

0049/99

Class	
Out	
Tempo	

**APLICAÇÃO DO TOPMODEL  
EM UMA BACIA DE MESOESCALA LOCALIZADA  
NA CABECEIRA DO RIO CORUMBATAÍ**

**AZENETH EUFRAUSINO SCHULER**  
Engenheira Florestal

Orientadora: Prof. Dr. **MARIA LÚCIA CALIJURI**  
Co-Orientador: Prof. Dr. **JORGE MARCOS DE MORAES**

DEDALUS - Acervo - EESC



31100008011

Dissertação apresentada à Escola  
de Engenharia de São Carlos,  
Universidade de São Paulo, para  
obtenção do título de Mestre em  
Ciências da Engenharia Ambiental.



SÃO CARLOS  
Estado de São Paulo - Brasil  
Dezembro - 1998

Class.	TESE - EESC
Gutt.	5285
Tombo	T0049199

311 0000 20 11

S/S 1032693

Ficha catalográfica preparada pela Seção de Tratamento da  
Informação do Serviço de Biblioteca - EESC/USP

S386a Schuler, Azeneth Eufrausino  
Aplicação do topmodel em uma bacia de mesoescala  
localizada na cabeceira do Rio Corumbataí / Azeneth  
Eufrausino Schuler. -- São Carlos, 1998.

Dissertação (Mestrado) -- Escola de Engenharia de  
São Carlos-Universidade de São Paulo, 1998.

Área: Ciências da Engenharia Ambiental.

Orientador: Profa. Dra. Maria Lúcia Calijuri.

Co-Orientador: Prof. Dr. Jorge Marcos de Moraes.

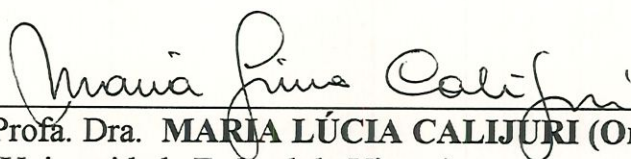
1. Modelo hidrológico. 2. Topmodel. 3. Rio  
Corumbataí. I. Título.



## FOLHA DE APROVAÇÃO

Candidata: Engenheira **AZENETH EUFRASINO SCHULER**

Dissertação defendida e aprovada em 11.12.98  
pela Comissão Julgadora:



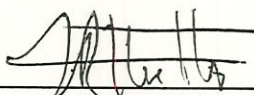
---

Profª. Dra. **MARIA LÚCIA CALIJURI (Orientadora)**  
(Universidade Federal de Viçosa)



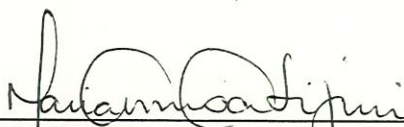
---

Prof. Dr. **FERNANDO FALCO PRUSKI**  
(Universidade Federal de Viçosa)



---

Prof. Assoc. **ANTONIO MAROZZI RIGHETTO**  
(Escola de Engenharia de São Carlos – Universidade de São Paulo)



---

Profª. Doutora **MARIA DO CARMO CALIJURI**  
Coordenadora da Área de Ciências da Engenharia Ambiental



---

**JOSÉ CARLOS A. CINTRA**  
Presidente da Comissão de Pós-Graduação da EESC

*Ofereço a Deus,  
e dedico à lembrança de minha avó Lourdes, por sua história de vida,  
e à mamãe, que me ensinou a não desistir.*

## AGRADECIMENTOS

A Deus, o Criador, meu amigo fiel e principal razão de eu ter chegado até aqui.

Ao professor e amigo, mestre e conselheiro em todas as horas, parceiro constante neste trabalho, Dr. Jorge Marcos de Moraes, pesquisador do CENA/USP.

À minha orientadora Professora Dra. Maria Lucia Calijuri, do Departamento de Engenharia Civil da UFV, ao apoio e confiança durante todo o trabalho, incentivadora constante das minhas iniciativas. Mesmo quando resolvi mudar a pesquisa para um tema fora de sua área de atuação, manteve-se sempre disposta a colaborar, apesar das dificuldades impostas pela distância. Força e motivação estavam sempre presentes em suas mensagens por e-mail.

À Professora Dra. Maria do Carmo Calijuri, do Departamento de Engenharia Ambiental, do CRHEA - EESC/USP, coordenadora do Programa de Pós-graduação em Ciências da Engenharia Ambiental, a quem pude recorrer quando necessário, mostrando-se sempre disposta a colaborar.

Ao Prof. Dr. Fernando Falco Pruski, do Departamento de Engenharia Agrícola da UFV, pelas valiosas contribuições no decorrer do trabalho, desde a fase de planejamento, participação na qualificação, revisão do texto e arguição na banca de defesa. Foi marcante o seu profissionalismo e um exemplo para mim do verdadeiro mestre, que ama aprender e compartilhar conhecimento.

Aos professores Dr. Walter de Paula Lima, do Departamento de Ciências Florestais da ESALQ/USP, e Dr. Antônio Marozzi Righetto, do Departamento de Hidráulica e Saneamento, da EESC/USP, pela atenção e suas participações nas bancas de qualificação e defesa, respectivamente. Suas críticas, sempre construtivas e realmente brilhantes, contribuíram significativamente neste trabalho, e deixaram-me lisonjeada por poder contar com a compreensão e a experiência de pesquisadores a quem dedico grande admiração, pelos anos de estudo de bacias hidrográficas.

Ao Dr. George- Marie Saulnier, que, graças à sua experiência com o TOPMODEL, colaborou gentilmente oferecendo valiosas sugestões para a análise do modelo.



Ao *Projeto Piracena*, e à toda equipe da Seção de Ecologia Isotópica do CENA/USP, nas pessoas dos professores Dr. Luiz Antonio Martinelli, Dr. Reynaldo Victoria, e da pesquisadora Maria Vitoria Ballester, pelo apoio estrutural e financeiro fornecido para a execução deste trabalho. Todo o estudo de campo, análises laboratoriais e pesquisa com modelagem foram viabilizados por este apoio. Não teria forma de agradecer ao crédito de confiança que recebi desta equipe, e principalmente do Dr. Jorge Moraes, que se dispôs a trabalhar como meu co-orientador.

À Dra. Maria José Brito Zakia, a Zezé, colega engenheira florestal, uma das principais incentivadoras deste trabalho, e quem me apresentou o "TOPMODEL". A sua orientação e nossas discussões diante dos resultados foram de extrema importância no "parto" que é o processo de elaboração de uma dissertação.

Ao DAEE, Departamento de Águas e Esgoto do Estado de São Paulo, nas pessoas dos Engenheiros Noboru Minei, Gré Lobo e Cecília Carvalho, pelos dados cedidos referentes à vazão e precipitação na região de Analândia, São Paulo.

Aos Profs. Natálio Koffler e Carlos Alberto Vettorazzi, e à Dra. Eneida Salatti, pelas informações oferecidas sobre a bacia do Rio Corumbataí, que mostraram boa vontade em nos auxiliar, disponibilizando os estudos realizados na região.

Aos Profs. Hilton Thadeu Z. Couto e Luís Eduardo Corrente, colaboradores no esclarecimento de questões relativas à estatística utilizada na análise do modelo.

Agradeço também às colegas de pós-graduação do Setor de Hidrologia do Departamento de Ciências Florestais da ESALQ/USP, Eng. Agrônoma Carla Câmara e Eng. Florestal Viviana, parceiras neste processo de "aprender a hidrologia".

Aos colegas de pós-graduação do CENA/USP Luiz Carlos Milde e Fernando F. Ferraz, pelo que me ensinaram com suas experiências no decorrer desta dissertação. Ao Juliano Daniel Groppo, estagiário do CENA/USP, que colaborou bastante com trabalho de digitação de planilhas e elaboração de gráficos no EXCEL.

À secretária da Seção de Ecologia Isotópica do CENA/USP, Neusa Maria Augusti.

Aos amigos e colegas de pós-graduação do Curso de Ciências da Engenharia Ambiental, Sílvia Barguil, Luciano, Vera, Ana Paola, Ricardo, Maria Eugenia, Ney França, Marcus e João Matos, e a Andréia da Hidráulica e Saneamento.

À secretária do Curso de Ciências da Engenharia Ambiental, Claudete.

Aos amigos Victor Ranieri e Fabiana Mongeli Peneireiro, pelo apoio inestimável na fase final de entrega da dissertação, o meu obrigada insistente.

Às amigas e irmãs que dividiram o teto comigo na “Gaiola” durante esta fase, valeu pela força.

À tia Cilene Mongeli, de São Carlos, à tia Ilda Amaro, de Viçosa, e à tia Carmem Sílvia S.Seoane, de Niterói, obrigada pela orações e torcida que elas me deram, além de me acolherem em seus lares com muito carinho.

E agradeço especialmente à minha família, mamãe, tia Helena, tio Marco e minhas irmãs Samantha e Tunísia, pelo apoio emocional, financeiro e a compreensão em todos os momentos.



## SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	iii
LISTA DE TABELAS.....	vi
LISTA DE SÍMBOLOS.....	viii
RESUMO.....	x
ABSTRACT.....	xii
INTRODUÇÃO.....	1
1. Bases conceituais para o uso do modelo TOPMODEL.....	6
1.1. A bacia hidrográfica e os processos de escoamento.....	6
1.1.1. A bacia hidrográfica como unidade de estudo em diferentes escalas.....	6
1.1.2. Os processos de geração do escoamento direto.....	7
1.2. Apresentação do modelo conceitual TOPMODEL.....	14
2. APLICAÇÃO DO TOPMODEL NA BACIA DE ANALÂNDIA - ETAPA I: A ÁREA DE ESTUDO E OS DADOS DE ENTRADA DO MODELO.....	28
Introdução.....	28
2.1. Caracterização da Área de Estudo.....	31
2.2. Programas de Aplicação do modelo.....	40
2.3. Preparação das Entradas do modelo TOPMODEL.....	41
2.3.1. O Índice Topográfico.....	41
2.3.2. Outros Dados de Entrada: Precipitação, Evapotranspiração e Vazão.....	50
3- APLICAÇÃO DO TOPMODEL - ETAPA II: ESTUDO DOS PARÂMETROS DO MODELO.....	59
3.1. Estudo de campo na sub-bacia de Analândia – Métodos e Resultados.....	59
3.2. Procedimentos de calibração preliminar – definição de valores para os parâmetros.....	74
4- APLICAÇÃO DO TOPMODEL - ETAPA III : ANÁLISE DE SENSIBILIDADE .....	89
4.1. Calibração pelo Método de Monte Carlo e Análise da Sensibilidade dos parâmetros do TOPMODEL pelo Teste Kolmogorov-Smirnov: Procedimentos .....	89
4.2. Resultados e Discussão.....	96
CONCLUSÕES.....	123
BIBLIOGRAFIA.....	125

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1	Mecanismos de geração de vazão, segundo Dunne e Leopold (1978) : (1) escoamento superficial hortoniano; (2) escoamento sub-superficial próximo à superfície; (3) escoamento superficial nas zonas saturadas, composto pela precipitação direta nas áreas saturadas e da água infiltrada que retorna à superfície (fluxo de retorno), e (4) escoamento subterrâneo.....	12
Figura 1.2	Esquema comparativo entre os processos que influenciam na geração do deflúvio (Zakia,1998, a partir de Dunne, 1978). .....	13
Figura 1.3:	Representação da organização dos estoques no TOPMODEL (Beven & Kirkby,1979). .....	15
Figura 1.4:	Esquema da bacia de drenagem sob o ponto de vista do modelo TOPMODEL (baseado em Saulnier , 1996) .....	16
Figura 1.5	(a) evolução do teor de umidade do solo em uma recessão; (b) representação esquemática da zona não saturada (Beven et al., 1995). .....	18
Figura 2.1	Localização, rede de drenagem, e municípios da bacia do Rio Piracicaba, com a sub-bacia do Corumbataí em estudo.....	32
Figura 2.2	Bacia de drenagem do rio Corumbataí em três sub-bacias com exutório nos postos de medida de vazão (DAEE). ADP: área de drenagem parcial; ADT: área de drenagem total. ....	33
Figura 2.3	Modelo digital de elevação (DEM) com curvas de nível de 20 x 20 mda bacia do rio Corumbataí até Analândia. ....	36
Figura 2.4	Imagem de satélite mostrando a cobertura vegetal da bacia.....	39
Figura 2.5	Mapa da direção de fluxo da bacia do rio Corumbataí até Analândia.....	44

Figura 2.6:	Mapa de acúmulo de fluxo para a bacia do rio Corumbataí até a cidade de Analândia. ....	45
Figura 2.7	Distribuição espacial do índice topográfico para a bacia do rio Corumbataí até Analândia. ....	48
Figura 2.8	a) Distribuição do índice topográfico relativo à porcentagem de área ocupada na bacia; b) Distribuição acumulada do índice topográfico relativo à porcentagem de área ocupada na bacia; as setas indicam os valores de IT relativos a 5, 10 e 20 % da área saturada na bacia. ....	49
Figura 2.9	Gráfico de vazão e precipitação de agosto/89 a agosto/95. ....	51
Figura 2.10	a) Dados horários de precipitação e vazão do rio Corumbataí na estação de Analândia, no período de 01/08/92 a 01/08/94; b) frequência de intensidade de precipitação no período. ....	54
Figura 2.11	Distribuição senoidal dos valores de evapotranspiração diária no mês de dezembro/92. ....	58
Figura 3.1	Desenho esquemático do transecto para medição das propriedades físicas do solo e localização dos mesmos dentro da bacia. ....	61
Figura 3.2	Desenho esquemático do permeâmetro a carga constante -“constant head permeameter”. ....	62
Figura 3.3	Valores de condutividade hidráulica saturada (cm/h), em cada transecto nas diversas profundidades. ....	64
Figura 3.4	Valores das médias e medianas de cada transecto da condutividade hidráulica saturada (cm/h) e os respectivos ajustes à equações exponenciais ....	67
Figura 3.5	Valores das médias e medianas totais da condutividade hidráulica saturada (cm/h) e os respectivos ajustes à equações exponenciais ....	68
Figura 3.6	Gráfico “box-plot” da condutividade hidráulica, com os valores medianos, quartis, extremos e dados inconsistentes. ....	69
Figura 3.7	Valores da análise granulométrica para os diversos transectos. ....	71



