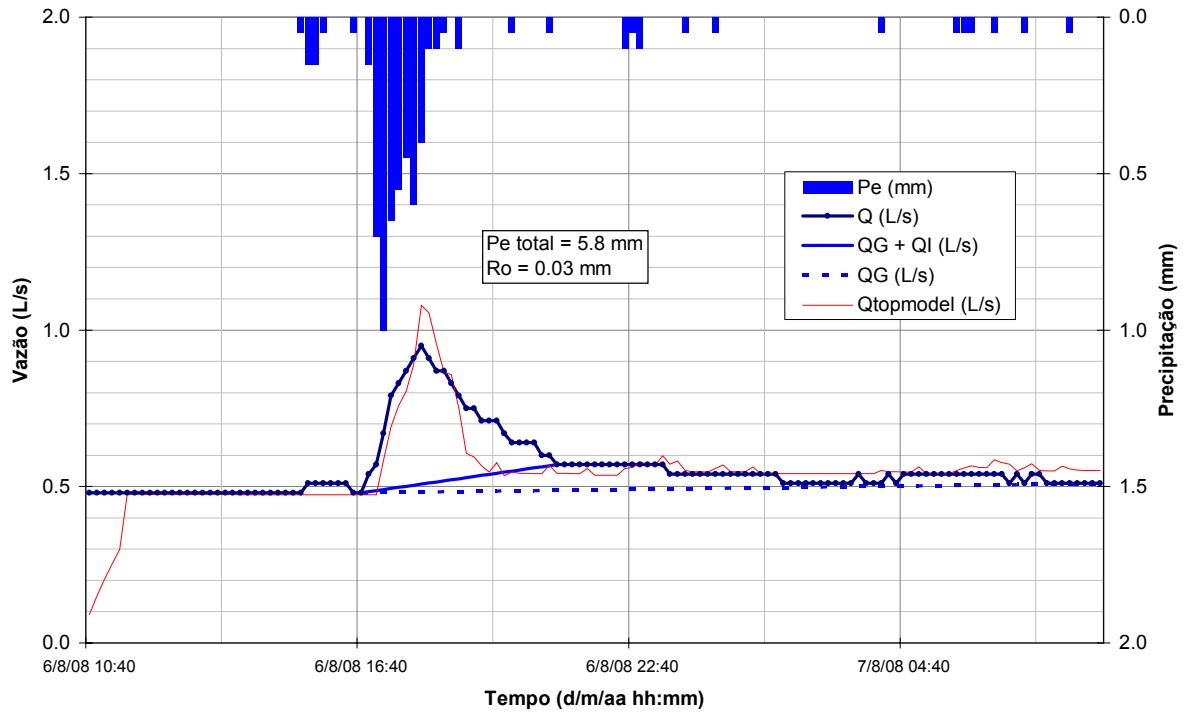
ZINKE, P.J. Forest interception studies in the United States. In: Sopper, W. E.; Lull, H. W. (eds.). *Forest Hydrology*. Oxford: Pergamon Press, 1967. p.137-161.

ANEXO I

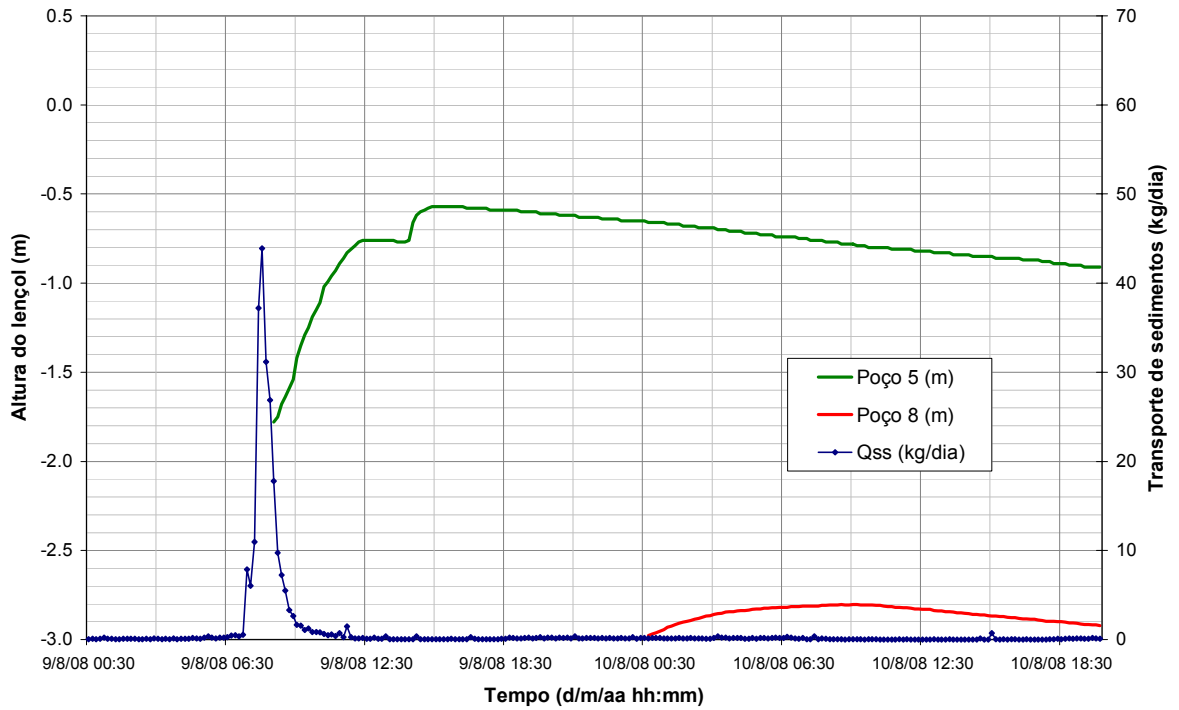
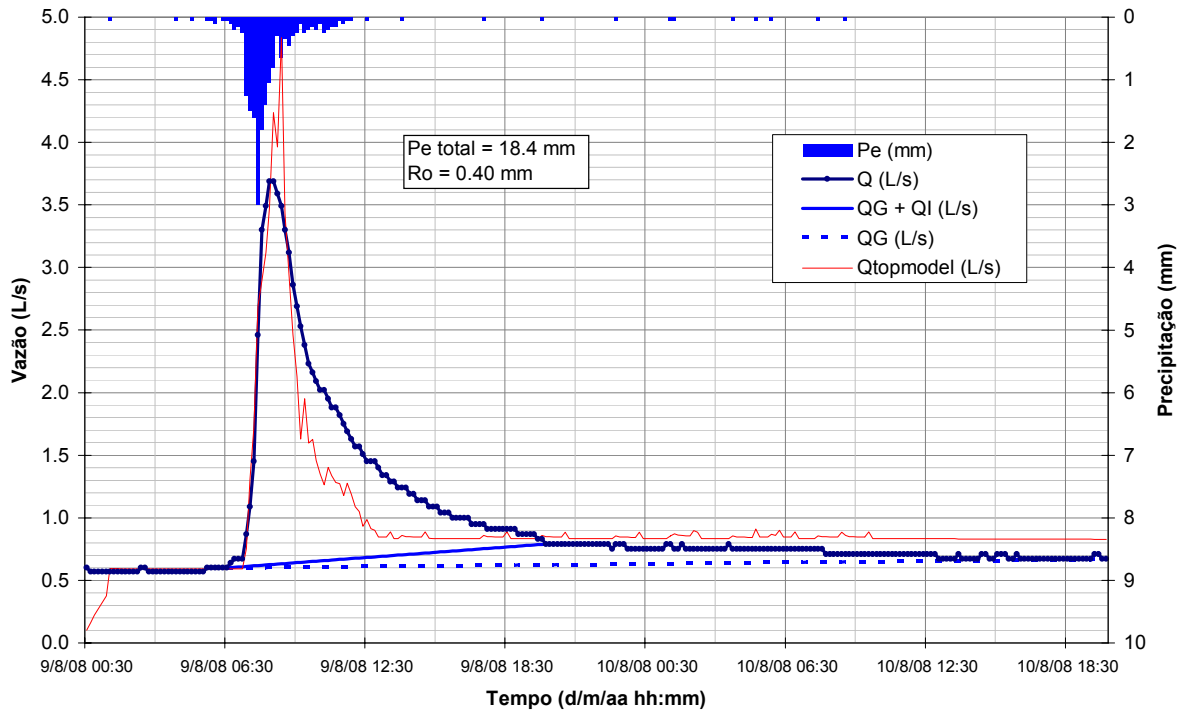
Evento 01



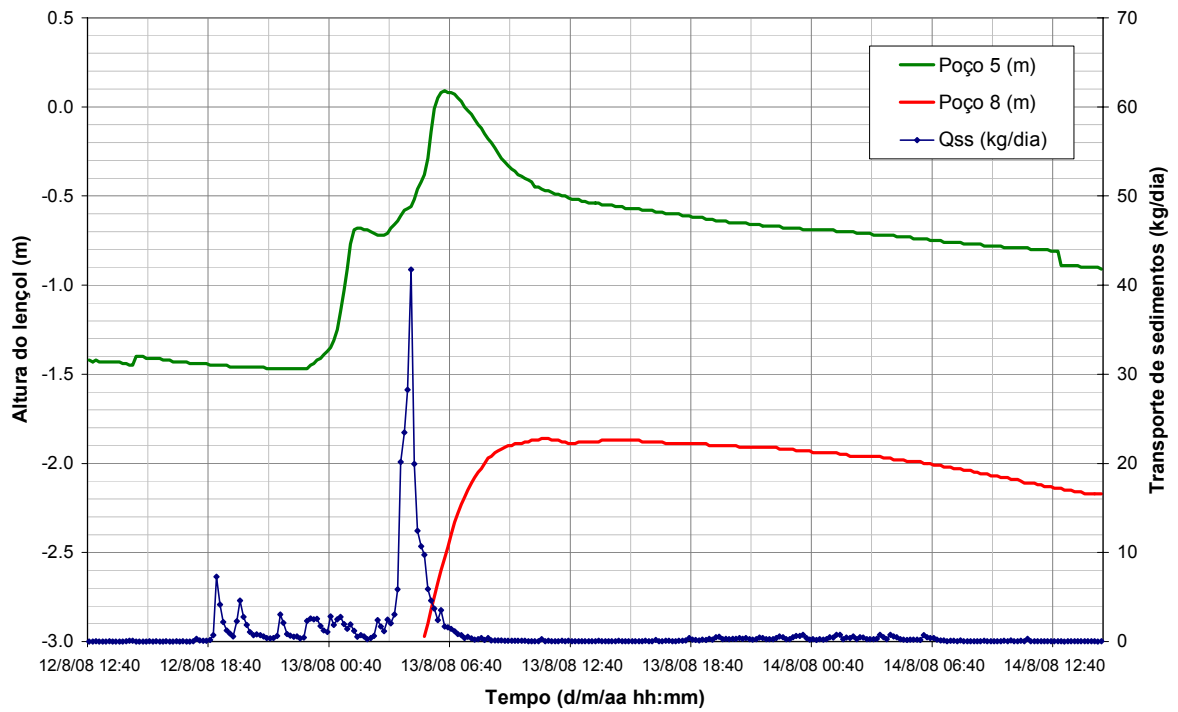
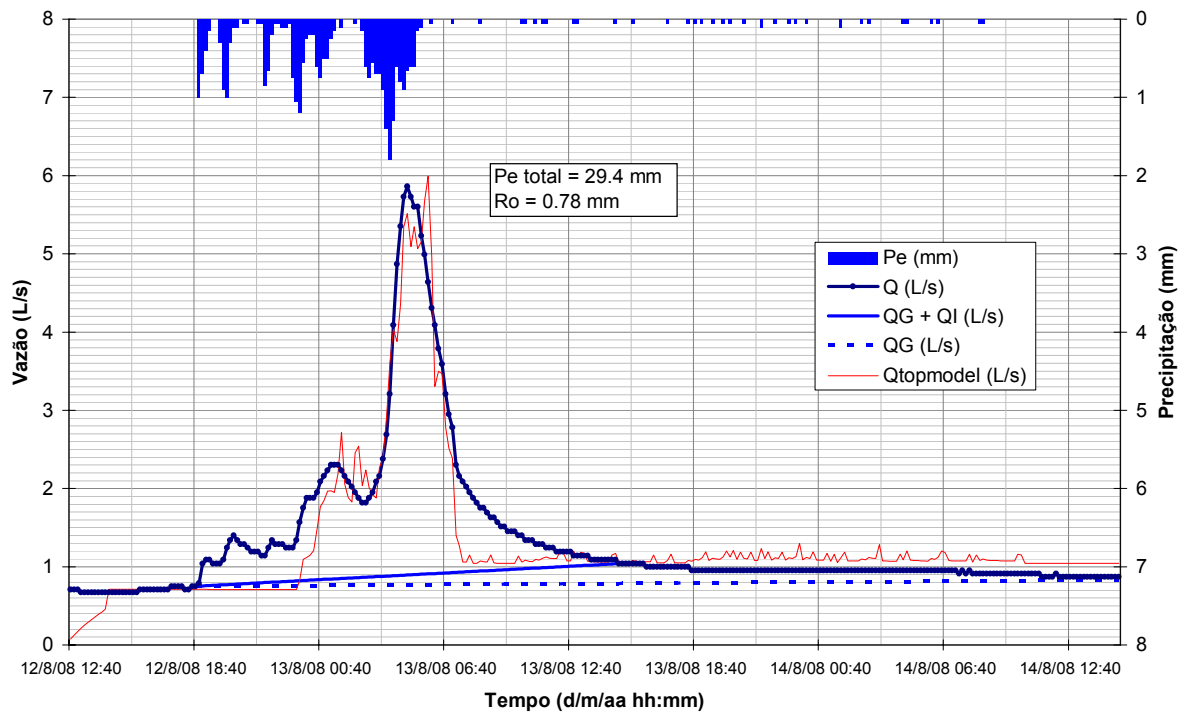
Evento 02