Figura 3.8	a) exemplos de curvas de recessão ( $1/Q \times t$ ) de dois eventos para o cálculo de $m$ através da equação $(1/Q_b) = (1/Q_o) + (t/m)$ , sendo o coeficiente angular da reta igual a $1/m$ ; b) valores de $m$ para os principais eventos entre setembro/92 e maio/93. ....	76
Figura 3.9	Hidrógrafas de simulações com $SR_o = 0.02m$ e $0.04m$ . ....	87
Figura 4.1	Calibração do período 6 (01 a 15/12/92) através do método de Monte Carlo....	97
Figura 4.2	Calibração do período 10 (30/01 a 14/02/93) através do método de Monte Carlo.....	98
Figura 4.3	Resultados dos parâmetros do modelo para a maior eficiência (triângulos), dos nove outros melhores resultados (círculos pretos) e períodos com eficiências abaixo de 0.3 (círculos brancos). ....	99
Figura 4.4	Teste de Kolmogorov –Smirnov para duas amostras do período 6 (01 a 15/12/92) .....	100
Figura 4.5	Teste de Kolmogorov –Smirnov para duas amostras do período 10 (30/01 a 14/02/93). ....	101
Figura 4.6	Precipitação e hidrogramas observados e calculados para os períodos 6 e 11..	106
Figura 4.7	Precipitação e hidrogramas observados e calculados para quatro eventos. ....	107
Figura 4.8	Caminho de gado como vetor do processo de formação de caminhos preferenciais de fluxo em pastagens .....	109
Figura 4.9	Gráficos “box-plot” dos valores de $m$ para os períodos e eventos.....	111
Figura 4.10	Gráficos “box-plot” dos valores de $\ln To$ para os períodos e eventos.....	114
Figura 4.11a	Fluxo vertical da zona não-saturada para a saturada ( $q_{uz}$ ) em função do tempo, para os períodos simulados no primeiro ano (92/93).....	115
Figura 4.11b	Fluxo vertical da zona não-saturada para a saturada ( $q_{uz}$ ) em função do tempo, para os períodos simulados no segundo ano (93/94).....	116
Figura 4.12	Gráficos “box-plot” dos valores de $TD$ para os períodos e eventos.....	118
Figura 4.13	Gráficos “box-plot” dos valores de $SR_{max}$ para os períodos e eventos.....	120
Figura 4.14	Gráficos “box-plot” dos valores de $SR_o$ para os períodos e eventos.....	122

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1	Parâmetros e equações do TOPMODEL, segundo Zakia (1997), a partir de (Beven & Kirkby, 1979) e Iorgulescu (1994). ....	27
Tabela 2.1	Unidades taxonômicas de solo mapeadas na bacia de Analândia.....	37
Tabela 2.2	Estações Pluviométricas do DAEE utilizadas neste estudo.....	50
Tabela 2.3	Métodos de estimativa da Evapotranspiração Potencial aplicados para o período de teste (dezembro/92). ....	55
Tabela 2.4	Temperaturas médias mensais, médias equivalentes ao nível do mar, ponto de orvalho e a evapotranspiração estimada pelo método de Linacre de janeiro/92 a dezembro/94. ....	57
Tabela 3.1	Valores de condutividade hidráulica saturada do solo, em cm/h., com as médias, medianas e desvio-padrão. ....	65
Tabela 3.2	Valores de umidade à base de volume, obtidos pelo método de Richard.....	72
Tabela 3.3	Valores médios e intervalos dos desvios- padrão para os reservatórios da zona das raízes e de drenagem rápida por gravidade, a partir da curva de retenção sob pressão de 0.06, 0.10 e 0.33 atm para a capacidade de campo. ....	73
Tabela 3.4	Parâmetros e suas faixas de valores utilizados para pré-calibração do modelo..	75
Tabela 3.5	Valores dos parâmetros para as equações de regressão com valores médios e medianos de $K_{sat}$ e com porosidade drenável ( $\Delta\theta_d$ ) calculada para capacidade de campo às pressões de 0.06, 0.10 e 0.33 Pa.. ....	79
Tabela 3.6	Velocidade de propagação de onda de cheia pela equação $v = dQ/dA$ (Mine e Clarke, 1996). ....	84
Tabela 3.7	Velocidade de propagação de onda de cheia pela equação $v = (gA/B)^{1/2}$ (Mine e Clarke, 1996) ....	84
Tabela 3.8	Parâmetros do TOPMODEL e as faixas de valores utilizados na análise de sensibilidade do modelo. ....	88
Tabela 4.1	Lista dos 36 períodos nos anos hídricos de 92/93 e 93/94. ....	93



Tabela 4.2	Lista dos 72 eventos isolados nos dois anos. ....	94
Tabela 4.3	Resultados do teste de Kolmogorov-Smirnov para duas amostras para os períodos. ....	103
Tabela 4.4	Resultados do teste de Kolmogorov-Smirnov para duas amostras para os eventos. ....	104

## LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Definição	Unidade
CHV	Velocidade do fluxo de água no canal	m/h
E	Eficiência de Nash e Suttcliffe (coeficiente de correlação $r^2$ )	-
$f$	Inverso do coeficiente de decaimento exponencial da condutividade em função do déficit de umidade (m)	$m^{-1}$
$K_0$	Condutividade hidráulica da camada superficial do solo saturado	m/h
m	Coeficiente de decaimento exponencial da condutividade em função do déficit de umidade	m
p	Precipitação	mm
Q	Deflúvio	$m^3/s$
$q_i$	Fluxo horizontal no ponto i, em metro	m
quz/ $q_{vi}$	Fluxo vertical da zona não-saturada para a saturada	m
$Q_b$	Vazão de base	$m^3 h^{-1} m^{-2}$
$Q_0$	Vazão inicial	$m^3 h^{-1} m^{-2}$
q(obs)	Vazão observada	$m^3 h^{-1} m^{-2}$
q(it)	Vazão simulada	$m^3 h^{-1} m^{-2}$
q(b)	Vazão de base simulada	$m^3 h^{-1} m^{-2}$
RV	Velocidade do fluxo de água nas sub-bacias internas, i.e., nas vertentes	m/h
S	Armazenamento	m
$S_i$	Déficit de umidade no solo no ponto i	m
SRmax	Capacidade máxima de armazenamento de água na zona das raízes do solo	m
SRo	Déficit inicial de água no solo	m
TD	Tempo de retardo do fluxo vertical da zona não saturada para a zona saturada	h/m
$T_0$	Transmissividade hidráulica lateral do solo saturado na camada superficial	$m^2/h$
z	Profundidade do solo	m

Símbolo	Definição	Unidade
$\theta_s$	Umidade do solo saturado	m
$\theta_{cc}$	Umidade do solo à capacidade de campo	m
$\theta_{pmp}$	Umidade do solo no ponto de murcha permanente	m
$\Delta\theta$	Reservatório de drenagem gravitacional do solo ( $\theta_s - \theta_{cc}$ )	m
$\Delta\theta$	Reservatório de drenagem capilar do solo ( $\theta_{cc} - \theta_{pmp}$ )	m

**APLICAÇÃO DO TOPMODEL  
EM UMA BACIA DE MESOESCALA LOCALIZADA  
NA CABECEIRA DO RIO CORUMBATAÍ**

Autora: AZENETH EUFRAUSINO SCHULER  
Orientadora: Prof. Dr. MARIA LÚCIA CALIJURI  
Co-Orientador: Prof. Dr. JORGE MARCOS DE MORAES

**RESUMO**

O objetivo desta dissertação foi avaliar as possibilidades de aplicação do modelo conceitual de base física TOPMODEL numa bacia de mesoescala em condições de clima sub-tropical, localizada às cabeceiras do Rio Corumbataí, no município de Analândia, estado de São Paulo.

O TOPMODEL é um modelo baseado no conceito de área variável de afluência, que considera como fatores predominantes na geração do escoamento a topografia e a transmissividade do solo ( $T_0$ ), tendo como pressuposto uma relação exponencial exponencial entre a transmissividade e o déficit de umidade do solo.

A partir de um estudo de campo em que se determinaram os valores físicos dos parâmetros do modelo, procedeu-se a análise de sensibilidade do modelo aos diferentes parâmetros utilizando-se dados de dois anos hídricos, de agosto/92 a julho/94. Realizaram-se simulações com períodos quinzenais e com eventos isolados, com duração de 20 a 80 horas.

Os resultados mostraram a possibilidade de simulação de vazão pelo TOPMODEL, identificando os parâmetros efetivos, bem como as limitações relacionadas à representatividade física dos valores calibrados dos parâmetros.

Neste estudo preliminar de aplicação do TOPMODEL numa bacia de mesoescala em condições de clima sub-tropical, o modelo mostrou potencial de utilização na compreensão dos processos de geração de escoamento, desde que sejam realizadas adaptações do modelo a estas condições para superar as limitações apresentadas.



**AN APPLICATION OF TOPMODEL  
WITHIN A MIDDLE-SCALE CATCHMENT  
AT THE HEAD-WATERS OF CORUMBATAÍ RIVER**

Author: AZENETH EUFRAUSINO SCHULER  
Advisor: Prof. Dr. MARIA LÚCIA CALIJURI  
Second Advisor: Prof. Dr. JORGE MARCOS DE MORAES

**ABSTRACT**

This work aims to evaluate the possibilities of the conceptual based model TOPMODEL application in a subtropical meso-scale basin, located at the headwaters of Corumbataí River, Analândia, São Paulo state.

TOPMODEL is a variable contributing area model, where the main flow generation factors are the topography and the soil transmissivity, assuming its exponential relation with depth.

Using field measurements of some physical parameters, a model sensibility analysis was performed in the hydrological years from August/1992 to July/1994. Periods of fifteen days and 20 to 80 hours stormflows were simulated.

The parameter sensibility and limitations of its physical representativity were investigated for periods and storms. Results showed the possibility of flow calculations by TOPMODEL.

This preliminary study of TOPMODEL application in a meso-scale, subtropical climate conditions, showed a promising potential of this model as a tool for flow generation processes comprehension. Although further research on TOPMODEL adaptations for those conditions should be done in order to overcome the presented limitations.

## INTRODUÇÃO

### **Modelagem Hidrológica**

A tradição científica de generalização foi estabelecida na hidrologia há um longo tempo, desde o uso do 'método racional' para a predição de picos de vazão. O uso de modelos busca simplificar a complexidade do mundo real privilegiando certos aspectos fundamentais de um sistema, às expensas dos detalhes. Para apresentar uma visão aproximada da realidade, um modelo deve ser simples o bastante para compreensão e uso, e complexo o suficiente para representar o sistema em estudo (Anderson e Burt, 1985).

Um modelo matemático de um sistema natural objetiva simular com razoável precisão a resposta do sistema a uma dada entrada. Para sistemas complexos, grandes e parcialmente compreendidos como uma bacia, é impossível uma representação completa de cada processo (Blackie e Eeles, 1995).

O procedimento de modelagem de sistemas complexos como a hidrologia de bacias exige um conhecimento detalhado da microbacia e dos processos físicos e biológicos que interferem no movimento da água. Como isto é impraticável, simplificações, ou abstrações, são realizadas envolvendo vários graus de aproximação à situação real (Haan et al., 1982; Huggins e Burney, 1982; Blackie e Eeles, 1995). A simplificação mais comum é o 'lumping', ou média espacial. Uma vez definidas as aproximações mais apropriadas, é necessário escolher um quadro de referência geral para o modelo completo da bacia. A partir da visão desta estrutura geral do modelo e da maneira pela qual as interações entre os componentes são contabilizadas, pode ser feita uma análise sobre a modelagem do componente em estudo (Huggins e Burney, 1982).

A escolha do modelo matemático a usar para resolver dado problema é em muitos casos um dilema: o uso bem sucedido de modelos “black-box” tem mostrado que os modelos não precisam ter muita relação com a realidade física. Por outro lado, o desenvolvimento de modelos teóricos, com base física, oferece vantagens como a possibilidade de aplicação sobre uma variedade de condições e sítios, além de contribuir para o entendimento de processos naturais e sistemas, relacionando a teoria e a realidade (Anderson e Burt, 1985).

Há três tipos de estrutura de modelos, classicamente identificados, segundo Anderson e Burt (1985): os modelos ‘black-box’, os conceituais e os determinísticos.

Os modelos ‘black-box’, por não terem uma função de base física que relacione as entradas e saídas do modelo, dependem do estabelecimento de uma correspondência estatística entre elas. Entre eles, há um considerável número de exemplos bem sucedidos: hidrógrafa unitária, análise de regressão, análise de frequência de eventos extremos e modelos de prospecção em tempo real. Dentro do conjunto de dados analisados, tais modelos geralmente obtêm sucesso, uma vez que a estrutura matemática carrega com ela uma compreensão implícita do sistema físico em que se baseia. Entretanto, ao serem extrapolados para outras situações, esta base física se perde, e a predição apóia-se apenas na técnica matemática, sendo de valor duvidoso (Klemes, 1981, citado por Anderson e Burt, 1985).

Os modelos conceituais estão numa posição intermediária entre a abordagem determinística e os modelos ‘black-box’. São formulados com base no simples arranjo de pequeno número de componentes, cada um deles sendo a representação simplificada de um elemento no sistema.

Normalmente, cada elemento do modelo consiste de um reservatório não-linear no qual as relações entre deflúvio ( $Q$ ) e armazenamento ( $S$ ) é dada pela função  $S = k * Q^n$ , em que  $k$  e  $n$  representam parâmetros de ajuste.

A forma não-linear de tais modelos reflete os limites dos sistemas hidrológicos que não podem ser adequadamente incorporados dentro de um modelo linear (Anderson e Burt, 1985).

Os modelos determinísticos são baseados numa teoria física complexa. Mesmo com os pressupostos iniciais simplificados para resolver as equações de fluxo, estes modelos têm



fortes demandas computacionais e de dados requeridos. Apesar disso, com uma abordagem totalmente baseada fisicamente, tais modelos representam uma valiosa ajuda para a compreensão de sistemas hidrológicos, sem contar o sucesso preditivo de tais modelos em comparação com outros mais simples (Konikow e Patten, 1985; Anderson e Burt, 1985).

Beven (1985) salienta que os modelos baseados fisicamente são necessariamente distribuídos, uma vez que as equações sobre as quais se definem envolvem uma ou mais coordenadas espaciais. Eles devem ter a capacidade de simular o padrão espacial das condições hidrológicas dentro da microbacia.

Este tipo de modelo exige a especificação de equações descritivas, geralmente não-lineares, equações diferenciais parciais que não são resolvidas analiticamente, requerendo solução por métodos numéricos aproximados (Beven, 1985).

Beven e O'Connell (1981), citados por Beven (1985), identificam as seguintes áreas com grande potencial para aplicação dos modelos distribuídos:

- i) prognosticar efeitos de mudanças de uso da terra;
- ii) prognosticar o transporte de poluentes e sedimentos;
- iii) prognosticar a resposta hidrológica de microbacias não-instrumentadas, onde não há dados disponíveis para calibração de um modelo "lumped", ou sintético.

Woolhiser (1996), ao tratar da busca por um modelo de escoamento de base física, distribuído, avalia duas tendências atuais contrárias a respeito de tais modelos. A primeira considera seu grande potencial para estimar, além do volume de escoamento e vazões de pico, a erosão e o transporte de poluentes não-pontuais. Por outro lado, outros criticam tais modelos por serem "transcientíficos" e consideram que modelos mais simples poderiam ser utilizados, com previsões superiores às obtidas por modelos físicos. Este pesquisador acredita que a resposta para este impasse depende da escala, do escopo e do propósito do modelo. Concorda com o uso de modelos físicos para melhor compreender alguns aspectos de sistemas hidrológicos complexos. Também acredita que tais modelos podem ser usados com sentido preditivo em pequenas microbacias onde o fluxo é gerado por mecanismos hortonianos. Para bacias de médias ou grandes dimensões, modelos mais simples dariam respostas com o mesmo nível de problema a um custo bem menor. Ele conclui que: *"devemos ter certo grau de ceticismo quanto às predições de modelos físicos (como também às de modelos mais simples, ou empíricos). Devemos lembrar que novas técnicas,*

*poupadoras de esforço, utilizadas para obter descrições de microbacias, tais como sistemas de informações geográficas (SIG), não podem melhorar a precisão do modelo se a estrutura do modelo for distorcida ou se for aplicado numa escala inapropriada.”*

Existe ainda muita controvérsia sobre a utilização de modelos físicos e empíricos. Beven (1985) ressalta que a escolha da estrutura do modelo deve ser governada pela meta de se obter um modelo fisicamente realista dentro dos limites econômicos e computacionais. Uma classe mais simples de modelo pode ser eficiente em termos de custo, e não menos acurada. Não se deve confundir complexidade com acurácia. Além disso, os pressupostos e limitações da estrutura do modelo devem ser sempre lembrados, e determinado o grau de incerteza associado às predições.

Para esta pesquisa selecionou-se como objeto de estudo o TOPMODEL, modelo conceitual baseado no uso de um índice topográfico para determinação das áreas saturadas geradoras de escoamento direto em uma bacia. Este modelo foi desenvolvido para regiões de clima temperado, onde o fluxo sub-superficial é o processo predominante na geração do deflúvio. Zakia (comunicação pessoal) que trabalhou com este modelo em uma microbacia coberta por floresta sub-tropical, destaca a possibilidade de uso do TOPMODEL nas regiões onde a área variável de afluência caracteriza uma zona ripária importante na produção do escoamento direto, tendo participação significativa na hidrógrafa. Além disso, o TOPMODEL é um modelo relativamente simples, de poucos parâmetros, e de grande versatilidade para a introdução de modificações para condições específicas da área estudada.

Levando-se em conta o grande potencial de uso do TOPMODEL para a compreensão dos processos de escoamento preponderantes numa bacia, iniciou-se um caminho para investigar como seria o comportamento deste modelo em condições de clima sub-tropical, com estações seca e chuvosa bem definidas, e intensidades de chuva superiores àquelas presentes na região para a qual o TOPMODEL foi desenvolvido.

### **Objetivo e Apresentação do Texto**

O objetivo desta dissertação foi avaliar as possibilidades de aplicação do modelo conceitual de base física TOPMODEL numa bacia de meso-escala localizada em condições de clima sub-tropical. A área escolhida para o estudo de caso foi a sub-bacia onde nasce o rio Corumbataí, no município de Analândia, estado de São Paulo.



O texto originado das pesquisas conduzidas dentro desta tentativa foi organizado em cinco capítulos.

Inicialmente, apresentam-se os conceitos que norteiam a pesquisa dos processos de escoamento em bacias hidrográficas. Tais princípios são a base ou fundamento de modelos hidrológicos conceituais como o TOPMODEL. A seguir, descreve-se os pressupostos e componentes do TOPMODEL mostrando-se as equações que calculam o escoamento gerado num ponto  $i$  da bacia e os parâmetros necessários no cômputo da vazão.

O segundo capítulo relata o procedimento de aplicação do modelo TOPMODEL na sub-bacia do Corumbataí, em Analândia. Após a descrição da área de estudo, as etapas de preparação dos dados de entrada do modelo são apresentadas.

O capítulo 3 contém a segunda etapa de aplicação do modelo, com os métodos e resultados do estudo de campo que forneceu informações físicas sobre os valores dos parâmetros do modelo para o processo subsequente de calibração inicial dos parâmetros para um período.

A terceira etapa da aplicação do TOPMODEL (capítulo 4) constitui-se da análise de sensibilidade do modelo a partir de simulações com vários períodos num espaço de tempo de dois anos hídricos. Este capítulo apresenta os métodos e resultados desta análise e discute suas possíveis explicações, além dos problemas encontrados na aplicação do modelo.

As conclusões e recomendações decorrentes do trabalho realizado encontram-se no capítulo final.

## 1. BASES CONCEITUAIS PARA O USO DO MODELO TOPMODEL

### 1.1. A bacia hidrográfica e os processos de escoamento

#### 1.1.1. A bacia hidrográfica como unidade de estudo em diferentes escalas

A bacia hidrográfica é definida como uma área topograficamente delineada, drenada por um sistema de canais (Brooks et al., 1991) ou, em outras palavras, compreende a área que proporciona escoamento superficial para um canal principal e seus tributários. (Lima, 1993). Pode ser considerada “um sistema aberto, que recebe energia do clima e perde através do deflúvio” (Lima, 1993), sendo que o comportamento hidrológico de uma bacia é função de suas características geomorfológicas, tais como forma, topografia, área, geologia, solos, etc.

A associação de estudos hidrológicos a microbacias surgiu da necessidade de se compreender o funcionamento do balanço hídrico do solo em bacias, os processos que controlam o movimento da água e os impactos de mudanças do uso da terra sobre a quantidade e qualidade da água (Whitehead e Robinson, 1993). Mc Naughton e Jarvis (1983) ressaltam a preocupação de avaliar efeitos de mudança no uso da terra, procurando relacionar tais mudanças com o comportamento do deflúvio através do monitoramento de uma microbacia antes e após determinado tratamento experimental. Segundo Lima e Zakia (1997), *microbacia*, do ponto de vista hidrológico, é “a bacia cuja área é tão pequena que a sensibilidade a chuvas de alta intensidade e às diferenças de uso do solo não seja suprimida pelas características da rede de drenagem”.

Durante muito tempo predominava nestes estudos hidrológicos um tipo de avaliação baseada em apenas dois componentes do ciclo hidrológico: a precipitação como entrada, e o deflúvio como saída, com pouca consideração às fases de evaporação e armazenamento. No entanto, a compreensão do conjunto de processos físicos que ocorrem na bacia é

imprescindível para interpretar os resultados obtidos, suas limitações e aplicabilidade a outras áreas (Mc Culloch e Robinson, 1993).

O ciclo hidrológico envolve os processos de Precipitação (P), Evapotranspiração (ET), Deflúvio (Q) e Armazenamento da água no solo (S), cada um deles constituídos de subprocessos com diversas singularidades. Uma vez que o estudo do ciclo hidrológico agrega diferentes domínios (atmosfera, solo, rio), numa “transição de domínios” envolvendo diferentes dimensões, Mendiondo e Tucci (1997) referem-se à necessidade de obter uma “transição de escalas”, apontando as *vertentes hidrográficas* como escala de estudo. As *bacias vertentes*, ou de ordem zero, são as áreas elementares onde as escalas locais e globais do ciclo hidrológico, nos domínios atmosfera - superfície, produzem uma maior interrelação, com integração de efeitos. Em outras palavras, a vertente é considerada representativa para a compreensão dos processos nas micro e macroescalas observacionais (locais e globais).

A escala de *bacia vertente* é utilizada na conceituação do modelo escolhido, o TOPMODEL. A aplicação do modelo, no entanto, é possível em bacias de diversas extensões, tendo exemplos de estudos em áreas que variam de microbacias com menos de 1,0 ha até grandes bacias com dezenas de quilômetros quadrados (Beven, 1997). O presente trabalho refere-se a uma bacia de mesoescala, com área de 5900 ha, ou 59 km<sup>2</sup>.

Algumas implicações do uso desta escala no processo de modelagem do escoamento direto gerado na bacia serão discutidas no decorrer do trabalho, especificamente referentes à determinação de valores para os parâmetros do modelo e sua relação com parâmetros físicos medidos pontualmente no campo.

### 1.1.2. Os processos de geração do escoamento direto

Segundo Lima e Zakia (1997), o escoamento direto é o volume de água que causa o aumento rápido da vazão de microbacias durante e imediatamente após a ocorrência de uma chuva. O escoamento direto pode chegar ao rio através de diferentes caminhos: i) precipitação direta sobre o rio; ii) escoamento superficial; iii) escoamento subsuperficial próximo à superfície; e iv) escoamento subterrâneo profundo. (Dunne, 1978; Mendiondo e Tucci, 1997). O escoamento superficial, pela sua magnitude, tem dominado as principais concepções teóricas sobre o mecanismo de geração de escoamento.



Beven e Kirkby (1979), autores do modelo TOPMODEL, apontam pelo menos quatro mecanismos básicos para a formação do escoamento direto:

- a) o processo Hortoniano, que ocorre quando a intensidade de chuva excede a infiltração ou capacidade de armazenamento, resultando em escoamento superficial sobre toda a área da bacia.
- b) o processo descrito por Betson's em 1964 como área parcial, em que a intensidade de chuva excede a infiltração numa área variável de solos quase-saturados. Este autor demonstrou que o processo hortoniano ocorre apenas numa fração da bacia.
- c) pela precipitação em canais e em solos completamente saturados. Nas adjacências dos canais, esta fonte de fluxo superficial contribui diretamente com a hidrógrafa do evento.
- d) através do fluxo lateral morro abaixo da água do solo saturado ou insaturado, o qual ocorre mesmo que a intensidade de chuva seja inferior à capacidade de infiltração. Pode ocorrer como fluxo sub-superficial, ou retornar ao fluxo superficial ao exceder a capacidade de armazenamento do solo ("fluxo de retorno").

As principais hipóteses da geração do escoamento numa bacia, revisadas por Mendiondo e Tucci (1997) e Zakia (1998), são apresentadas a seguir.

### *O conceito Hortoniano*

Na década de 30, Horton introduziu o conceito de escoamento superficial como o excedente de um mecanismo de infiltração, definindo 'capacidade de infiltração' ( $f$ ) como a taxa máxima com que um solo absorve a água superficial. A infiltração apresenta valor inicial máximo, em condições de solo seco, diminuindo gradativamente durante uma chuva prolongada, à medida que decresce a capacidade de armazenamento da água do solo.

Assim, quando a intensidade da chuva excede a taxa de infiltração, ocorre escoamento superficial e a água da chuva que se infiltra no terreno alimenta o lençol freático, saindo da bacia depois na forma de escoamento base. O solo atua como um plano divisor da água precipitada em dois volumes: de escoamento rápido e lento. O escoamento gerado neste processo seria proveniente de todas as partes da bacia.

Através da medição no campo da taxa de infiltração  $f$  (em mm/h) e conhecendo-se o valor da intensidade de precipitação  $i$  (em mm), seria simples estimar o escoamento superficial ( $Q_0$ ), utilizando a equação:

$$Q_0 = (i - f) \cdot t = P \cdot c \quad (\text{Eq.1.1})$$

onde  $t$  é o tempo de duração da chuva (em horas),  $P$  a precipitação (em mm) e  $c$  o coeficiente de escoamento.

As principais críticas a esta hipótese referem-se à dificuldade de extrapolar as medições de campo; à inadequação da visão do solo como um plano de separação bem definido, devido às características das camadas superficiais de transição com a atmosfera; e ao fato de que a lâmina d'água gerada no escoamento não é percebida no campo na maioria das vezes (Mendonça e Tucci, 1997).

O uso do modelo de Horton é considerado compatível com bacias de regiões semi-áridas, solos rasos, de baixa infiltração e pouca cobertura vegetal, porém não funciona em bacias de clima úmido (Zakia, 1998).

#### *A hipótese das áreas parciais (Betson)*

Foi verificado por Betson, em 1964, que o modelo de Horton para predição de escoamento em bacias úmidas só se ajustava com a multiplicação dos resultados por um fator de correção, e propõe a hipótese de que o escoamento hortoniano só ocorria numa parte da bacia, utilizando a expressão "área parcial". Esta área não é fixa, mas varia com a duração e intensidade do evento e as condições de umidade antecedentes da bacia.

Em bacias de clima úmido vegetadas, especialmente as de cobertura florestal, o escoamento superficial ocorre apenas em partes isoladas da bacia, sendo a água infiltrada, que alimenta o escoamento sub-superficial, a principal fonte geradora de escoamento direto (Troendle, 1985; Lima e Zakia, 1997).

#### *Hipótese da área variável de afluência*

Segundo Troendle (1985), enquanto Horton introduziu em 1935 o conceito de que a geração do escoamento direto era dominada pelo fluxo superficial, ou pela água que não infiltrara no solo, outros autores já observavam que as hidrógrafas poderiam ser também explicadas pelo movimento sub-superficial da água. No decorrer dos anos, esta idéia evoluiu



num conceito mais integrado de formação do escoamento direto em florestas e áreas de vegetação silvestre.

Segundo Saulnier (1996), a idéia de áreas de contribuição foi proposta pela primeira vez por Capps em 1960 ao observar o escoamento produzido pela chuva precipitada numa superfície saturada de extensão variável conforme o nível médio do lençol freático.

A partir do estudo de microbacias experimentais de região montanhosa, em Coweeta, no início dos anos 60, surgiu o conceito de “área variável de afluência” (A.V.A.), que abrange, além do conceito de área parcial de Betson’s, os outros três processos de geração de escoamento (Hewlett e Troendle, 1975; Troendle, 1985). Um papel importante na geração de fluxo seria atribuído às áreas saturadas, ou em estado próximo à saturação, como as margens dos rios e cabeceiras; as concavidades do terreno; e as áreas de solo raso. Este processo é chamado de escoamento superficial por saturação do solo. O escoamento subsuperficial e o refluxo ou escoamento de retorno também são relevantes no conceito de A.V.A.

O escoamento subsuperficial ocorre quando a água percolada verticalmente forma a uma certa profundidade do solo, onde a condutividade hidráulica é menor, uma camada de saturação (‘perched water’). O gradiente hidráulico no sentido de jusante transfere lateralmente esta acumulação de água pelo escoamento subsuperficial até que esta camada chegue à superfície, quando aparece o escoamento superficial por saturação. É difícil separar estes dois tipos de escoamento, chamados em conjunto de interfluxo. (Troendle, 1985; Mendiondo e Tucci, 1997).

O fluxo de retorno é definido como o fluxo gerado quando parte do volume infiltrado emerge na superfície da bacia em um ponto a jusante, integrando ali o escoamento superficial por excedente de saturação (Mendiondo e Tucci, 1997).

Em resumo, a premissa principal do conceito de área variável de afluência é: a água precipitada infiltra, migra morro abaixo e mantém em condições de saturação ou quase-saturação, áreas mais baixas da encosta, contribuindo para o fluxo subsuperficial à medida que a zona de saturação do solo se expande. Há uma distinção marcante entre o conceito de AVA e o conceito hortoniano. O primeiro, em que o interfluxo exerce um papel dominante na geração do deflúvio, situa-se num cenário oposto ao do processo hortoniano, onde predomina o fluxo superficial (Troendle, 1985).



A figura 1.1 mostra os principais caminhos da água na formação do escoamento, segundo Dunne e Leopold (1978): (1) escoamento superficial hortoniano; (2) escoamento sub-superficial próximo à superfície; (3) escoamento superficial nas zonas saturadas, composto pela precipitação direta nas áreas saturadas e da água infiltrada que retorna à superfície (fluxo de retorno), e (4) escoamento subterrâneo.