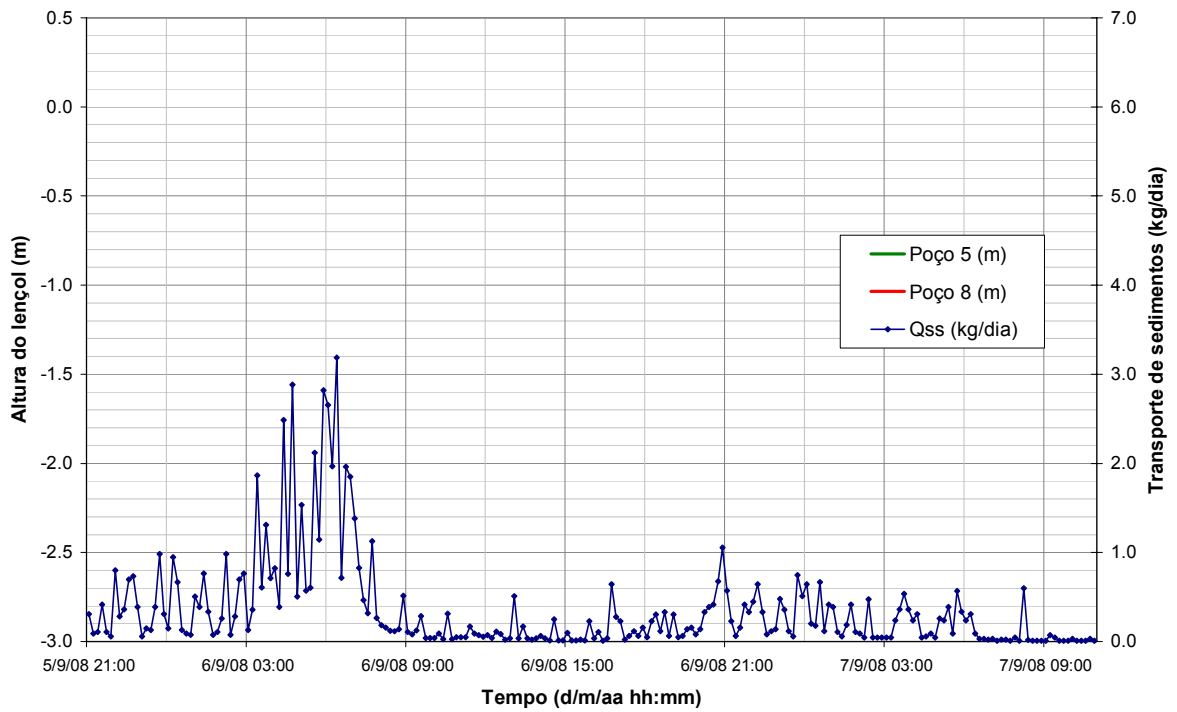
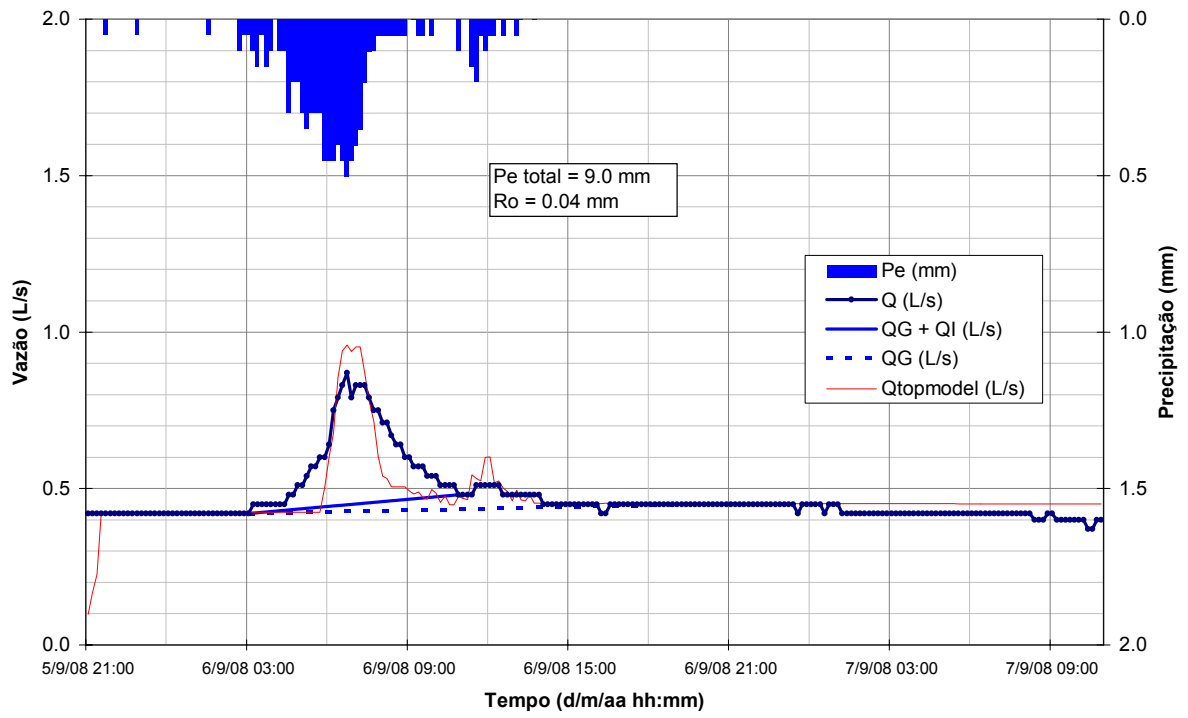
Evento 03



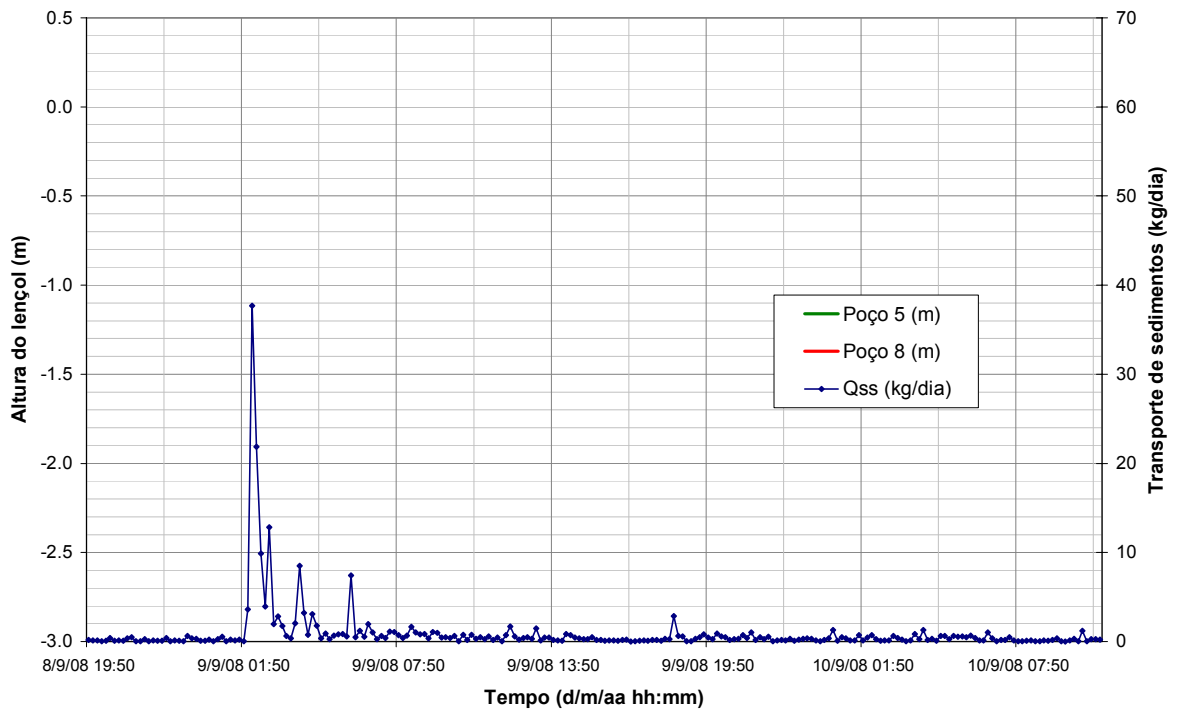
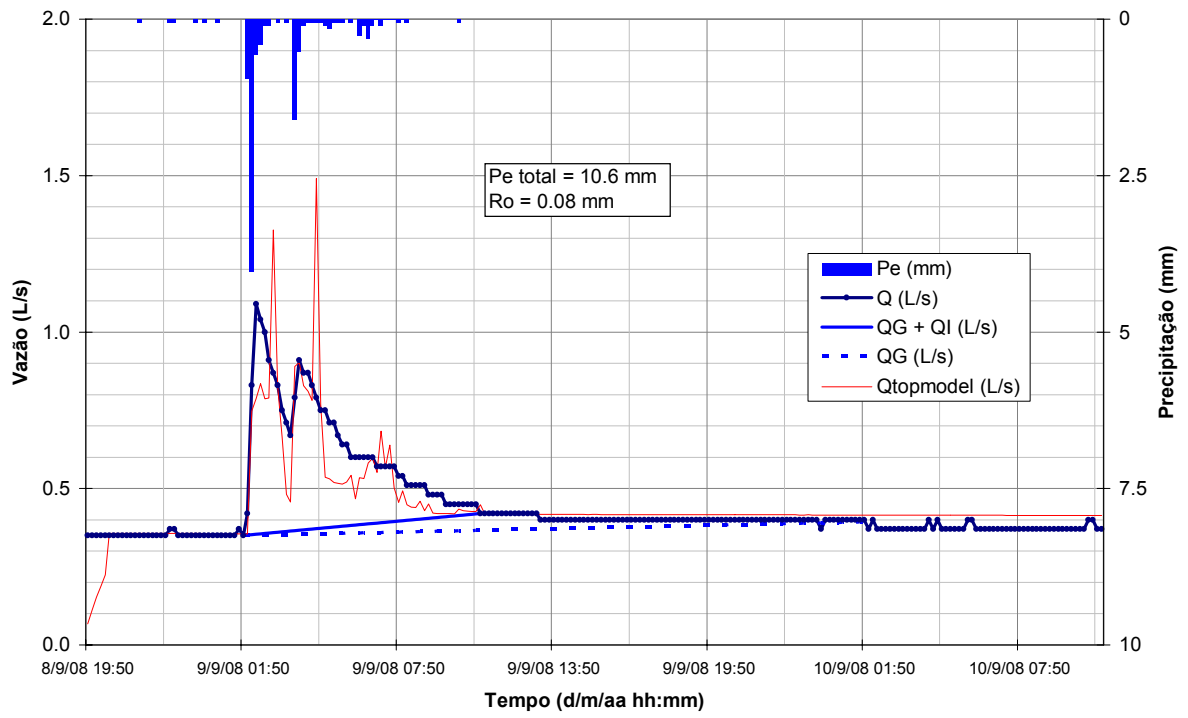
Evento 04



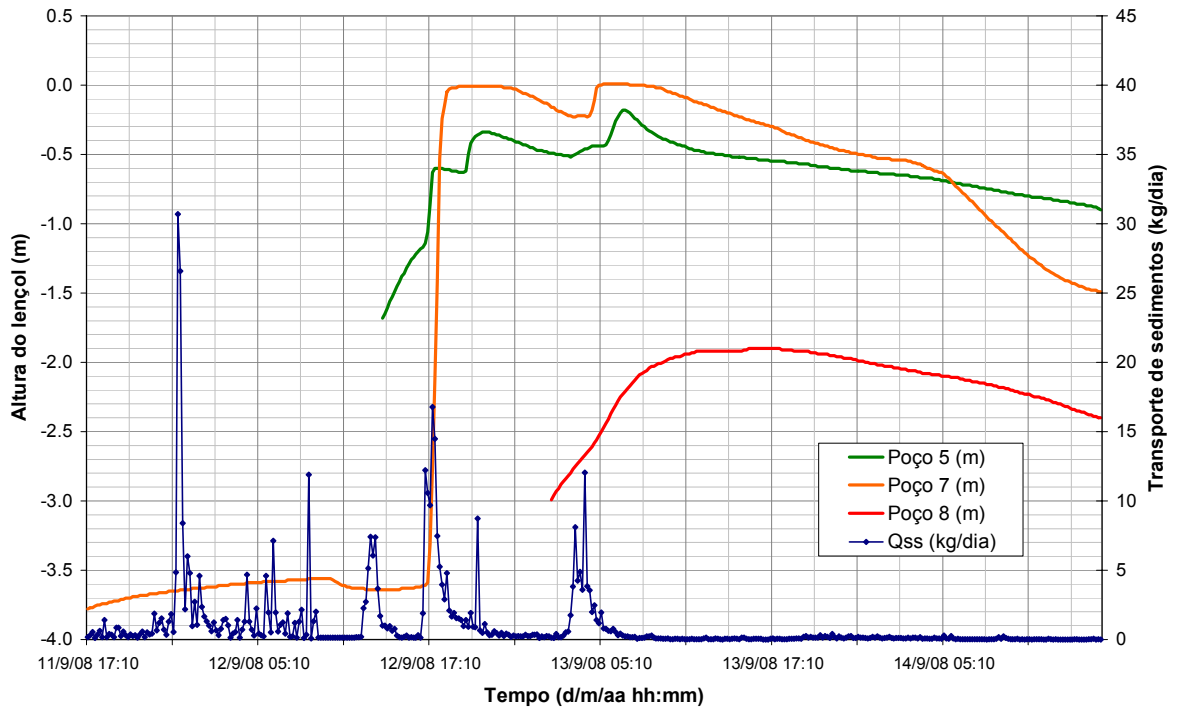
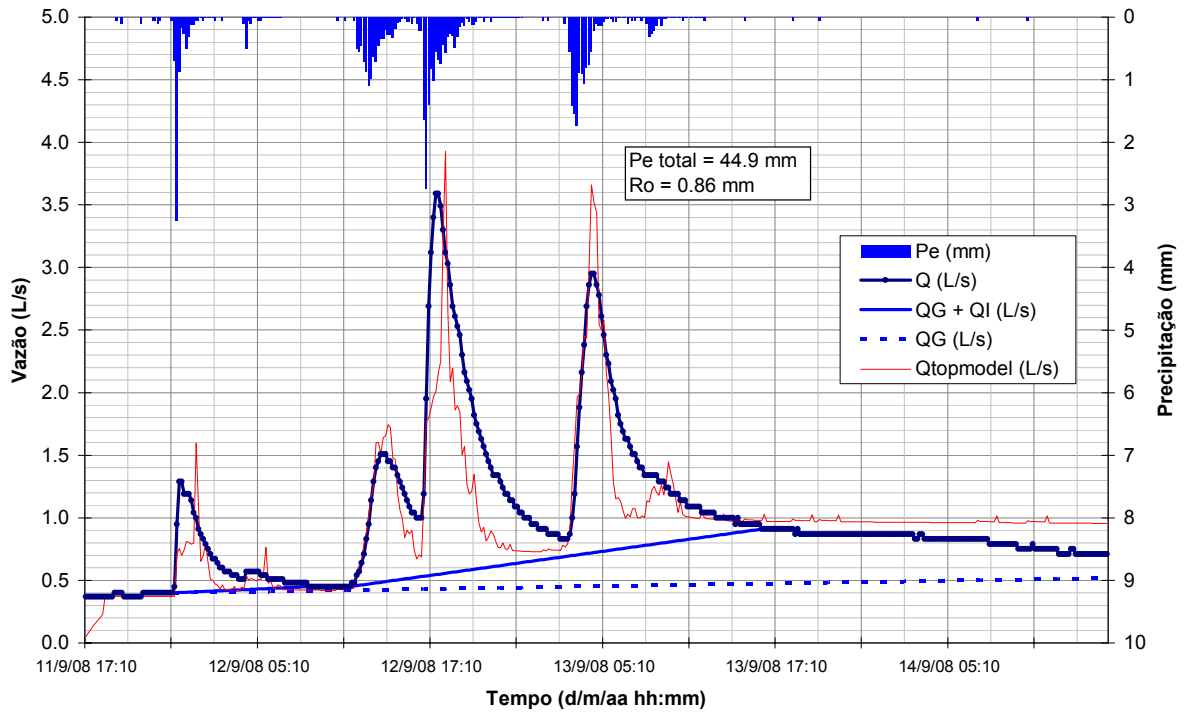
Evento 05



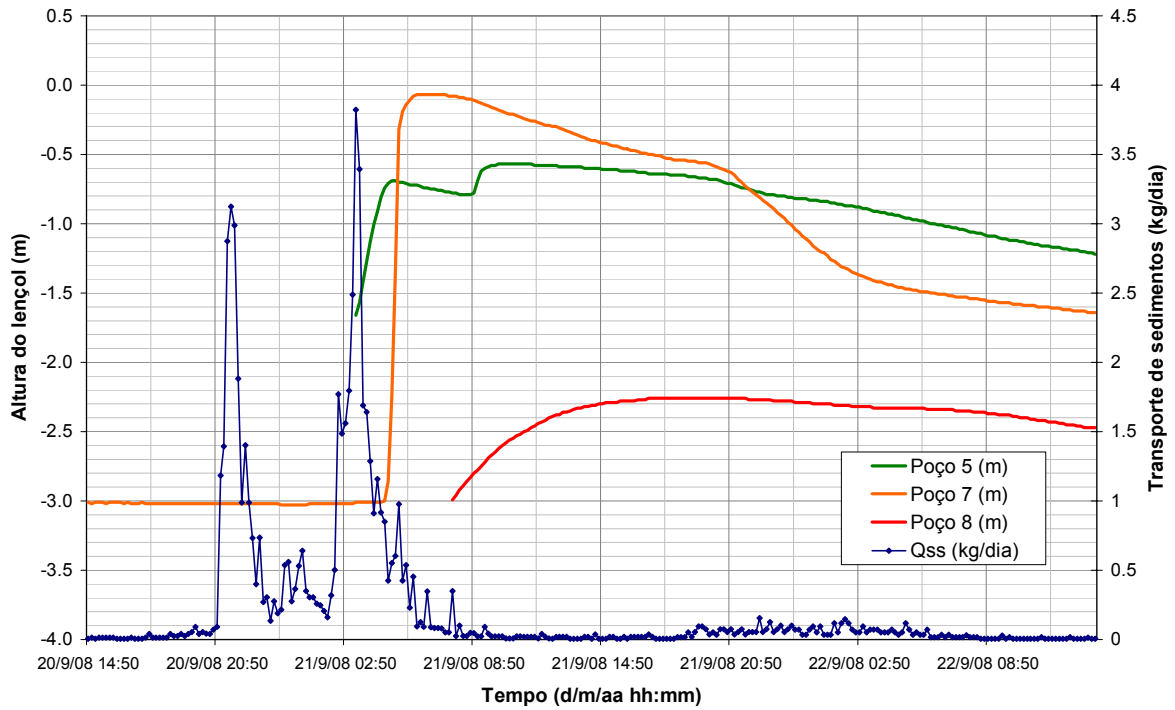
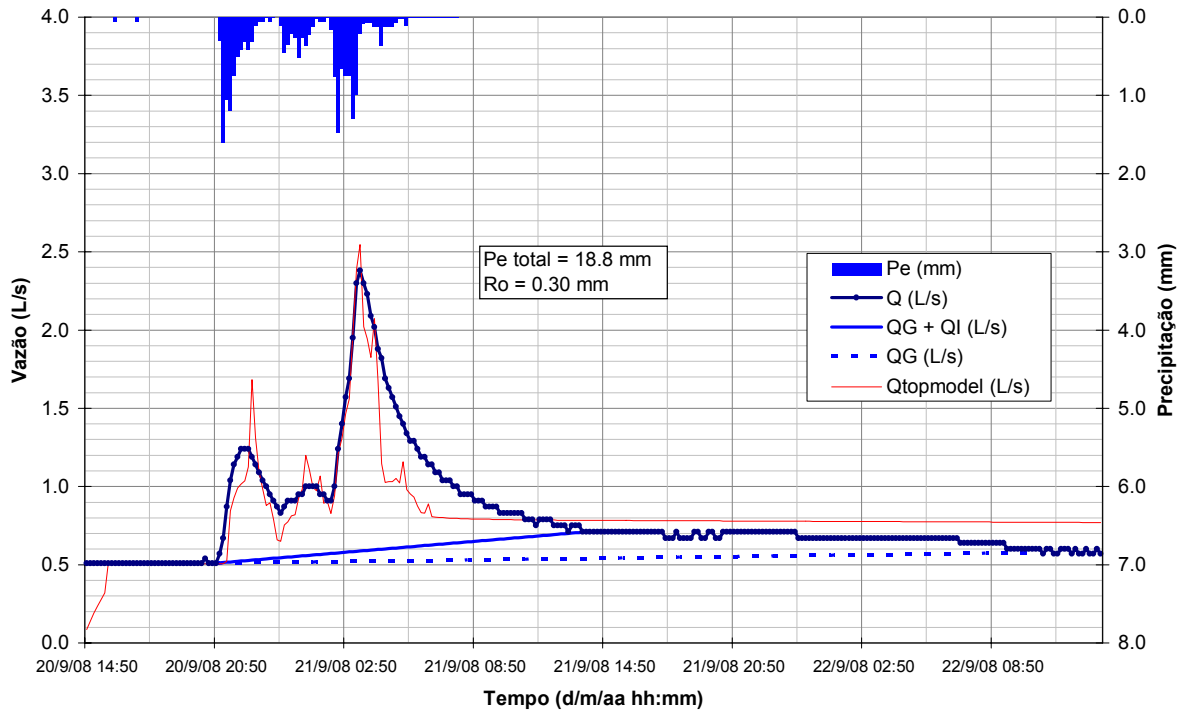
Evento 06