### *Outros mecanismos: o “escoamento interno”*

Posteriormente ao trabalho de Hewlett, pesquisadores têm se aprofundado na localização das áreas saturadas e nos mecanismos de fluxos internos das vertentes (Mendiondo e Tucci, 1997). Estes escoamentos internos são: os macroporos longitudinais interligados, ou ‘piping’, os macroporos verticais, o escoamento de retorno, o fluxo de translação e a intumescência da zona saturada.

A fauna e flora criam cavidades no solo, formando caminhos preferenciais para a água, isto produz um tempo de resposta bem menor que o fluxo através da matriz do solo. São observados por Mendiondo e Tucci (1997) acréscimos nos valores da condutividade hidráulica ( $K_s$ ) em relação a uma estrutura uniforme do solo, devido aos macroporos. A ação erosiva dos escoamentos subsuperficiais origina os macroporos interligados que possibilitam um rápido transporte da água de áreas distantes para a rede de canais num sistema chamado piping. O ‘piping’ é um tipo especial de macroporos no sentido da declividade do terreno. Mendiondo e Tucci (1997) citam alguns trabalhos em que o fluxo pelo sistema de piping se mostra significativo. Em sub-bacias do Arroio Turcato, Rio Grande do Sul, Brasil, foram encontrados diâmetros de macroporos em solos de terra roxa estruturada variando de 2 a 12 cm, e observadas vazões na saída da rede de piping entre 5,5 e 12,4 litros por minuto.

O fluxo de translação ou “efeito pistão” é o mecanismo, abordado por Hewlett, em que cada incremento da precipitação implica num deslocamento dos volumes de água retidos no solo, as “águas velhas”, forçando-as a sair no extremo inferior da vertente. É um processo mais evidente após a ocorrência de várias chuvas.

Sklash e Farvolden (1979) observaram que a rapidez com que o fluxo subterrâneo chegava aos cursos d’água podia ser explicada pelo aumento do gradiente hidráulico nas áreas baixas perto dos canais, com um aumento do nível freático de forma localizada: a intumescência (Mendiondo e Tucci, 1997).

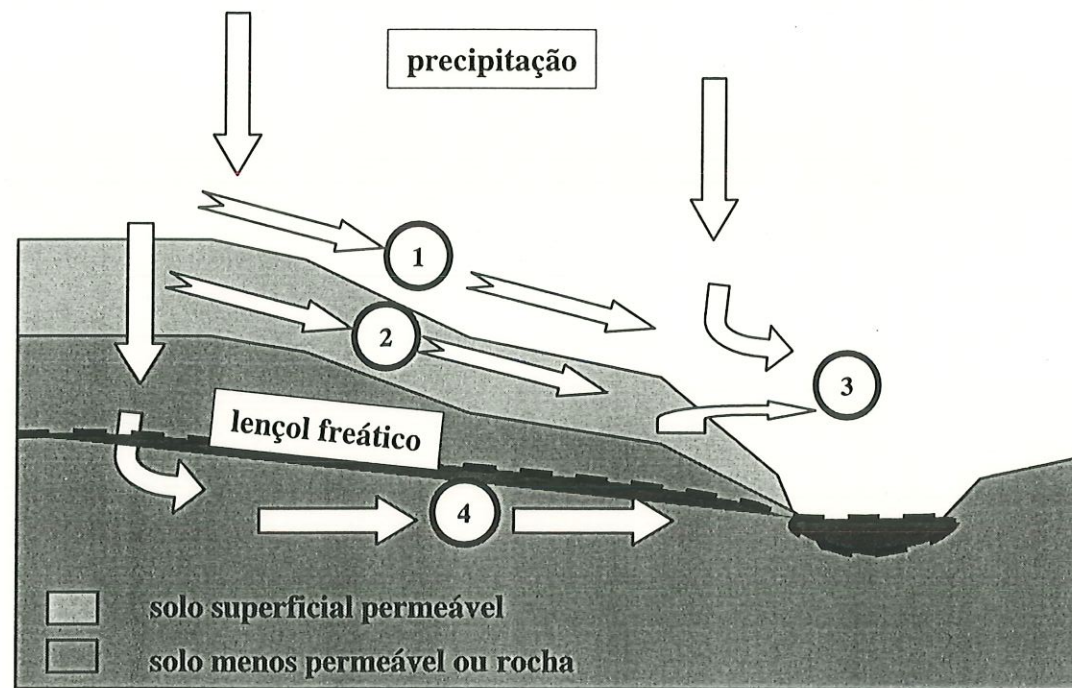


Figura 1.1 – Mecanismos de geração de vazão : (1) escoamento superficial Hortoniano ; (2) escoamento sub-superficial próximo à superfície; (3) escoamento superficial nas zonas saturadas, composta da precipitação direta nas áreas saturadas e da água infiltrada que retorna para a superfície (fluxo de retorno) e (4) escoamento subterrâneo

Os processos de escoamento descritos são condicionados pelas condições de clima e solo. Enquanto nas bacias de clima árido as áreas potenciais de saturação, que ocorrem em solos impermeáveis, são quase fixas, sendo mais adequados os Modelos de Área Parcial, conforme o conceito de Betson's; em regiões úmidas, o escoamento é controlado pela extensão das áreas saturadas, maiores em solos de baixa condutividade hidráulica, e muito variáveis no tempo e no espaço, conduzindo aos Modelos de Áreas Variáveis (Mendiondo e Tucci, 1997)

A partir destes conceitos, desenvolvidos durante décadas, Dunne (1978) citado por Zakia (1998) e Mendiondo e Tucci (1997) apresenta um esquema sobre os processos de escoamento e os controles dominantes: clima, solos, topografia e vegetação. A Figura 1.2 é uma modificação de Zakia (1998) a partir de Dunne (1978).

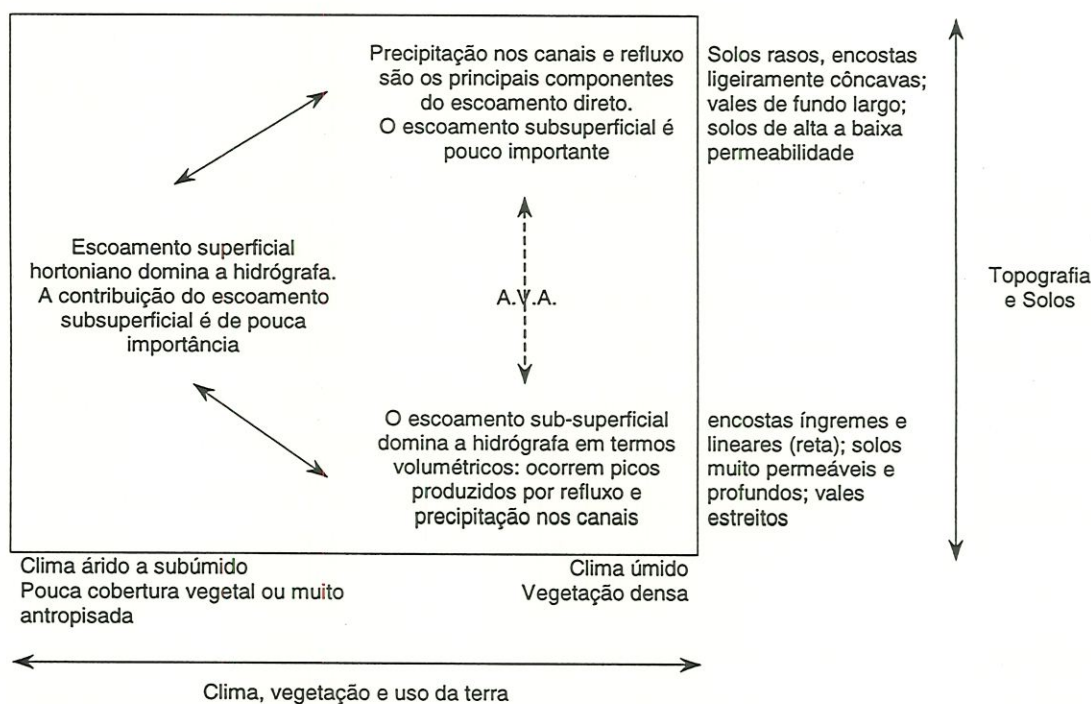


Figura 1.2- Esquema comparativo entre os processos que influenciam na geração do deflúvio (Zakia, 1998, a partir de Dunne, 1978).

Convém ressaltar a diferença entre os mecanismos de Horton e das áreas variáveis de contribuição. No primeiro caso, o escoamento superficial é preponderante, sendo gerado em toda bacia (Horton) ou em parte dela (Horton modificado por Betson's). No mecanismo



proposto por Hewlett e Hibbert, em 1967, e Weyman, em 1970, a produção de escoamento está ligada à passagem da água pelo solo da bacia, sendo influenciada diretamente pelas condições de saturação do solo. Hewlett e Hibbert apresentam a dinâmica de saturação do solo como função do nível freático. Para Weyman, esta dinâmica depende da anisotropia das camadas superficiais do solo, com a aparição temporária de camadas saturadas ('perched water'), conforme a posição da frente de molhamento, a declividade da vertente e a espessura das camadas do solo (Mendiondo e Tucci, 1997).

A localização das áreas variáveis de contribuição depende da topografia e das características das camadas superficiais do solo. Na busca por um modelo para a geração do escoamento em tais áreas, Beven (1986), em continuidade ao trabalho de Beven e Kirkby (1979), derivou um modelo que leva em conta as variabilidades espaciais da topografia e da transmissividade do solo na definição de uma zona subsuperficial saturada (Sivapalan et al., 1987).

## **1.2. Apresentação do modelo conceitual TOPMODEL**

Segundo Franchini et al.(1996), o TOPMODEL é um modelo conceitual que considera a área variável de contribuição, e no qual os fatores predominantes na formação do escoamento são a topografia da bacia e uma relação exponencial entre a transmissividade do solo com a distância vertical a partir do nível do solo. O escoamento total é calculado como a soma de dois termos: escoamento superficial e escoamento lateral na zona saturada do solo. O primeiro é a soma de dois componentes: um gerado pelo excedente de infiltração (mecanismo Hortoniano) e o outro referente à área variável de afluência, pelo excedente de saturação (mecanismo descrito por Hewlett e Dunne).

Beven e Kirkby (1979) ao apresentarem o modelo TOPMODEL, procuraram integrar os efeitos distribuídos da área variável de contribuição ao escoamento e do padrão de fluxo da rede de canais, com um modelo simples sintético de resposta média da bacia quanto ao armazenamento de água no solo. A simplicidade do modelo, segundo os autores, é uma resposta ao desejo de obter um modelo capaz de ser aplicado operacionalmente, ao mesmo tempo que reflete o corrente estado do conhecimento dos processos hidrológicos.



Os autores do TOPMODEL representaram a organização dos armazenamentos no modelo conforme o esquema da figura 1.3.

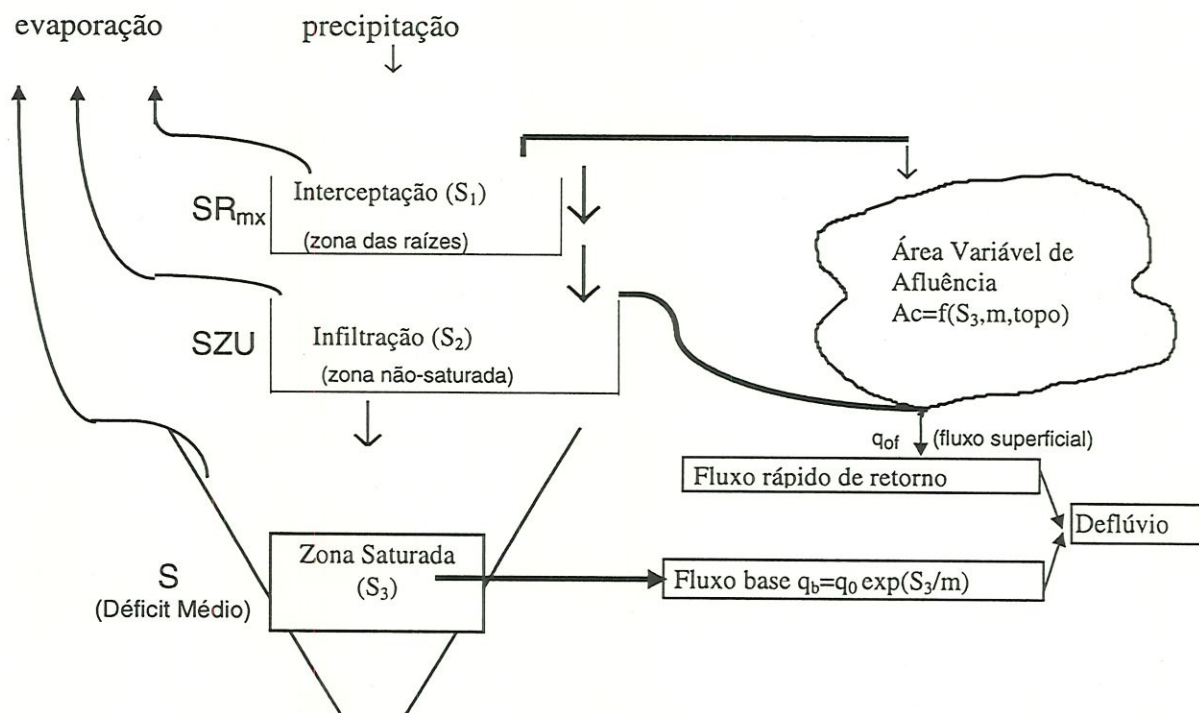


Figura 1.3: Representação da organização dos estoques no TOPMODEL (Beven e Kirkby, 1979).

Saulnier (1996) ressalta que a principal característica do TOPMODEL é definir um índice dinâmico de escoamento: o índice topográfico, que permite prever a localização das superfícies saturadas durante o evento de chuva, i.e., a área variável de afluência.

A partir de Beven e Kirkby (1979), Franchini et al. (1996), Iorgulescu e Jordan (1994), Saulnier (1996) descrevem os principais componentes identificados no balanço hídrico do solo que caracterizam o TOPMODEL. São eles: a evapotranspiração pela vegetação, o fluxo na zona não-saturada, o fluxo superficial devido ao excedente de saturação, o fluxo superficial devido ao excedente de infiltração, e o fluxo na zona saturada (subsuperficial).

A seguir, baseando-se nestes vários autores, são apresentados os componentes calculados no TOPMODEL, conforme mostra o esquema da Figura 1.4.