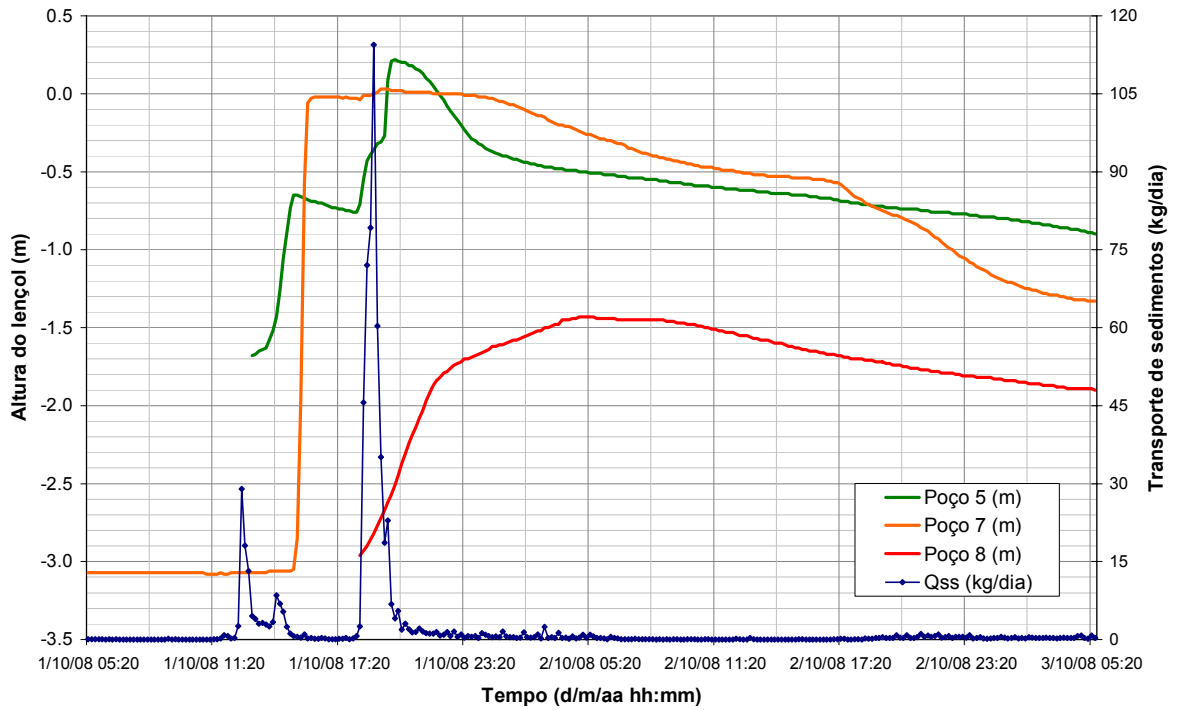
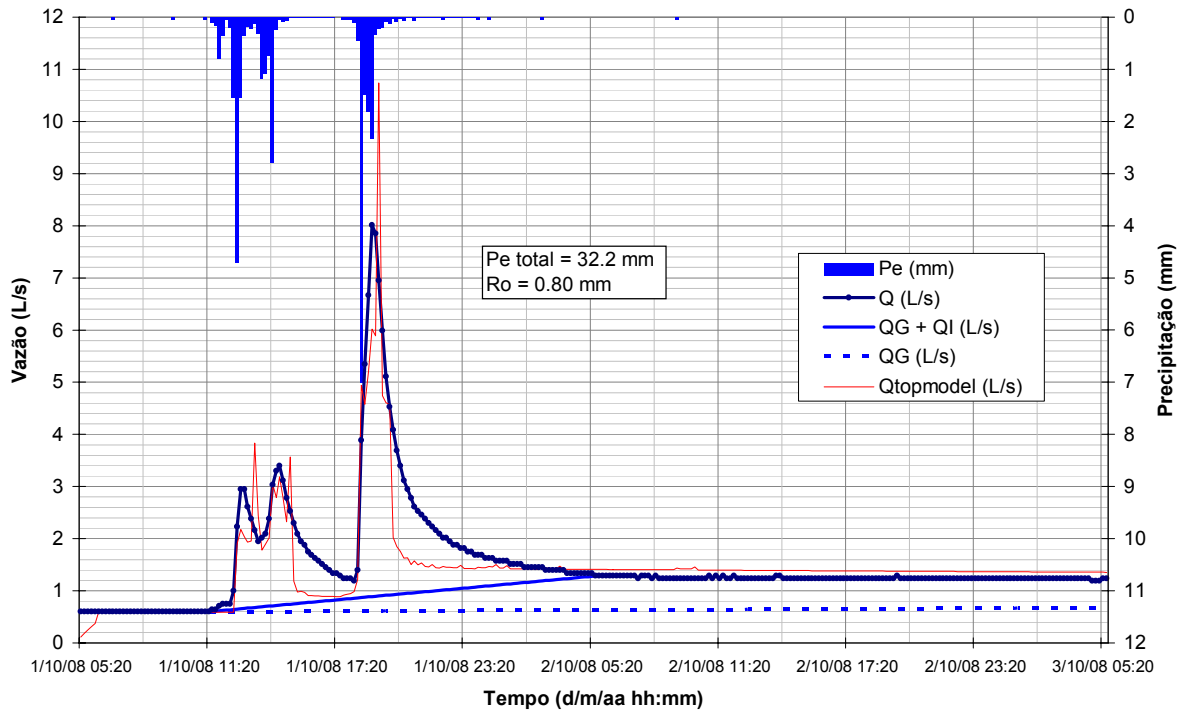
Evento 07



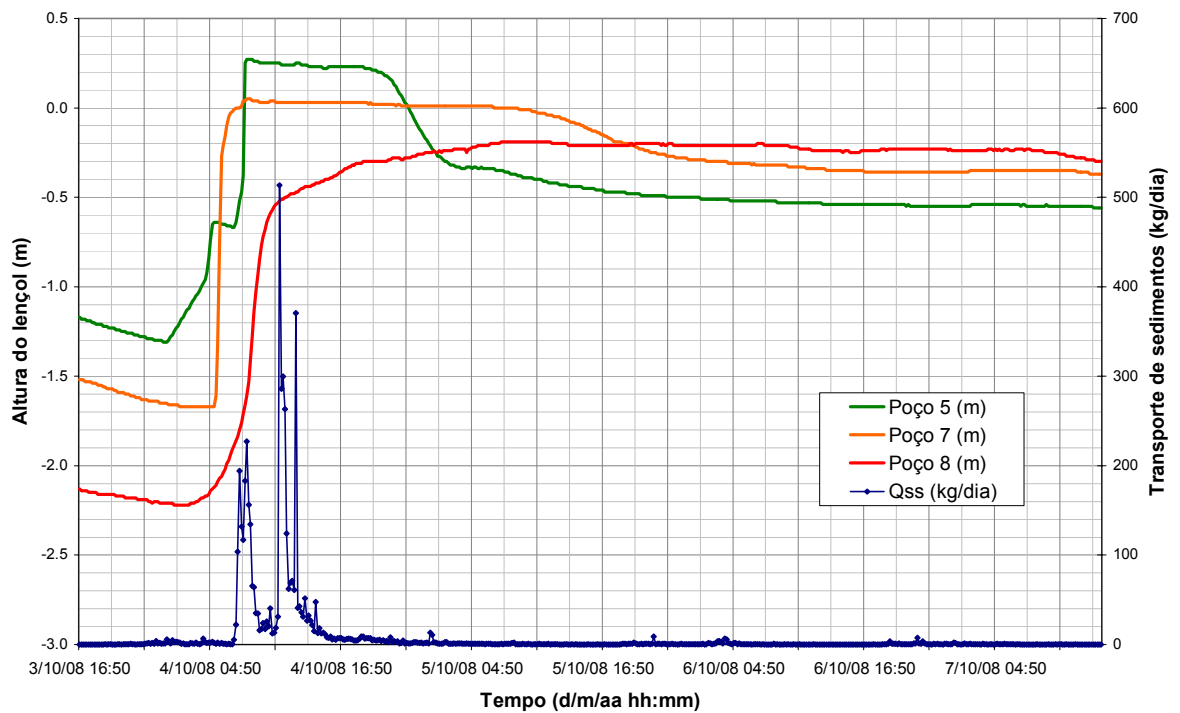
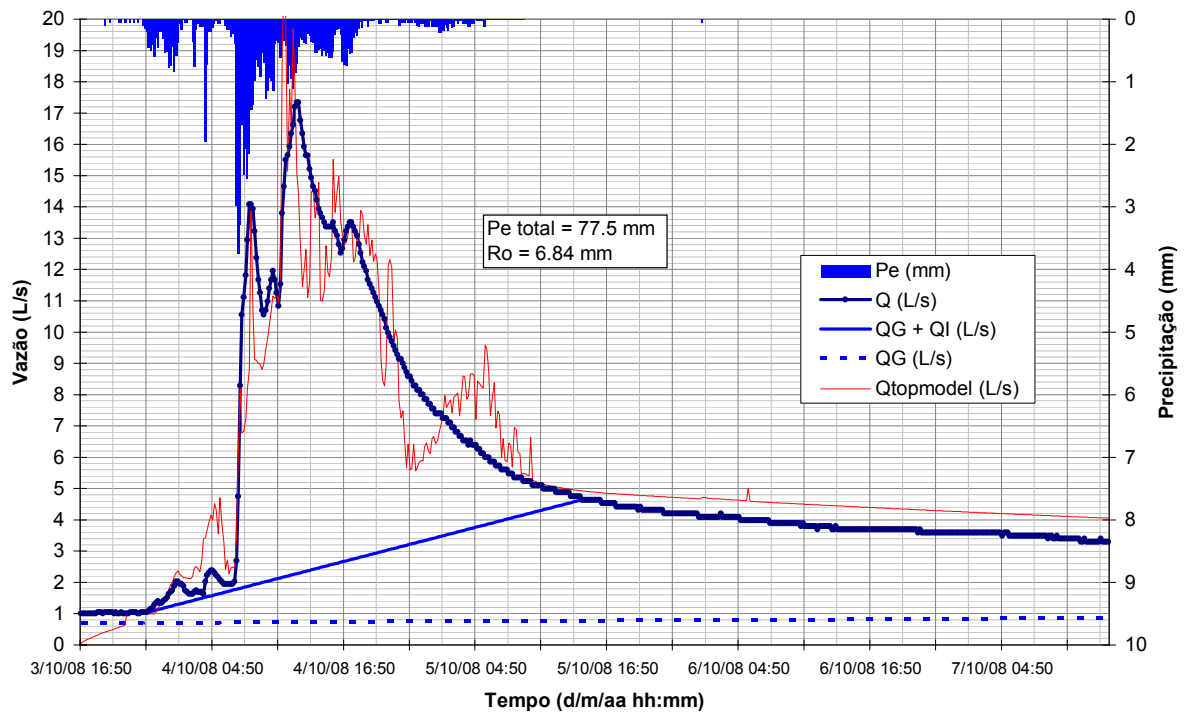
Evento 08



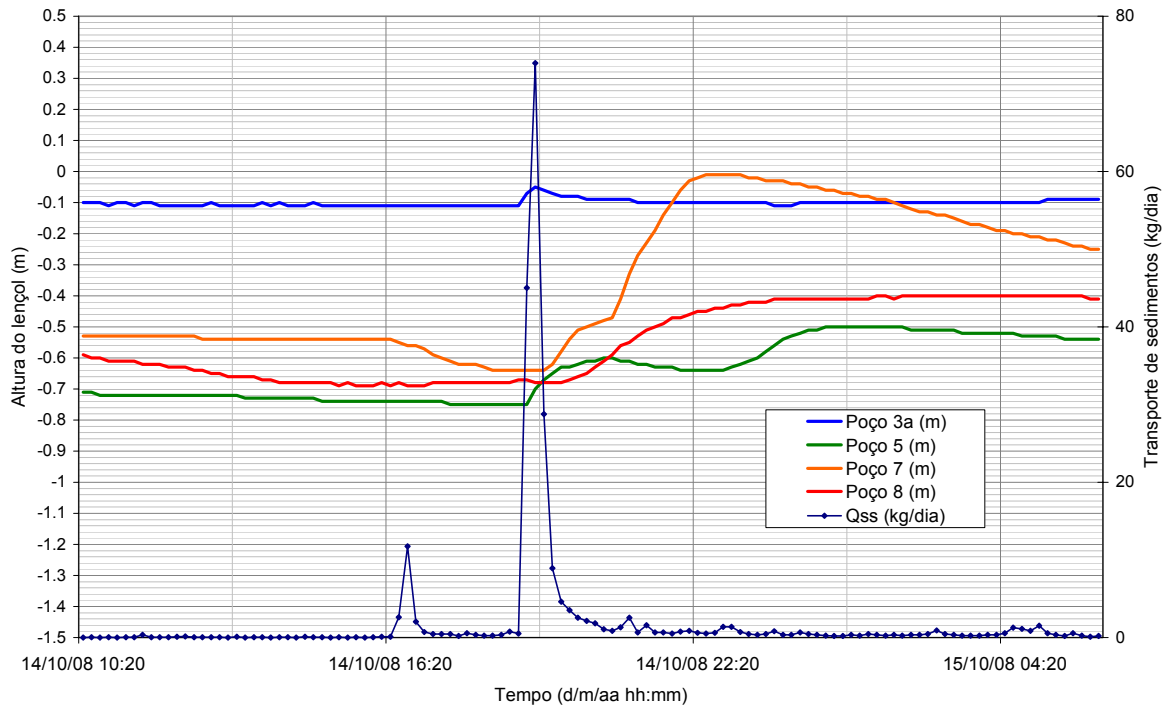
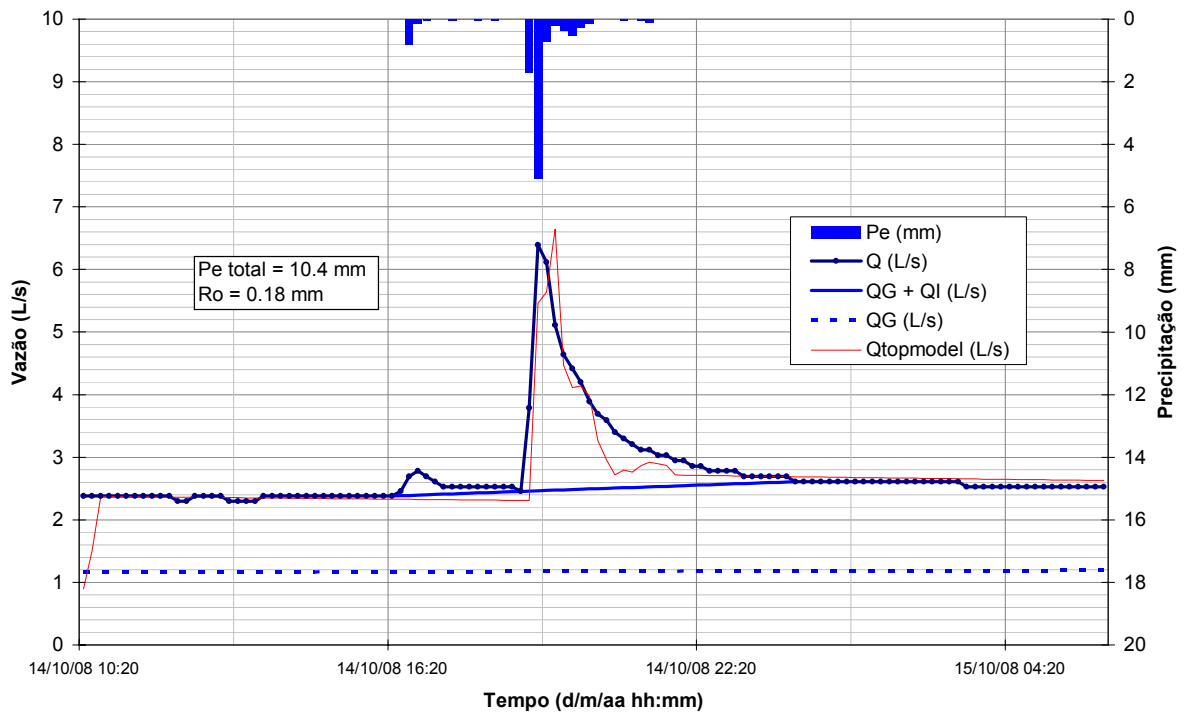
Evento 09



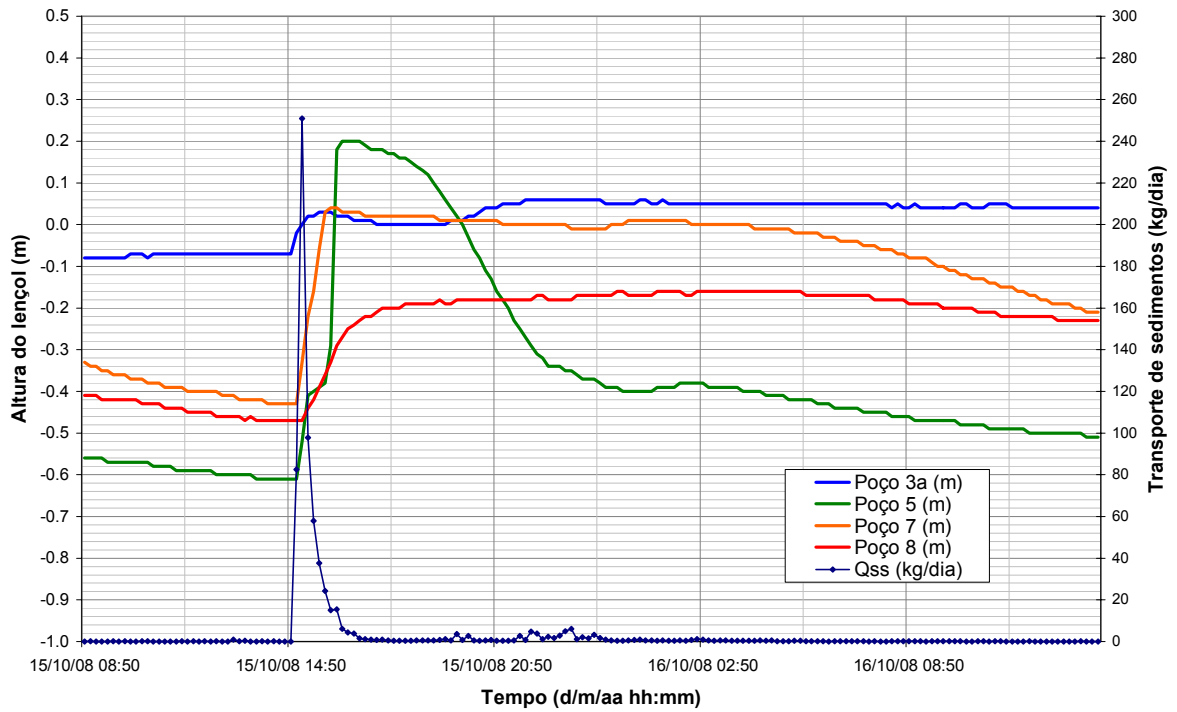
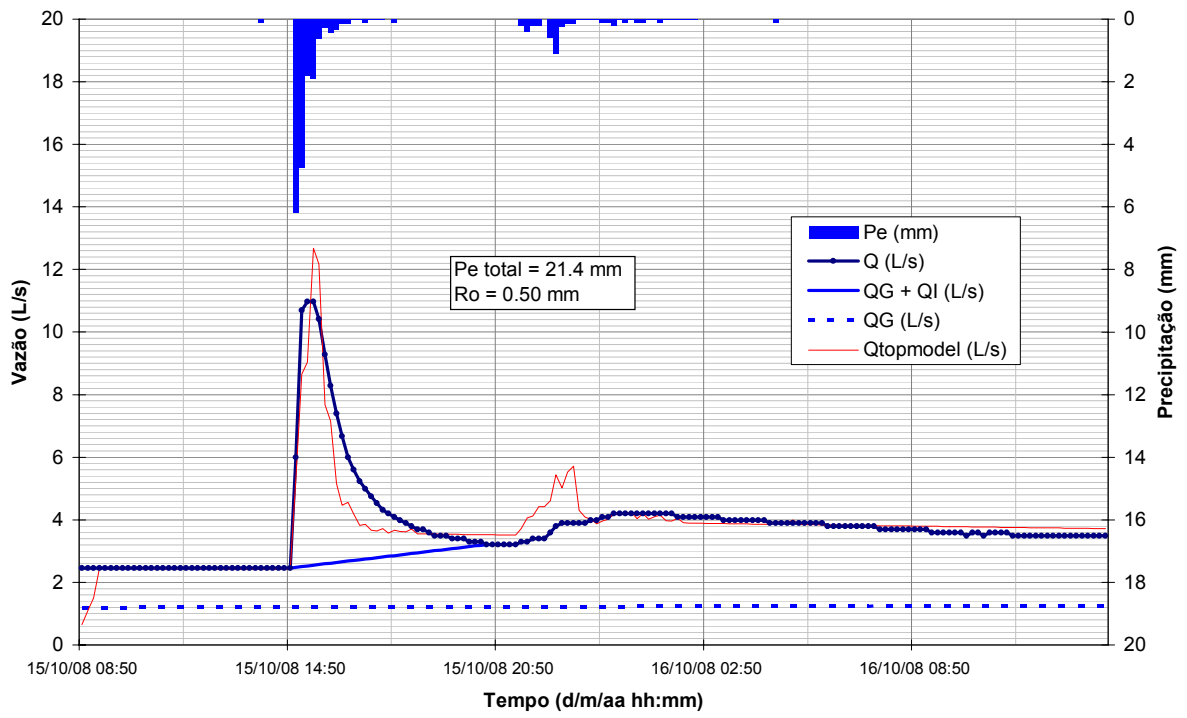
Evento 10