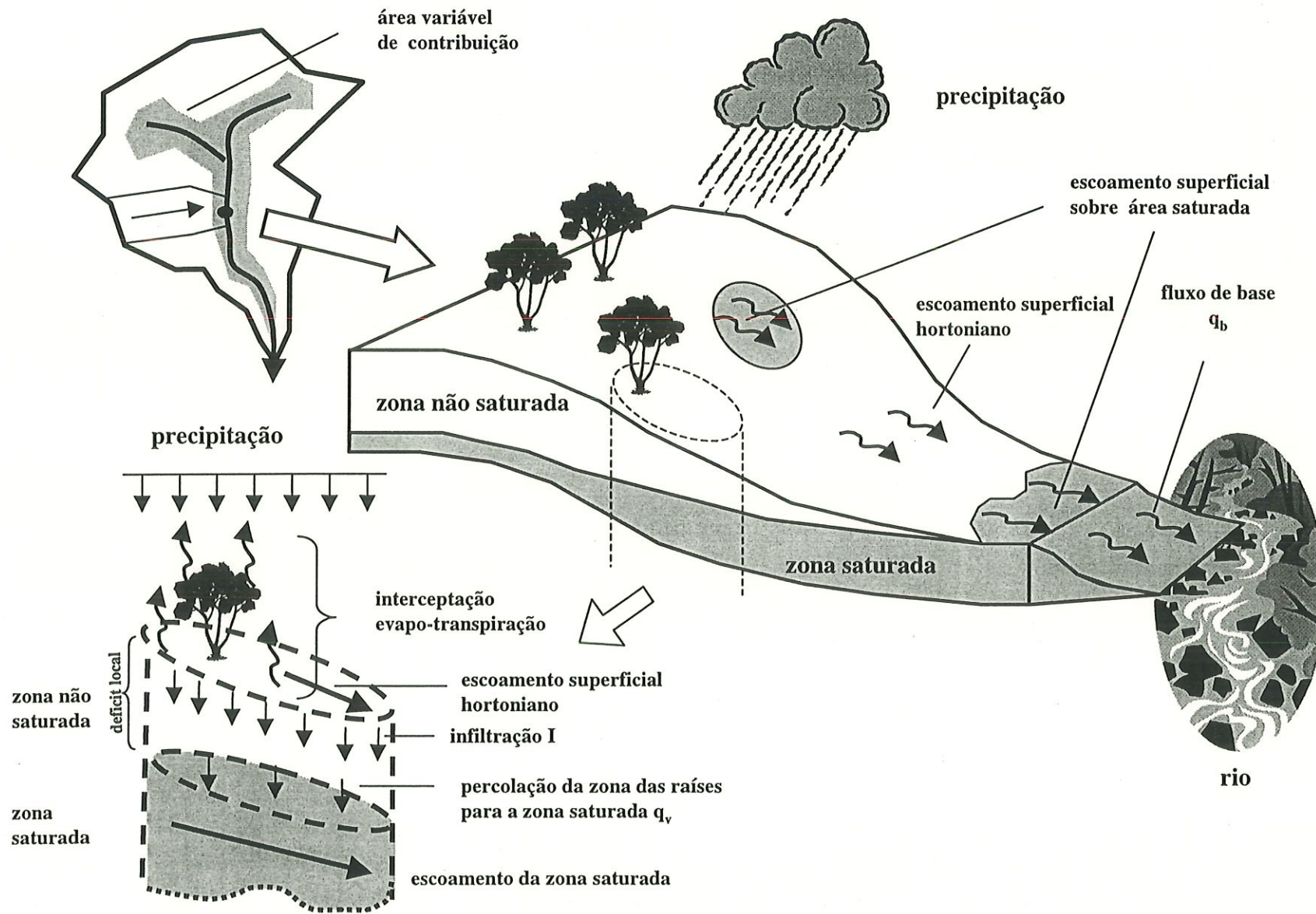


Figura 1.4 - Esquema da bacia de drenagem sob o ponto de vista do modelo TOPMODEL (baseado em Saunier, 1996).

### *Evapotranspiração*

O componente descrito como evapotranspiração, é chamado também de interceptação da vegetação, termo não utilizado para evitar equívocos conceituais, ou de compartimento da zona das raízes do solo por outros autores, sem implicações computacionais (Iorgulescu e Jordan, 1994). Este compartimento do modelo refere-se à água armazenada na zona das raízes e extraída pela evapotranspiração a uma taxa real ( $E_a$ ) que é uma fração variável da taxa potencial ( $E_p$ ). Assim:

$$E_a = E_p \times (S_{rz} / S_{r,max}) \quad (\text{Eq.1.2})$$

onde:

$S_{rz}$  descreve o armazenamento da zona das raízes;

$S_{r,max}$  é a capacidade máxima de armazenamento nesta zona.

### *Fluxo da água na zona não-saturada ou fluxo vertical local*

Distinguem-se dois tipos de drenagem na zona não-saturada: por gravidade (drenagem rápida) e a drenagem capilar (lenta) (Saulnier, 1996). A evolução do conteúdo de umidade do solo devido a uma drenagem natural na zona não-saturada pode ser representada pela figura 1.5(a). Esse gráfico demonstra o conceito de capacidade de campo, que corresponde ao conteúdo de água presente no solo após o excedente de água ter sido drenado e o regime de escoamento por gravidade ser quase nulo.

O armazenamento de água é representado na figura 1.5(b), onde a zona não ativa corresponde à água de drenagem capilar lenta, que ocorre abaixo da capacidade de campo do solo. O déficit local de água define a lâmina de água que deveria infiltrar para fazer a zona saturada aflorar, supondo que a zona não saturada esteja inicialmente vazia (Saulnier, 1996). A variável  $S_i$ , déficit de umidade, é relacionada à variável  $z_i$  pela equação:

$$S_i = (\theta_s - \theta_r) (z_i - \psi_0) \quad (\text{Eq.1.3})$$

onde  $\theta_s$  é o teor de umidade saturada,  $\theta_r$  o teor real de umidade do solo,  $z_i$  a profundidade do solo e  $\psi_0$  é a espessura da franja capilar assumida saturada. A diferença  $\Delta\theta_s = \theta_s - \theta_r$  é chamada de porosidade drenável efetiva do solo.



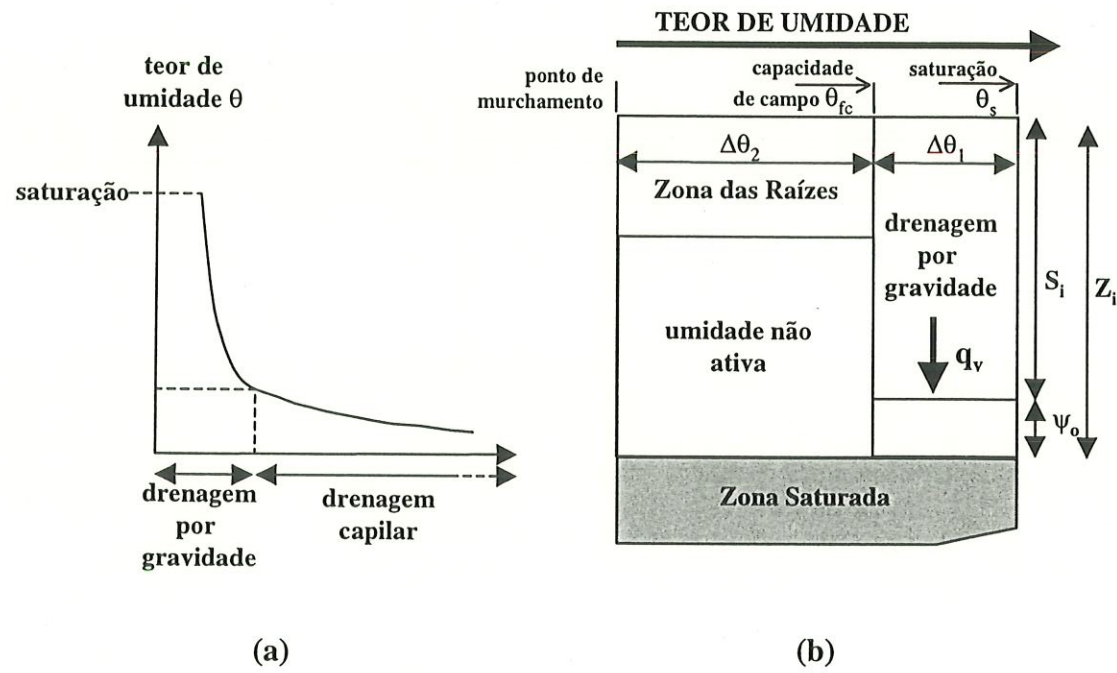


Figura 1.5 - (a) evolução do teor de umidade em uma recessão; (b) representação esquemática da zona não saturada (Beven et al., 1995).



Quando a zona das raízes atinge a capacidade de campo, inicia-se o fluxo vertical por gravidade. O fluxo de drenagem vertical  $q_{vi}$  da zona não-saturada para a zona saturada, é função da quantidade de água existente na zona não-saturada  $SUZ_i$  e do tempo médio de residência por unidade de déficit, conforme mostrado na equação:

$$q_{vi} = SUZ_i / (td Si), \text{ com } q_{vi} \leq SUZ_i \quad (\text{Eq.1.4})$$

onde  $td$  é o tempo de retardo ou tempo médio de residência (em h/m) e  $Si$  o déficit local de água no solo (em metros). O tempo de retardo é assumido como constante para a bacia e representa um dos parâmetros do modelo.

### *Fluxo lateral subsuperficial local*

A equação que descreve o escoamento lateral subsuperficial na zona saturada é baseada em dois princípios físicos: a lei de Darcy, ou equação simplificada do momentum, e a equação da continuidade.

Segundo a equação da continuidade, a lâmina correspondente à entrada de água na zona saturada de uma vertente acima do ponto  $i$  é igual à lâmina de saída desta vertente, fazendo:

$$E_i = S_i \quad (\text{Eq.1.5})$$

onde  $E_i$  representa a função de entrada ou recarga da zona não-saturada para a saturada, e  $S_i$  a função de saída. Considerando que não há escoamento superficial, a função de saída  $S_i$  é o fluxo subsuperficial  $q_i$  (Saulnier,1996). Pela lei de Darcy, a lâmina de saída da zona saturada pode ser então computada como:

$$q_i = T_i \cdot \text{grad } i \quad (\text{Eq.1.6})$$

sendo  $T_i$  a transmissividade hidráulica, em  $m^2/h$ , e  $\text{grad } i$  o gradiente hidráulico local, em  $m^{-1}$ .

A zona saturada é considerada como paralela à superfície do solo, de forma que o gradiente hidráulico é dado como constante e igual à declividade do solo:

$$\text{grad } i = \tan \beta_i \quad (\text{Eq.1.7})$$

onde  $\tan \beta_i$  é a declividade local. Saulnier (1996) ressalta que embora a zona saturada não seja paralela à superfície do solo globalmente na bacia, a nível local elas são paralelas.

Assim, o fluxo lateral subsuperficial é dado por:

$$q_i = T_i \tan \beta_i \quad (\text{Eq.1.8})$$

A transmissividade do solo  $T_i$ , expressa em  $\text{m}^2/\text{h}$ , é definida como:

$$T_i = \int_{-\infty}^0 K_i(z) dz \quad (\text{Eq.1.9})$$

onde  $K_i(z)$  é a condutividade hidráulica saturada à profundidade  $z$  abaixo do solo, em  $\text{m}/\text{h}$ .

O TOPMODEL baseia-se em dois pressupostos: o primeiro ligado ao comportamento da condutividade hidráulica do solo com a profundidade. Este comportamento é descrito como exponencialmente decrescente com a profundidade do solo, seguindo uma hipótese válida para um grande número de solos. A equação que descreve este pressuposto é:

$$K_i(z) = K_0 \exp(-fz) \quad (\text{Eq.1.10})$$

onde  $K_i$  é a condutividade hidráulica saturada;

$K_0$  é a condutividade hidráulica saturada à superfície ( $\text{m}/\text{h}$ );

$z$  é a profundidade do solo ( $\text{m}$ );

e  $f$  é o decaimento de  $K_i$  com a profundidade  $z$ , considerado constante para a bacia ( $\text{m}^{-1}$ ).

A partir das equações acima, temos que a transmissividade lateral é dada pela integração das condutividades no perfil da zona saturada, sendo  $z_i$  sua profundidade inicial e  $Z$  sua profundidade máxima, conforme a expressão abaixo:

$$T_i = \int_{z_i}^Z K_i(z) dz = K_0 / f [\exp(-fz_i) - \exp(-fZ)] = 1/f [K_i(z_i) - K_i(Z)] \quad (\text{Eq.1.11})$$

Considerando-se que no limite mais profundo da zona saturada ( $Z$ ) a condutividade hidráulica saturada torna-se negligível comparada à condutividade em  $z_i$ , tem-se que a transmissividade hidráulica lateral é dada por:



$$T_i = 1/f [K_i(z_i) - K_i(Z)] = K_0/f [\exp(-f z_i)] \quad (\text{Eq.1.12})$$

Dessa forma, a transmissividade é expressa como sendo função da profundidade do solo, i.e., a condutividade decresce a partir da superfície em direção aos horizontes subjacentes, mais compactados e menos alterados (Saulnier,1996). A condutividade hidráulica à superfície ( $K_0$ ) é considerada constante para toda a bacia, assim como o parâmetro  $f$ . Isto leva a assumir a transmissividade do solo também como constante para a bacia.

Relacionando a Equação A8 a este primeiro pressuposto (decaimento da condutividade exponencial e constante para a bacia), chega-se à seguinte equação:

$$q_i = (K_0/f) \tan\beta \exp(-f z) \quad (\text{Eq.1.13})$$

A profundidade do solo é às vezes expressa em termos de déficit local de água ( $S_i$ ), ao invés de altitudes reais ( $z_i$ ). O déficit local de água  $S_i$  é relacionado à variável  $z_i$  pela equação 2, vista acima, que pode ser simplificada por:  $S_i = (\theta_s - \theta_r) z_i = \Delta\theta_s z_i$ .

Assim, de acordo com o pressuposto de decaimento exponencial, e utilizando o déficit local no lugar da profundidade, os parâmetros do modelo podem ser expressos como segue:

$$m = \Delta\theta_s / f \quad (\text{Eq.1.14})$$

$$T_0 = K_0 / f \quad (\text{Eq.1.15})$$

onde:

$\Delta\theta_s$  é a porosidade efetiva do solo;

$m$  é a profundidade efetiva da bacia hidrográfica, expressa em metros;

$T_0$  é o parâmetro de transmissividade lateral do solo ( $\text{m}^2/\text{h}$ ).

Enquanto alguns trabalhos com o TOPMODEL utilizam o parâmetro  $f$  para calibração do modelo, foi dada preferência ao uso de  $m$ , que é a profundidade efetiva do solo.

A equação A13 do fluxo lateral da zona saturada pode ser escrita como:



$$q_i = T_0 \tan \beta \exp (-S_i/m) \quad (\text{Eq.1.16})$$

onde  $\tan \beta$  é a declividade local e  $S_i$  é o déficit local de água no solo.

O segundo pressuposto do TOPMODEL é a taxa de recarga média da vertente em regime quasi-permanente, constante sobre a bacia. Esta hipótese supõe que não importa qual o ponto da bacia, as lâminas de percolação da zona não saturada para a zona saturada são idênticas e iguais à recarga média da vertente. Embora esta hipótese seja pouco provável, a média dos valores de recargas elementares sobre uma vertente é uma boa estimativa da média de todas as recargas elementares da bacia (Saulnier,1996).