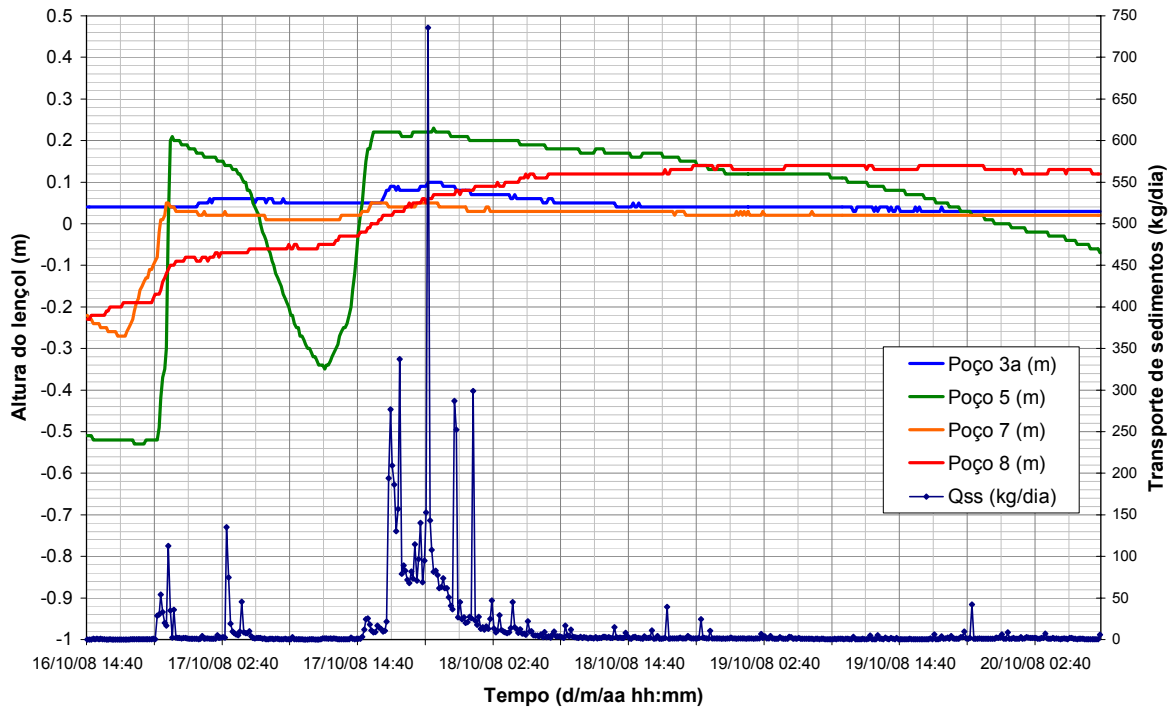
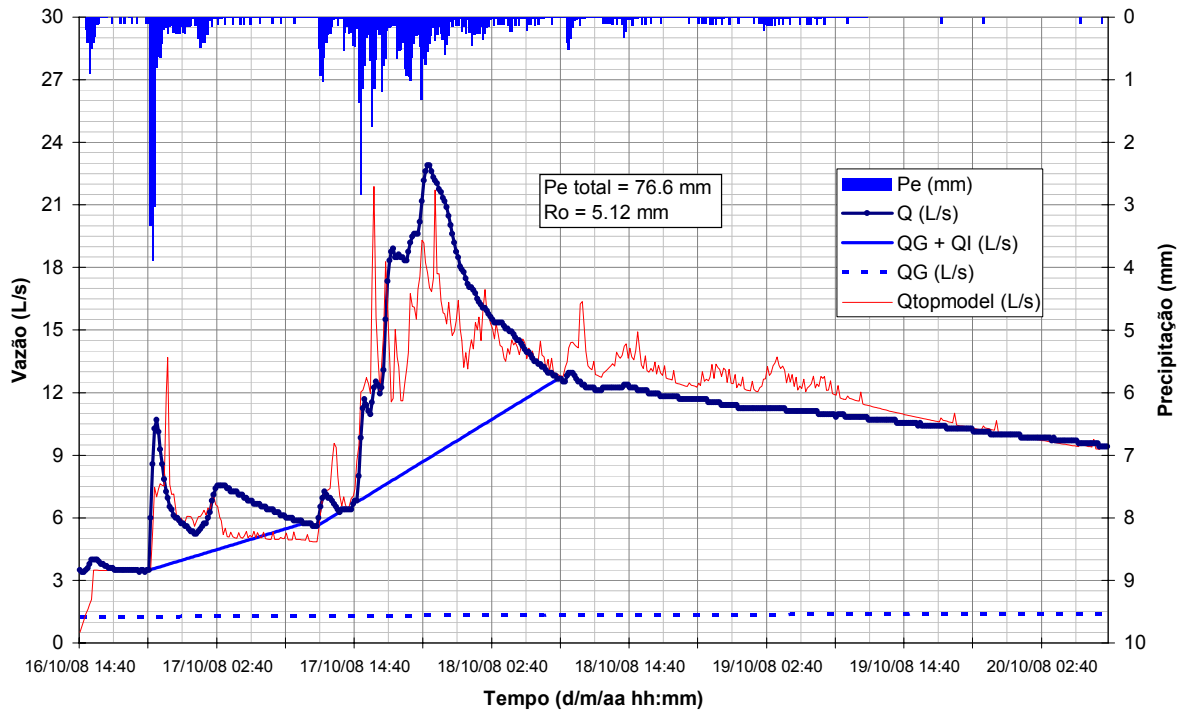
Evento 11



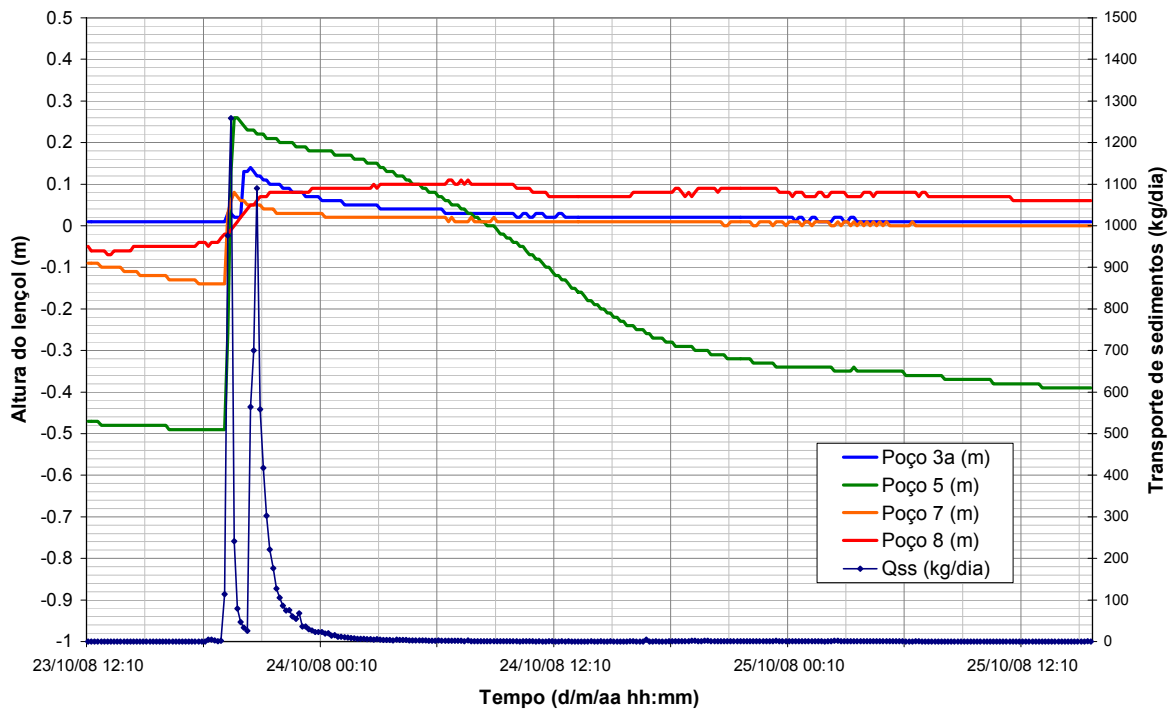
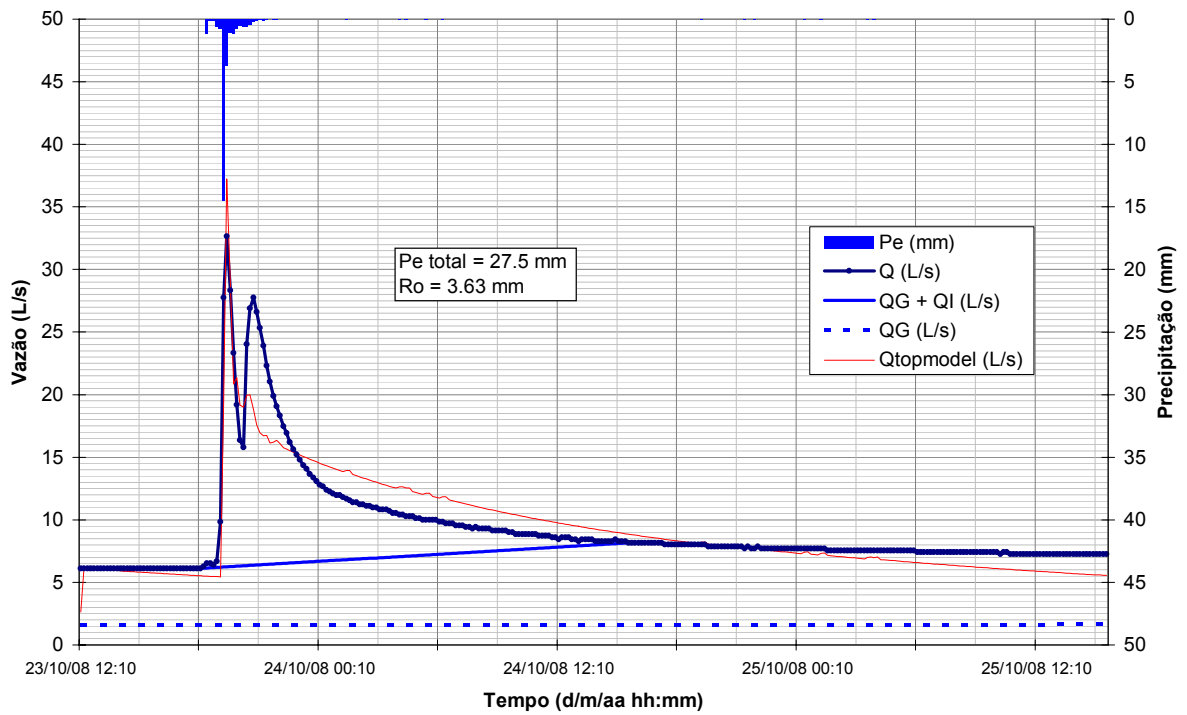
Evento 12



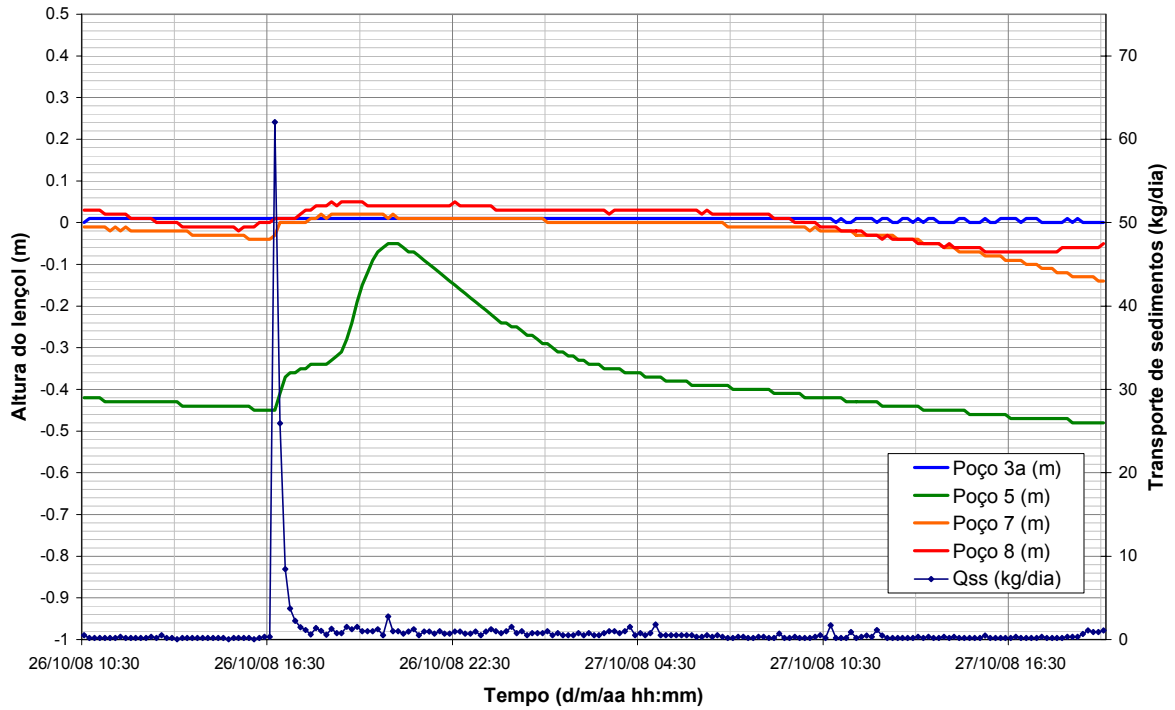
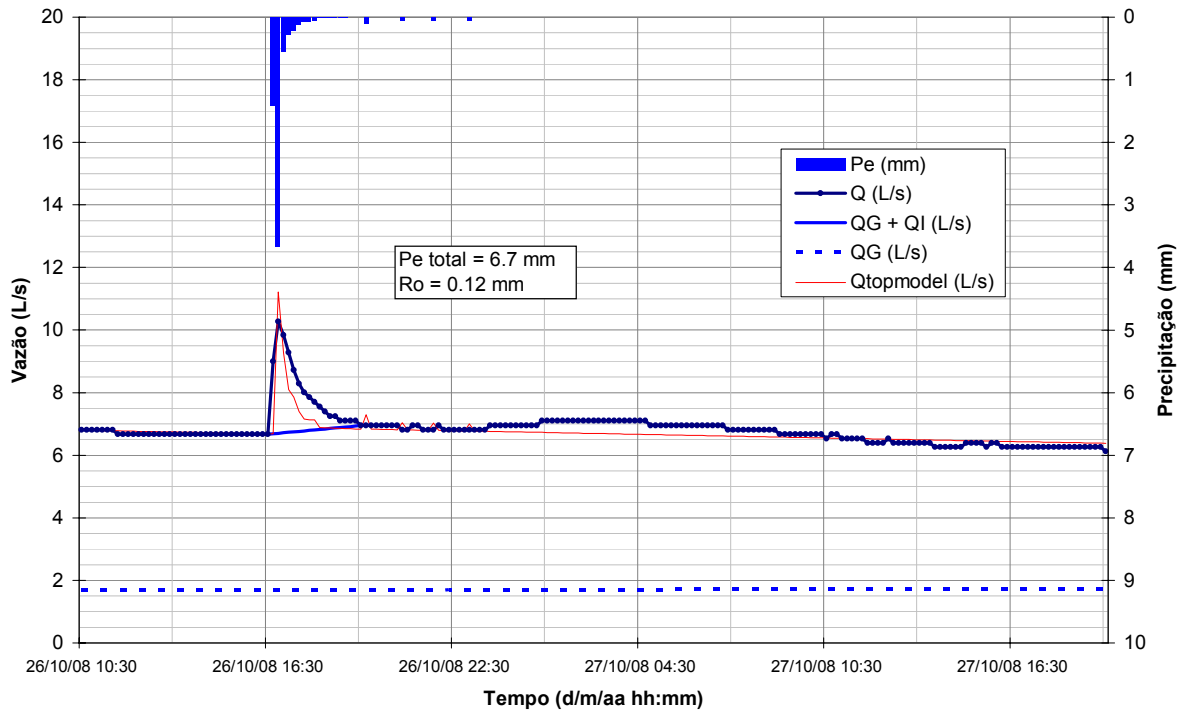
Evento 13



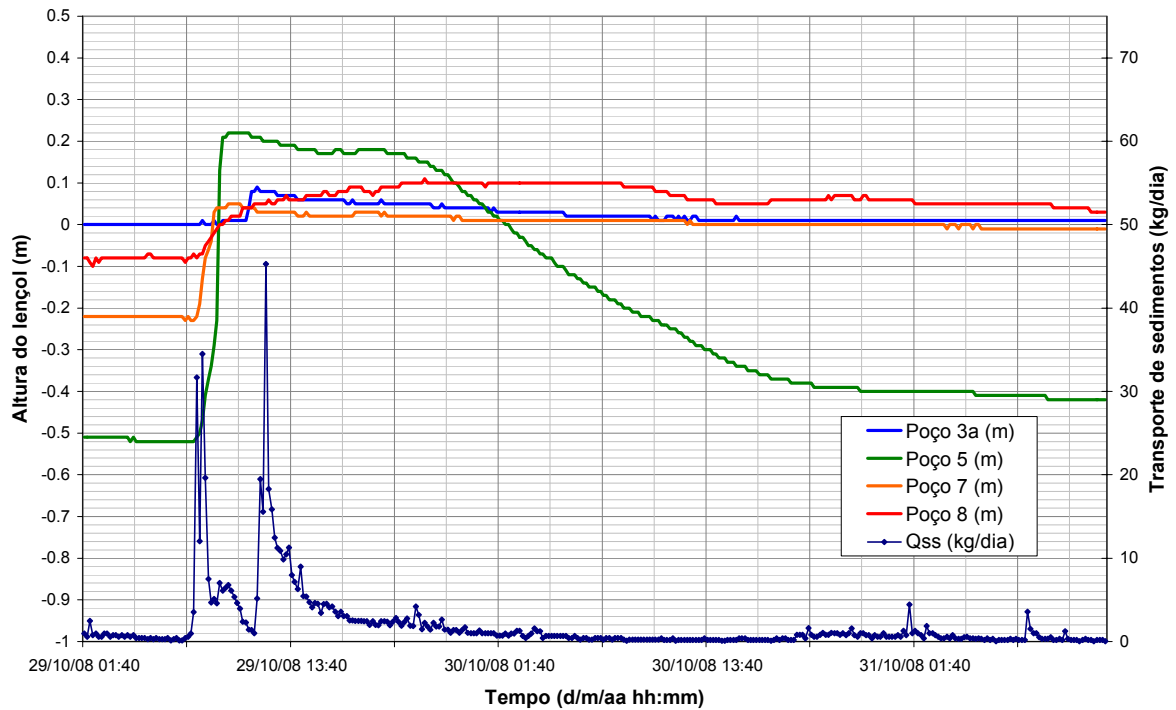
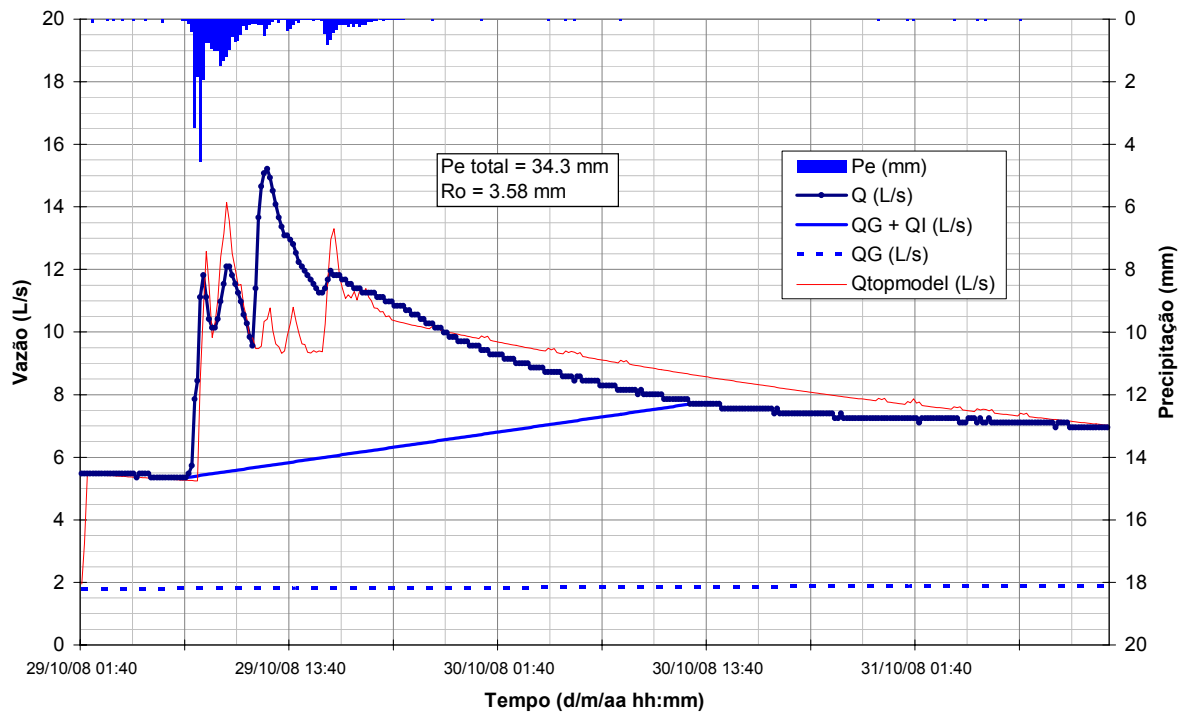
Evento 14



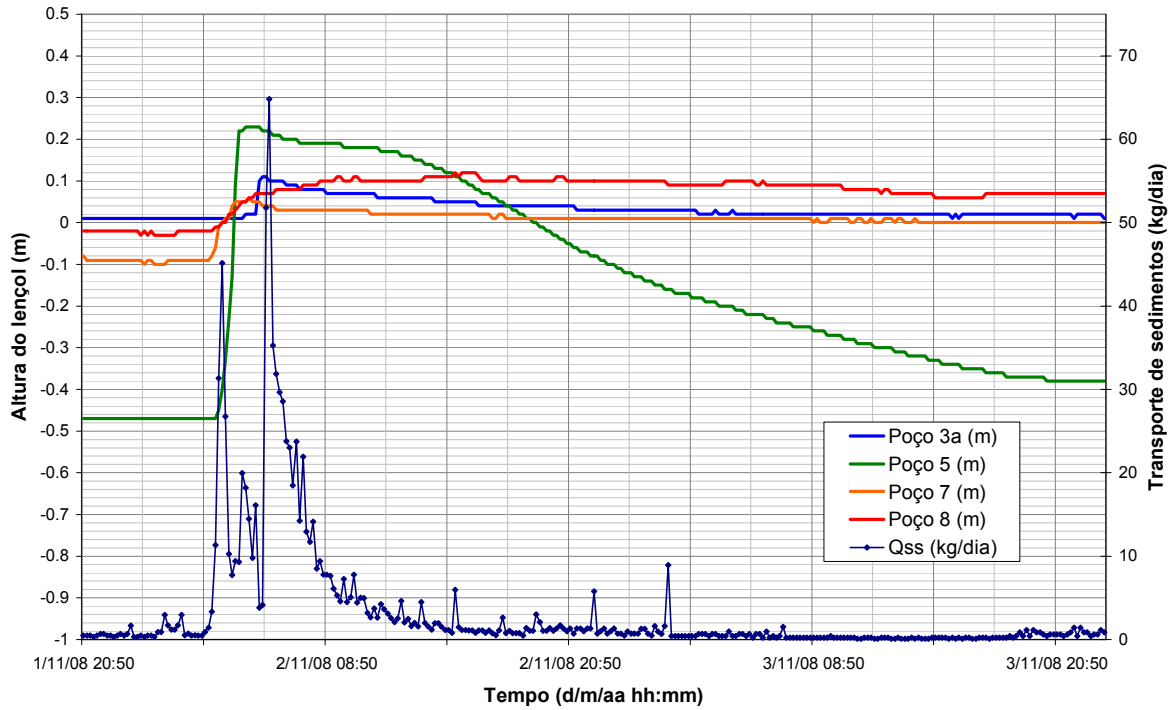
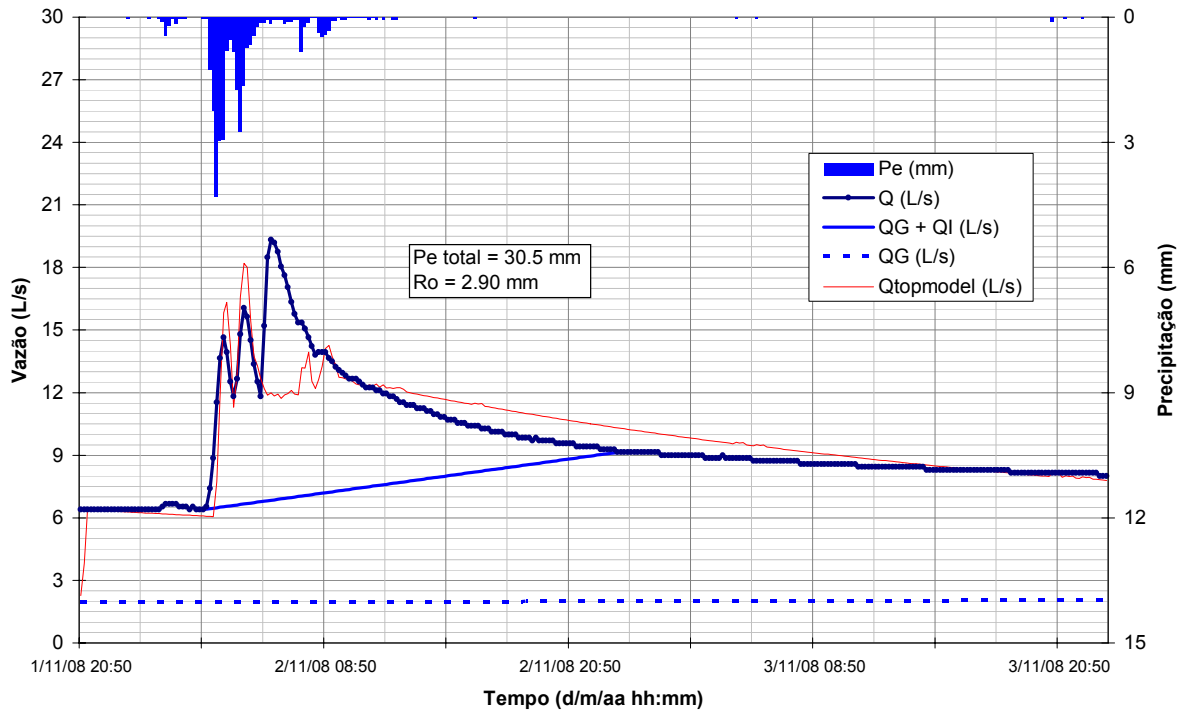
Evento 15