Aceitando-se as hipóteses de transmissividade constante e da taxa de recarga constante, pode-se descrever o fluxo lateral no ponto  $i$  como:

$$q_i = a_i \cdot R \Rightarrow a_i \cdot R = T_0 \cdot \tan \beta \cdot \exp (-S_i/m) \quad (\text{Eq.1.17})$$

sendo  $a_i$  a área drenada para o ponto  $i$ , de largura unitária. Esta equação permite explicitar a determinação dos déficits locais, podendo ser escrita assim:

$$S_i = -m \ln [ ( a_i \cdot R ) / ( T_0 \tan \beta_i ) ] = -m \ln [ T_0^{-1} ( a_i / \tan \beta_i ) \cdot R ] \quad (\text{Eq.1.18})$$

Segundo Saulnier (1996) esta equação formaliza a idéia central do TOPMODEL, relativa ao papel da topografia na variabilidade espacial das condições de umidade presentes no solo. Num dado instante, os pontos da bacia que apresentam o mesmo valor da razão  $a_i / \tan \beta_i$  terão o mesmo valor de déficit local, uma vez que  $m$ ,  $T_0$  e  $R$  são constantes. São os pontos hidrologicamente similares (Beven,1994). Uma vez agregados no algoritmo do TOPMODEL, este conceito simplifica a resolução numérica do modelo.

A partir das equações 13 e 14, uma relação entre o déficit médio da bacia ( $S$ ) e os déficits de saturação locais ( $S_i$ ) pode ser derivada:

$$S = S_i - m [\gamma - \ln (a/ T_0 \tan \beta)_i ] \quad (\text{Eq.1.19})$$

onde  $\gamma$  é a constante solo-topográfica para a bacia de área  $A$ , podendo ser separada em um fator topográfico e um fator de solo, como abaixo:

$$\gamma = (1/A) \int_A \ln (a/ \tan\beta)_i - (1/A) \int_A \ln (T_0) \quad (\text{Eq.1.20})$$

A integral  $1/A \int_A \ln (a/ \tan\beta)_i$  é chamada de constante topográfica  $\lambda$ , ou constante da curva de distribuição dos índices topográficos. Sendo a transmissividade constante, tem-se:

$$\gamma = \lambda - \ln (T_0) \quad (\text{Eq.1.21})$$

$$\lambda = \gamma + \ln (T_0) \quad (\text{Eq.1.22})$$

O termo  $\ln (a/ T_0 \tan\beta)_i$  é chamado índice solo-topográfico, e mostra dois componentes, relacionados respectivamente à topografia e às propriedades do solo:

$$\ln (a/ T_0 \tan\beta)_i = \ln (a/ \tan\beta)_i - \ln (T_0) \quad (\text{Eq.1.23})$$

sendo o termo  $\ln (a/ \tan\beta)_i$  o índice topográfico, e o segundo termo uma constante, como foi descrito acima.

Usando a constante do índice topográfico e a relação entre  $S_i$  e  $S$  (Eq.A19), o déficit local pode ser expresso desta outra forma:

$$\begin{aligned} S_i &= S -m [\ln (a/ T_0 \tan\beta)_i - \gamma] = S -m [\ln (a/ T_0 \tan\beta)_i - \gamma - \ln(T_0)] \\ S_i &= S -m [\ln (a/ \tan\beta)_i - \lambda] \end{aligned} \quad (\text{Eq.1.24})$$

Com isto, o cálculo do déficit local, que expressa a profundidade da zona saturada, é determinado pelo parâmetro  $m$  e pelo índice topográfico  $\ln (a/\tan\beta)$ . É importante notar que o déficit  $S_i$  pode tomar valores negativos, indicando pontos da bacia que alcançaram uma condição de saturação, produzindo escoamento superficial. Isto ocorre quando o valor do índice topográfico  $\ln (a/ \tan\beta)_i$  é maior que a constante topográfica da bacia  $\lambda$ .

### ***Fluxo superficial por excedente de saturação***

Iorgulescu e Jordan (1994), de acordo com Beven (1986), ressaltam que a estrutura do TOPMODEL utiliza a mesma equação para cálculo tanto do fluxo subsuperficial como do

fluxo superficial por excedente de saturação ou 'fluxo de retorno'. Este segundo é dado pelos déficits negativos, e contabiliza apenas a precipitação sobre as áreas saturadas.

Segundo estes autores, a hipótese de uma taxa de recarga média (da zona não-saturada para a saturada) em toda a bacia, leva a alguns problemas. As áreas em condição de saturação reagem como superfícies impermeáveis, e as entradas nestas áreas são tratadas como fluxo superficial por excedente de saturação. Isto eventualmente pode conduzir à subestimativa da dinâmica das áreas saturadas, o que não se resolve com a discretização da bacia em vertentes elementares, uma vez que ainda ocorrerão algumas áreas saturadas nestas unidades menores.

### *Área Variável de Contribuição*

A partir do padrão espacial do índice topográfico  $\ln(a/T_0 \tan\beta)$  e do valor de déficit médio para a bacia  $S$ , é possível calcular a distribuição inicial dos déficits locais ( $S_i$ ). A área inicial de contribuição é aquela para qual  $S_i \leq 0$ , isto é, os pontos em condição de saturação. Toda a precipitação sobre esta área torna-se imediatamente escoamento superficial. Após o início de um evento, parte da lâmina precipitada sobre os pontos onde  $S_i > 0$  infiltra no solo preenchendo uma parte do déficit hídrico nestes pontos. A lâmina de chuva que exceder o déficit local irá incrementar o escoamento superficial e a área de contribuição se expandir (Wood et al., 1988).

Como foi mostrado na equação acima, os pontos na bacia que estarão numa condição de saturação formando a área variável de contribuição são aqueles dados por  $\ln(a/\tan\beta)_i \geq \lambda$ .

A percentagem da bacia com  $\ln(a/\tan\beta)_i \geq \lambda$  é definida com base na curva-índice, que representa a distribuição de probabilidade da variável  $x$ , sendo  $x = \ln(a/\tan\beta)$  (Franchini et al., 1996).

### *Escoamento Base*

O escoamento base é gerado pelo fluxo subsuperficial que chega ao exutório da bacia, alimentado por um estoque não-linear de água na zona saturada subsuperficial do solo. Beven e Kirkby (1979) propõem como a forma mais simples de representar este estoque uma relação exponencial, expressando o fluxo base  $Q_b$  como:

$$Q_b = Q_0 \exp(-S/m) \quad (\text{Eq.1.25})$$



onde  $S$  e  $m$  são constantes e  $Q_0$  pode ser interpretado como o fluxo subsuperficial quando o déficit médio de saturação ( $S$ ) é zero, ou seja, o estoque médio de água na bacia é de saturação. Isto não significa que toda a bacia está saturada, mas que alguns locais terão déficits 'negativos', ou seja 'superávit' (excedente) hídrico, compensando os valores positivos das áreas não-saturadas.

Uma expressão teórica para  $Q_0$  pode ser obtida pela integração do fluxo subsuperficial local ao longo da bacia, fazendo (Iorgulescu e Jordan, 1994):

$$Q_0 = \exp(-\gamma) \quad (\text{Eq.1.26})$$

### *Fluxo superficial por excedente de infiltração*

O excesso de infiltração é computado nas versões mais recentes do TOPMODEL pela equação de Philip (1957), de acordo com Franchini et al.(1996):

$$g = c K_0 + 1/2 (S \cdot t^{-1/2}) \quad (\text{Eq.1.27})$$

onde  $g$  é a capacidade de infiltração potencial,  $S$  a sortividade,  $K_0$  a condutividade hidráulica saturada à superfície e  $c$  é um coeficiente.

Segundo Green et al. (1986) a sortividade é o coeficiente de proporcionalidade que relaciona a infiltração acumulada  $I$  à raiz quadrada do tempo  $t$ , numa coluna de solo horizontal, com propriedades e teor de umidade constantes; i.e.,  $I = S t^{1/2}$ . A sortividade é relacionada ao parâmetro  $K_0$  por:  $S = S_r K_0^{1/2}$ , sendo  $S_r$  um coeficiente.

O cálculo do escoamento superficial como excedente da infiltração não será detalhado, uma vez que neste trabalho, como ocorre em outros (Iorgulescu e Jordan, 1994; Franchini et al., 1996), os valores obtidos para  $K_0$  na calibração foram muito altos para que o mecanismo hortoniano fosse ativado pelo cômputo do modelo.

### *Propagação em canal*

Beven e Kirkby (1979) constataram que mesmo em bacias de pequeno e médio porte, o tempo de deslocamento do fluxo superficial causa um atraso na hidrógrafa, sendo inadequado assumir que todo o fluxo alcança o exutório da bacia em um único passo de

tempo, principalmente nas bacias maiores. Assim, os autores incluíram no modelo uma rotina simples para a propagação do fluxo superficial baseada numa função que relaciona a extensão da área de contribuição com a topografia e a velocidade do fluxo superficial (parâmetro constante). Assim, o tempo necessário para o fluxo alcançar o exutório da bacia a partir de um determinado ponto dentro da área de contribuição prevista é dado por:

$$t = \sum_{i=1}^N x_i / (v \tan \beta_i) \quad (\text{Eq.1.28})$$

onde  $x_i$  é o comprimento do segmento de linha de fluxo de declividade  $\beta_i$ ,  $N$  é o número de segmentos entre o ponto e o exutório, e  $v$  é a velocidade considerada constante. A partir da velocidade e da topografia da bacia pode ser derivado um único histograma de tempo de retardo para qualquer valor da área de contribuição  $A_c$  (Beven e Kirkby, 1979).

Um resumo dos parâmetros e equações utilizados no TOPMODEL é apresentado na tabela 1.1.

Tabela 1.1: Parâmetros e equações do TOPMODEL, segundo Zakia (1997), a partir de (Beven e Kirkby, 1979) e Iorgulescu e Jordan (1994).

Fenômeno	Equação	Parâmetro	Observações
Fluxo vertical no ponto i $q_{vi}$	$q_{vi} = (S / S_i * td)$	td= tempo de retardo da água na zona não saturada por unidade de deficit do estoque de água nesta zona (hora)	Fluxo de água para o lençol freático ou para zona saturada próxima à superfície ('perched water') $S_i$ = déficit de armazenamento de água do solo, no ponto i (m). $S$ = déficit de armazenamento médio de água do solo (m).
Fluxo lateral no ponto i $q_i$	$q_i = K_0 \tan \beta \exp(-S_i/m)$	$K_0$ = condutividade hidráulica em condições de saturação (m/h); $m$ = parâmetro de armazenamento da água (metros)	Escoamento sub-superficial para a zona saturada
Evapotranspiração $E_a$	$E_a = E_p \times (S_{rz} / S_{r,max})$	$S_{r,max}$ = armazenamento máx. de água na zona das raízes	$E_p$ = evapotranspiração potencial
Fluxo base $Q_b$	$1/Q_b = (1/Q_0) + (t/m)$	$Q_0$ = valor inicial de vazão no canal principal ( $m^3/h$ )	$t$ = intervalo de tempo (time step)



## 2. APLICAÇÃO DO TOPMODEL NA BACIA DE ANALÂNDIA - ETAPA I: A ÁREA DE ESTUDO E OS DADOS DE ENTRADA DO MODELO

### Introdução

A seleção do modelo TOPMODEL ocorreu simultaneamente à escolha da área de estudo, correspondente à sub-bacia do rio Corumbataí, localizada no município de Analândia, estado de São Paulo.

A escolha desta bacia deveu-se a considerações relativas à disponibilidade de dados de chuva e vazão com registros contínuos em períodos coincidentes, à existência de diversos trabalhos realizados na região de caracterização da paisagem física, e à percepção da importância de estudos em sub-bacias das cabeceiras do rio Corumbataí, responsável pelo abastecimento de uma parcela importante da região de Piracicaba e com grande potencial de expansão de uso para abastecimento público (SALATI, 1996). Somando-se a estas razões, a bacia do Corumbataí está sendo estudada como bacia-piloto do *Projeto Piracena*, por ser um dos afluentes importantes do Rio Piracicaba, não submetido à reversão de águas para abastecimento público como outros afluentes, o que compromete o monitoramento destes rios.

A fim de proceder à aplicação do TOPMODEL, foi realizado o levantamento dos dados de precipitação e evapotranspiração, que caracterizam as entradas do modelo, e de vazão observada, estes últimos utilizados para comparação com a vazão simulada (a saída do modelo). Os dados fornecidos pelos postos meteorológicos e fluviométricos do DAEE foram processados e transformados em arquivos digitais na unidade utilizada pelo modelo, i.e., metro de lâmina d'água por intervalo ou passo de tempo (uma hora).

Uma vez estabelecidos os arquivos de entrada no modelo, restava determinar os valores para a calibração dos parâmetros.

Embora o TOPMODEL seja um modelo considerado de base física, sua simplicidade e escassez de parâmetros acarretam certa dificuldade na seleção de valores para tais parâmetros. Por outro lado, o modelo apresenta grande flexibilidade para incorporar modificações para determinadas situações de estudo.

O fato de ser fundamentado fisicamente não implica numa relação direta entre os valores que se ajustam ao modelo e os parâmetros de características físicas da bacia. Um fator que interfere nesta relação é a escala em que se trabalha. Normalmente as características de solo ou velocidade de fluxo são medidas pontuais na bacia, muitas vezes apresentando uma grande variabilidade espacial. Logo, o uso de tais valores para bacias de meso-escala, como é o caso do presente estudo, traz limitações que se agravam conforme a escala da bacia aumenta.

O modelo utiliza um único parâmetro distribuído espacialmente: o índice topográfico, que fornece um índice de similaridade hidrológica dos pontos da bacia. O processo de determinação deste índice e a curva de distribuição de frequência resultante serão vistos no item 2.3 deste capítulo, que descreve as entradas do modelo, uma vez que o índice topográfico também pode ser considerado como uma entrada.

Quanto aos demais parâmetros, que são computados com valores médios para a bacia, procurou-se obter valores físicos através de um estudo de campo realizado na área. Estes valores, combinados a outros encontrados na bibliografia do TOPMODEL, forneceram as informações iniciais para uma calibração preliminar do modelo. Os métodos de obtenção de parâmetros de campo estão contidos no capítulo 3.

A seguir procedeu-se o trabalho de calibração do modelo. Em relação a isto, convém ressaltar que os autores do TOPMODEL não acreditam na existência de um conjunto de valores ótimos dos parâmetros e, portanto, não encorajam a prática de otimização automática na calibração. Beven et al. (1995) recomendam o uso do modelo primeiramente para a compreensão do funcionamento hidrológico da bacia em questão, antes de usá-lo como ferramenta de predição.

Com isso, optou-se por uma avaliação do modelo baseada na determinação das medidas de eficiência apresentadas em um grande número de simulações, nas quais os

parâmetros eram números randômicos estimados pelo método Monte Carlo, dentro de uma faixa de valores pré-estabelecida.