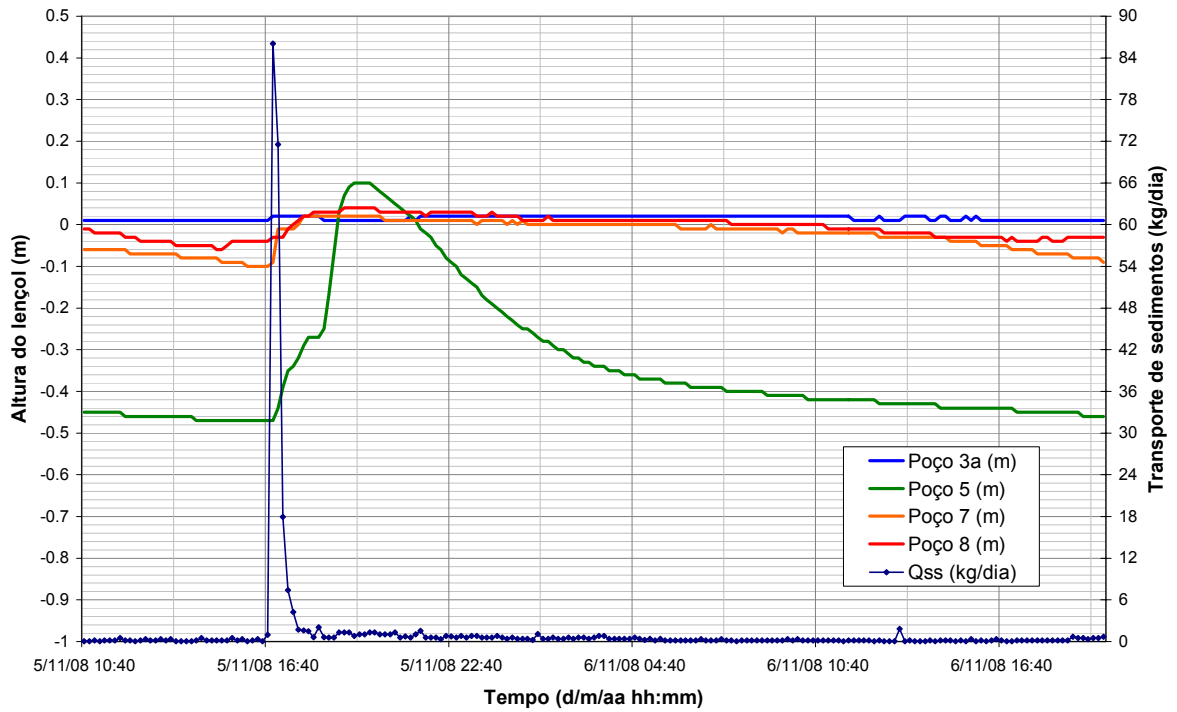
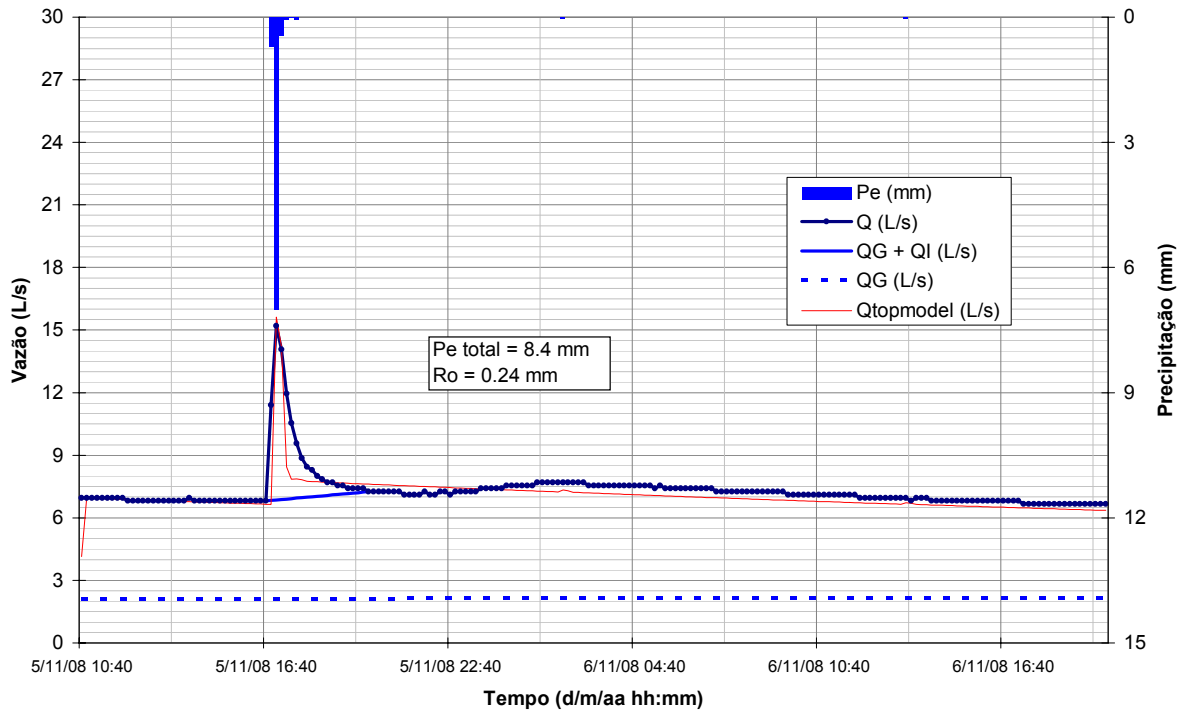
Evento 16



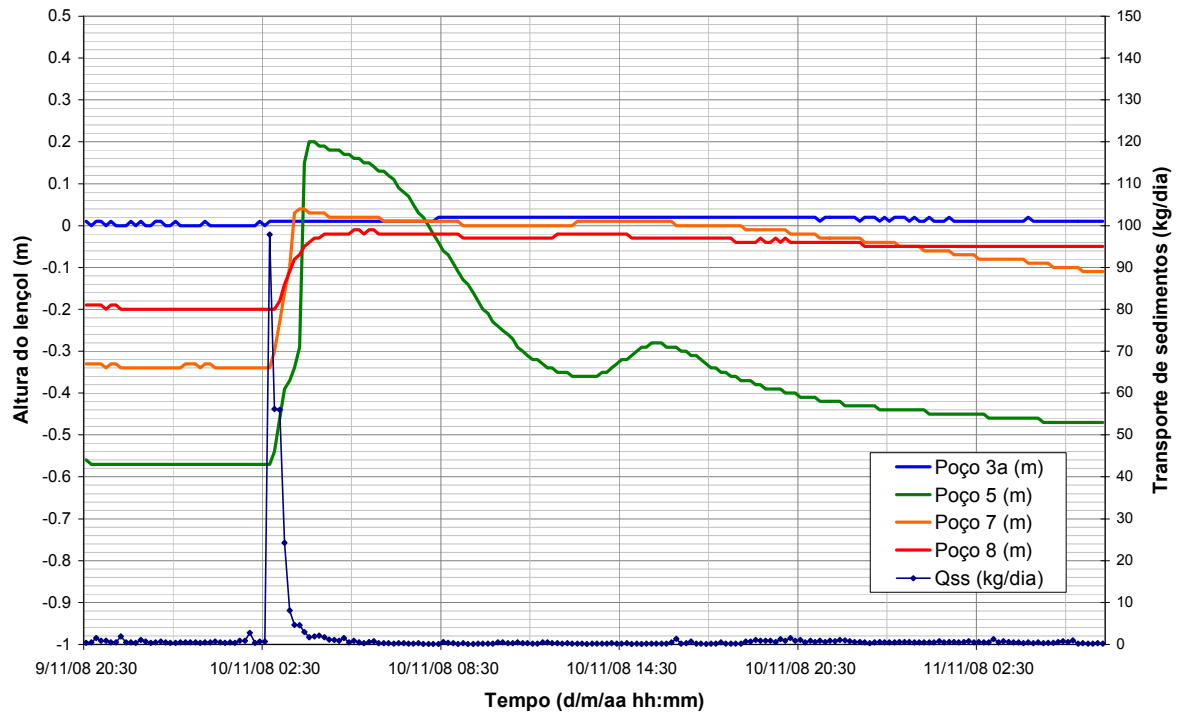
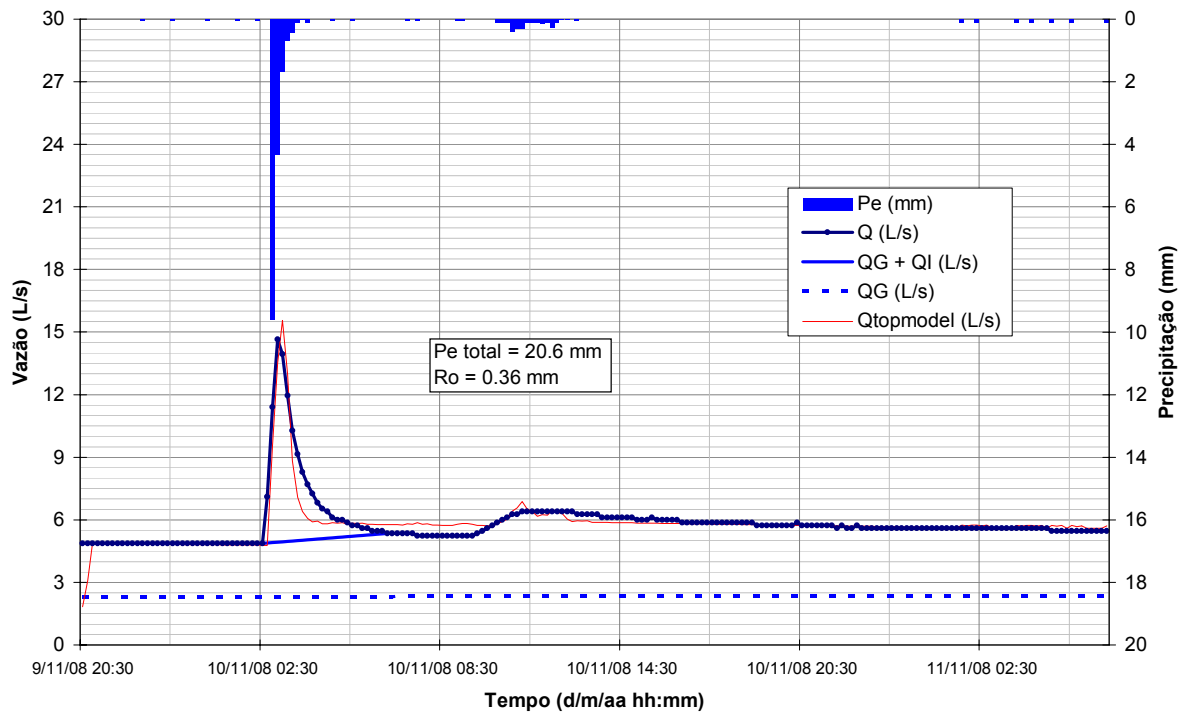
Evento 17



Evento 18



Evento 19



Evento 20