A definição desta faixa de valores foi baseada nos valores obtidos por meio de estudo de campo, bibliografia e calibração preliminar realizada com o período de dezembro de 1992. As execuções preliminares de calibração 'manual', ou seja, não automatizadas, possibilitaram a percepção do comportamento do modelo com a variação de cada um dos parâmetros isoladamente, contribuindo para estabelecer uma faixa de valores próximos aos obtidos nos levantamentos de campo, e que foi utilizada na análise da sensibilidade dos parâmetros.

A simulação de Monte Carlo permitiu a análise de sensibilidade dos parâmetros, sendo avaliados períodos de aproximadamente 15 dias durante os períodos chuvosos de dois anos hídricos: setembro/92 a abril/93 e setembro/93 a abril/94. Os métodos e resultados obtidos estão no capítulo quatro do presente texto.



## 2.1. Caracterização da Área de Estudo

### *Localização e aspectos gerais*

A área de estudo é a sub-bacia localizada no curso superior do Rio Corumbataí, correspondente à área de aproximadamente 59 km<sup>2</sup>, drenada pelo trecho que vai da nascente até a estação fluviométrica de Analândia. Esta área pertence à região administrativa do município de Analândia, e encontra-se inserida na Área de Proteção Ambiental do Corumbataí.

A bacia do Rio Corumbataí, tributário do Rio Piracicaba, tem 1700 km<sup>2</sup> no estado de São Paulo e engloba sete municípios. A figura 2.1 apresenta a localização da bacia do Piracicaba, com a rede de drenagem, seus afluentes e principais municípios, bem como a sub-bacia do Corumbataí em estudo.

O rio Corumbataí nasce na Serra de Santana (Serra Geral) a 750 m de altitude e após 120 km desemboca no Rio Piracicaba, sua bacia está num setor singular do território paulista, estabelecido entre as “cuestas” arenito-basálticas do Planalto Ocidental Paulista. Segundo ALMEIDA (1964), citado por SALATI (1996), o Rio Corumbataí surgiu tardiamente no cenário da evolução geomorfológica da região, sendo o único da Depressão Periférica a percorrer 100 km no sentido de norte para sul.

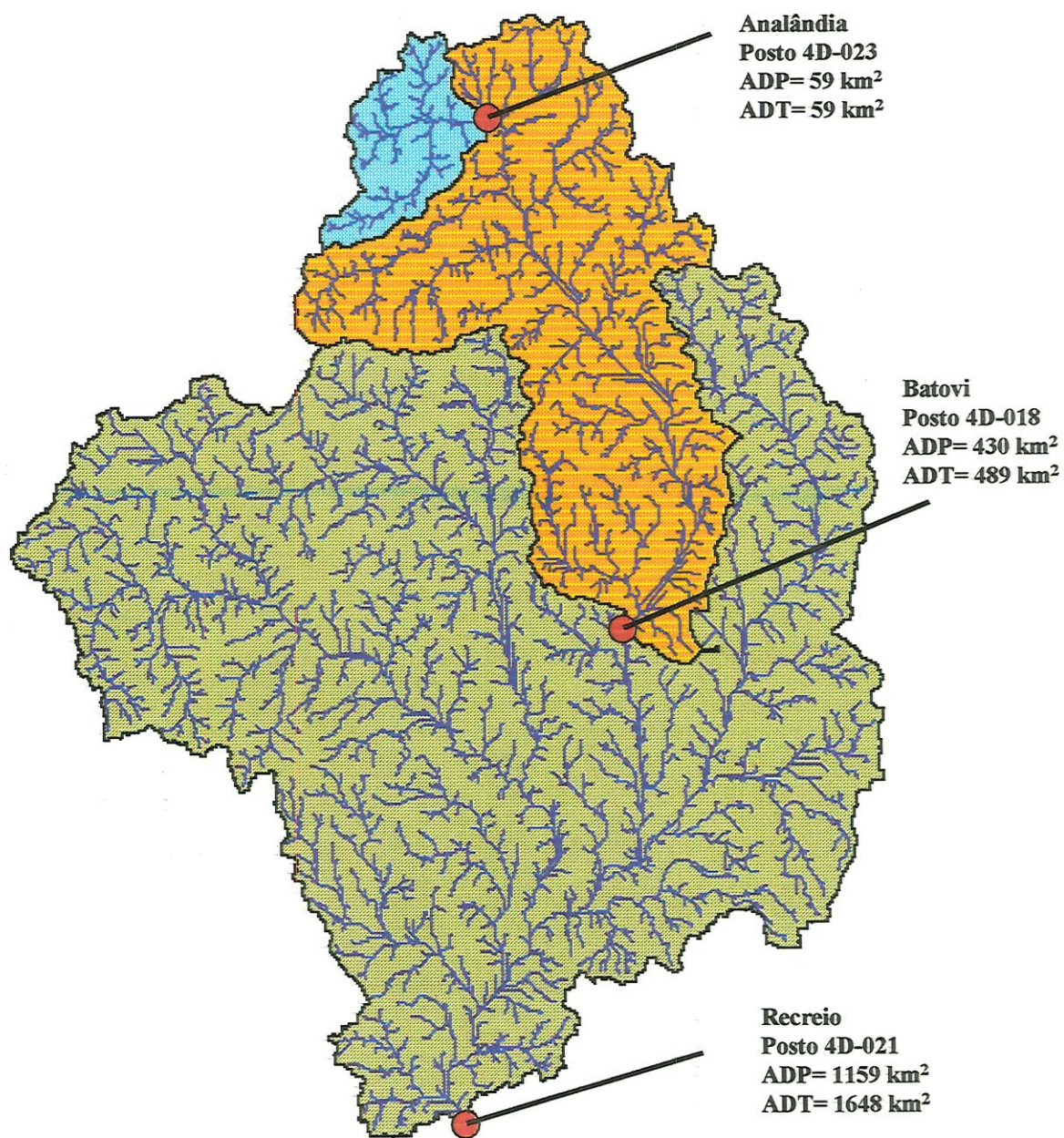
A rede de drenagem da Bacia do Corumbataí e sub-bacias com exutório em Analândia, Batovi e Recreio, é representada na figura 2.2, com as respectivas áreas de drenagem parcial e total dos postos fluviométricos do DAEE correspondentes. A vazão média do rio no posto de Analândia, utilizado no presente trabalho, foi de 1,09 m<sup>3</sup>/s entre os anos de 1989 e 1995.

SALATI (1996) descreve o alto curso do Corumbataí, trecho de 35 km entre a nascente e o distrito de Ferraz, como sendo de forte declive e escoamento rápido intercalado por cachoeiras e corredeiras. O rio desce 250 m neste trecho, apresentando declividade de 7 m/km. Apesar do pequeno volume de água correndo sobre fundo rochoso, há um forte processo erosivo que se expressa por vales bem encaixados.



Figura 2.1: Localização da bacia do rio Piracicaba, com a rede de drenagem, os municípios da região, e a sub-bacia de estudo na cabeceira do rio Corumbataí.





**Figura 2.2 - Bacia de drenagem do rio Corumbataí dividido em três sub-bacias com exutório nos postos de medida de vazão do DAEE. ADP : área de drenagem parcial; ADT : área de drenagem total. A rede de drenagem foi gerado de forma digital (SIG).**



É nesta parte do rio que as águas do Corumbataí apresentam sua melhor qualidade. Segundo o diagnóstico ambiental sintético e da qualidade da água da Bacia do Corumbataí feito por SALATI (1996), o rio está enquadrado legalmente como um corpo d'água do tipo II, isto é, próprio para fins domésticos após tratamento convencional. A montante de Analândia, o rio apresentou condição de classe I, i.e., excelente qualidade, e no trecho entre Rio Claro e a foz no rio Piracicaba, sua condição cai para classe IV.

### *Clima*

O clima é do tipo Cwa, subtropical ou mesotérmico, seco no inverno e chuvoso no verão. O período seco se estende de março a setembro, com menos de 20% das precipitações. A média anual de precipitações é de 1228 mm. (SALATI, 1996)

Os limites térmicos de referência são: média anual de 19,5°C, temperatura média do mês mais quente (janeiro) de aproximadamente 22° C e do mês mais frio (julho) 16° C.

### *Geomorfologia*

De acordo com o mapa geomorfológico do IPT (1981) citado por KOFFLER (1993) há dois tipos de modalidade de relevo preponderantes na Bacia do Corumbataí:

- Morrotes alongados e espigões, onde predominam interflúvios sem orientação preferencial, topos angulosos a achatados e vertentes ravinadas com perfis retilíneos, sendo a drenagem de média a alta densidade, padrão dendrítico, vales fechados;

- Colinas médias e amplas, predominando interflúvios de 1 a mais de 4 km<sup>2</sup>, topos aplainados, vertentes com perfis convexos a retilíneos que se conectam à drenagem de média a baixa densidade, padrão sub-retangular, vales abertos e fechados, planícies interiores restritas à presença de lagoas perenes ou intermitentes.

Na sub-bacia de Analândia, o primeiro tipo de relevo, mais escarpado, prevalece. A altimetria, representada no mapa da figura 2.3, varia de 660 m, no posto de medição do DAEE, a 1058 m, na Serra do Cuscuzeiro.

Segundo fonte do Instituto Geológico (1995), as unidades do meio físico presentes na bacia são:

1) Pertencentes ao Planalto Ocidental Paulista:

i) escarpas (vertentes delimitando o planalto, com declividade média em torno de 30%. Possuem alta suscetibilidade à erosão laminar por ravinas e voçorocas.

ii) colinas com interflúvios amplos e topos planos (altitudes de 750 a 850m), Suscetibilidade moderada à erosão laminar por ravinas e voçorocas.

2) Pertencentes à Depressão Periférica:

i) morros e morrotes: morros isolados, com topos aplainados, acompanhando o rebordo das escarpas, e com altitudes de 650 a 750m.

ii) colinas com interflúvios pequenos.

As duas unidades de paisagem apresentam alta suscetibilidade à erosão laminar por ravinas e voçorocas.

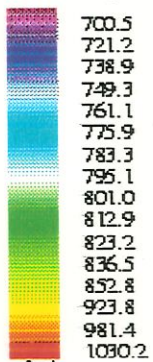
Embora seja considerada uma bacia de meso-escala, com 59km<sup>2</sup>, a área em estudo apresenta uma considerável variação quanto à tipologia do meio físico, com quatro unidades distintas relevantes quanto à área ocupada.

A hidrogeologia é caracterizada por aquífero livre (Sistema Aquífero Cobertura Serra de Santana), de porosidade intergranular com alta permeabilidade (0,2 a 4 m/dia) e alta produtividade (transmissividade entre 40 e 500m<sup>2</sup>/ dia).

### *Solos*

KOFFLER (1993) reuniu os levantamentos de solos realizados por PRADO et al.(1981), OLIVEIRA et al.(1979 e 1981) e OLIVEIRA & PRADO (1989), mapeados ao nível de semi-detalle (escala 1:100.000) para as quadrículas geográficas de São Carlos, Araras, Campinas e Piracicaba, gerando a partir de um trabalho de consolidação de informações, um mapa de solos exclusivo para a Bacia do Corumbataí.

Altitudes em metros



curvas de nível

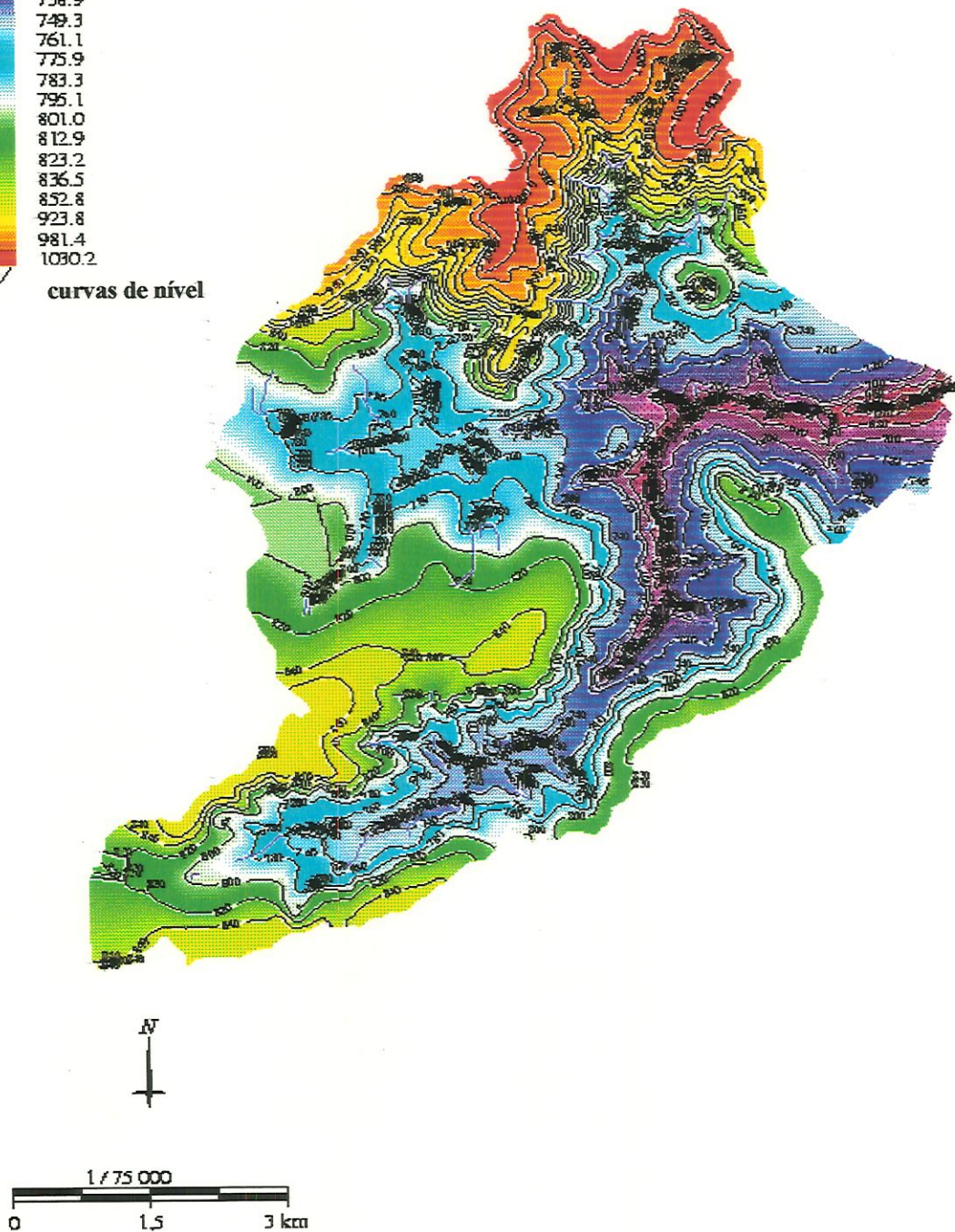


Figura 2.3 - Modelo digital de elevação (DEM) da bacia do rio Corumbataí até Analândia, com curvas de nível de 20 m.



Foram identificadas 35 unidades de solos , pertencentes a vários grupamentos. Os grupos predominantes na bacia foram os Solos Podzólicos Vermelho Amarelos (43%), seguidos pelos Latossolos Vermelho Amarelos (22,1%), Litólicos (13,4%) e Latossolos Roxos (7%). Na região estudada estão mapeadas as unidades taxonômicas de solos da Tabela 2.1.

Tabela 2.1: Unidades taxonômicas de solo mapeadas na bacia de Analândia.

<b>Símbolo</b>	<b>EMBRAPA/ SNLCS</b>	<b>Ocorrência na Bacia</b>
<b>LRd -</b> Barão Geraldo	Latossolo Roxo distrófico, A moderado, textura muito argilosa ou argilosa	Presença significativa.
<b>LV2- Coqueiro</b>	Latossolo Vermelho Amarelo álico, A moderado, textura média	Presença significativa.
<b>LV6- Itororó</b>	Latossolo Vermelho Amarelo álico, A proeminente, textura muito argilosa ou argilosa	Aparece em associação com PI, em pequenas manchas.
<b>PV2 –Serrinha</b>	Podzólico Vermelho Amarelo distrófico ou álico Tb abrupto, A moderado e/ou espesso, textura arenosa/média	Presença significativa.
<b>PV6</b>	Podzólico Vermelho Amarelo distrófico, A proeminente ou chernozênico, textura média/ argilosa fase pedregosa I.	Pequenas manchas.
<b>TE1- Estruturada</b>	Terra Roxa Estruturada eutrófica ou distrófica, A moderado, textura argilosa ou muito argilosa.	Aparece em associação com Li2.
<b>Li 1</b>	Solo Litólico eutrófico ou distrófico, A moderado ou chernozênico, textura indiscriminada, substrato arenitos da Form. Pirambóia.	Aparece em associação com Li2, em pequenas manchas.
<b>Li2</b>	Solo Litólico eutrófico ou distrófico, A moderado ou chernozênico, textura argilosa, substrato diabásio	Presença significativa da associação Li2+ TE1.
<b>PI</b>	Plintossolo concrecionário, A moderado ou proeminente, textura argilosa	Aparece em associação com LV6, em pequenas manchas.

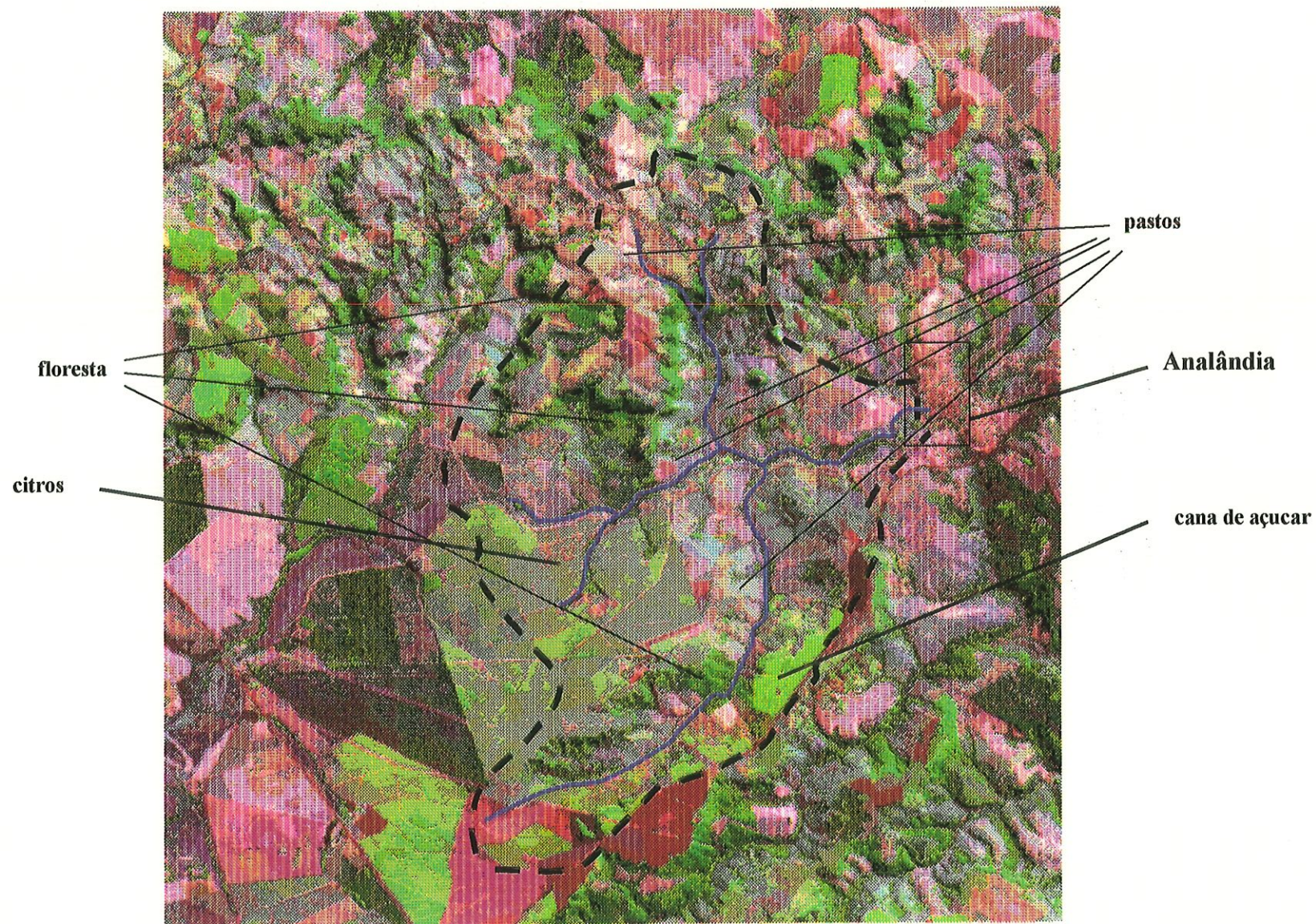
### *Vegetação*

Estudos da vegetação da região do Corumbataí apontam que suas formações originais de cerrados, cerradões, matas em transição para cerrados, matas de galeria e

formações associadas aos banhados, têm sofrido devastação em função inicialmente da cafeicultura, depois substituída por outras atividades como a cultura de cana, a pecuária extensiva e a silvicultura. Existem ainda alguns remanescentes da cobertura vegetal natural representativos da diversidade de ecossistemas da região associados às formações de *cuestras* basálticas, nos fundos de vales e nas planícies fluviais com formações de banhados (SALATI,1996). Na região de Analândia ocorrem fragmentos florestais nas *cuestras* e fundos de vales.

Predominam como cobertura vegetal pastagens, cultivo de cana e *citrus*, com a presença de pequenos fragmentos de mata e campos sujos de cerrado. O inventário do Instituto Florestal (1993) mostra que estes pequenos fragmentos não chegam a cobrir 5% da área da sub-bacia em Analândia. Na figura 2.4, a imagem de satélite mostra a cobertura vegetal da bacia.





**Figura 2.4-** Imagem de satélite da bacia do rio Corumbataí, até a cidade de Analândia. Landsat 5-TM (FCC,5,4,3)



## 2.2. Programas de Aplicação do modelo

Os programas de aplicação do modelo estão disponíveis via Internet e são de domínio público, desde que utilizado para fins não comerciais. Eles permitem cálculos com uma única (TOPT9502) ou múltiplas sub-bacias (TMOD9502), tendo como entradas o índice topográfico, a precipitação, a evapotranspiração potencial e a vazão observada.. A propagação das vazões é feita por um algoritmo que assume como constantes as velocidades de escoamento na superfície da bacia (“overland routing”) e no canal (“channel routing”).

O modelo TMOD9502 inclui o excesso de infiltração baseado na condutividade exponencial de Green-Ampt. A variabilidade espacial da condutividade hidráulica pode ser considerada especificando um valor diferente para cada sub-bacia. O TOPT9502, uma versão mais simplificada, foi desenvolvido para uma única bacia, tendo ajuste com um número reduzido de parâmetros.

São fornecidos também os programas GRIDATB e DTM9502 para o cálculo do índice topográfico a partir do modelo digital de elevação (DEM) usando o algoritmo de direções múltiplas (Quinn et al., 1991 e Quinn et al.,1995).

Os modelos são escritos em FORTRAN e fornecidos em versão “.EXE” e “.FOR”. A primeira é executável, com uma rotina gráfica própria (GRAFIMATIC), mas apresenta o inconveniente de aceitar somente matrizes de elevação (obtidas do DEM) com tamanhos máximos de 150 x 150 ou 200 x 200, limitando a sua utilização a pequenas bacias ou DEM de baixa resolução, o que não é recomendável. Também não permite modificações maiores no programa, o que é possível na versão “.FOR”, inclusive no limite das matrizes de elevação.

Assim, foram utilizadas as versões TOPT9502.FOR e GRIDATB.FOR que são compiladas e executadas no software “Microsoft Fortran PowerStation for Windows”. Para a elaboração da parte gráfica os resultados numéricos foram exportados e trabalhados no Arc/Info.

Como programas suplementares são fornecidos: a) o EVAP.FOR que gera a evapotranspiração potencial baseada em curvas senoidais diárias, tendo como entrada o dia



do ano. Como os parâmetros são ajustados para o hemisfério norte, essa rotina não foi utilizada; b) os programas GRIDREDU.FOR, GRIDTRAN.FOR, GRIDCONV.FOR e SINK.EXE são programas para manipulação e correção de 'sinks' das células do DEM. Também não foram usados, já que as operações equivalentes foram realizadas pelo Arc/Info.

### **2.3.Preparação das Entradas do modelo TOPMODEL**

As entradas ('inputs') do TOPMODEL são o índice topográfico, a precipitação, a evapotranspiração potencial e a vazão observada. O índice topográfico é calculado a partir do modelo digital do terreno. As saídas ('outputs') são os valores horários da vazão estimada no exutório, do fluxo de base, além da evapotranspiração real e do déficit médio para a bacia, usados no cálculo do fluxo total no exutório.

#### **2.3.1.O Índice Topográfico**

Segundo Quinn et al.(1995) a análise digital do terreno em hidrologia concentrava-se inicialmente na análise morfométrica da bacia (estimativa do tamanho, delineamento dos limites da bacia e dos canais, etc). A partir das pesquisas sobre a dinâmica das áreas variáveis de contribuição, e o reconhecimento por Hewlett e Troendle (1975), citados por Quinn et al. (1995), do papel significativo da topografia no controle do padrão espacial das áreas fontes de fluxo, uma nova abordagem de modelamento emerge. Com isso, o TOPMODEL foi desenvolvido baseando-se numa série de conceitos interligando a topografia da bacia e os padrões de fluxo no tempo e no espaço. Beven (1997) ressalta que o TOPMODEL provê uma das poucas estruturas de modelo de fácil aplicação para uso de dados de modelo digital do terreno (DEM).

A simplicidade do modelo TOPMODEL, segundo Beven (1997), vem do uso do índice topográfico como um índice de similaridade hidrológica. Altos valores do índice tendem a saturar primeiro e indicarão áreas potenciais de contribuição sub-superficial e superficial. A expansão de tais áreas à medida que a bacia torna-se mais ou menos úmida, é indicada pelo padrão de distribuição do índice.



### *Preparação do Modelo Digital de Elevação para obtenção do índice topográfico*

O Modelo Digital de Elevação (DEM ou DTM) foi obtido a partir de um mapa topográfico na escala 1:50.000, digitalizado no Sistema de Informação Geográfica Arc/Info e posto à disposição deste trabalho pela equipe do *Projeto Piracena*.

Após a digitalização, o mapa foi trabalhado no SIG Arc/Info na seqüência abaixo:

- interpolação para obter a elevação da superfície espacialmente contínua pelo método da triangulação TIN (Triangulated Irregular Network), através do comando CREATIN. A rede de rios foi incluída como linha de separação de vertentes na interpolação, evitando a ocorrência de planícies de inundação irreais no DEM e problemas na geração de redes de drenagem digital;

- transformação das informações do formato vetorial para o formato 'raster', ou matricial, no qual um valor de elevação é atribuído para cada célula de uma malha quadrada em que a bacia é dividida. No caso, foi utilizada uma malha ou grid com células de 20 x 20 m. A influência do tamanho do grid no processo de modelagem da bacia será discutida adiante.

- preenchimento das falhas ou retenções irreais de água ('sinks') que aparecem no DEM, através do comando "FILL".

A partir do DEM de toda a região da bacia do Corumbataí, foi delimitada a sub-bacia de interesse, fixando-se um ponto georreferenciado, no caso o posto de medida de vazão, considerado como exutório da bacia em estudo. Esta delimitação (Fig.2.2) foi feita pela função 'WATERSHED' do Arc/Info.

Foram obtidas também algumas informações de interesse hidrológico, como a direção de fluxo de água numa bacia, a acumulação de fluxo e rede de drenagem digital (fig. 2.2).

A representação da direção de fluxo (Fig.2.5) é bastante útil na visualização e análise dos escoamentos na bacia. O acúmulo de fluxo (Fig.2.6) é obtido a partir da direção de fluxo, através do cálculo do número de células a montante que contribuem para a



formação do fluxo em uma dada célula. A rede de rios é delineada a partir da definição de um número mínimo de células do acúmulo de fluxo necessárias para uma dada célula ser considerada parte da rede de drenagem. O resultado é bem próximo da rede de rios digitalizada.

#### *A curva de distribuição do índice topográfico*

O índice topográfico do TOPMODEL representa uma estimativa teórica da acumulação de escoamento em qualquer ponto. A distribuição do índice topográfico é utilizada na predição de áreas fontes de fluxo, e dos fluxos superficial por excedente de saturação e sub-superficial. O índice tem a seguinte forma:

$$\ln (a/ \tan \beta)$$

onde no DTM,  $a$  = área a montante que contribui com escoamento a um dado pixel ou célula, por unidade de comprimento da rampa;  $\tan \beta$  = a declividade local desta célula, utilizada como aproximação do gradiente hidráulico sob condições de equilíbrio dinâmico.

As hipóteses ou pressupostos que sustentam o índice topográfico de similaridade hidrológica, segundo Beven (1997), são as seguintes:

1) a dinâmica do lençol freático pode ser aproximada por um escoamento sub-superficial uniforme produzido por unidade de área, em toda área  $a$ , drenada num ponto; em outras palavras, por sucessivos estados de equilíbrio dinâmico compatíveis com taxas de recarga médias;

2) o gradiente hidráulico da zona saturada possa ser aproximado pela declividade topográfica local,  $\tan \beta$ .

Tais hipóteses são aproximações grosseiras da realidade, que não ocorrem em todos os lugares. Não há garantias de que o índice  $\ln (a/ \tan \beta)$  seja apropriado para descrever a performance hidrológica. Entretanto, ele oferece uma simplicidade, poucos cálculos e um número mínimo de parâmetros efetivos. Além disso, as predições podem ser mapeadas no espaço para visualização dos resultados e comparação com medições locais de campo eventualmente disponíveis.



direção do fluxo

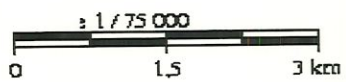
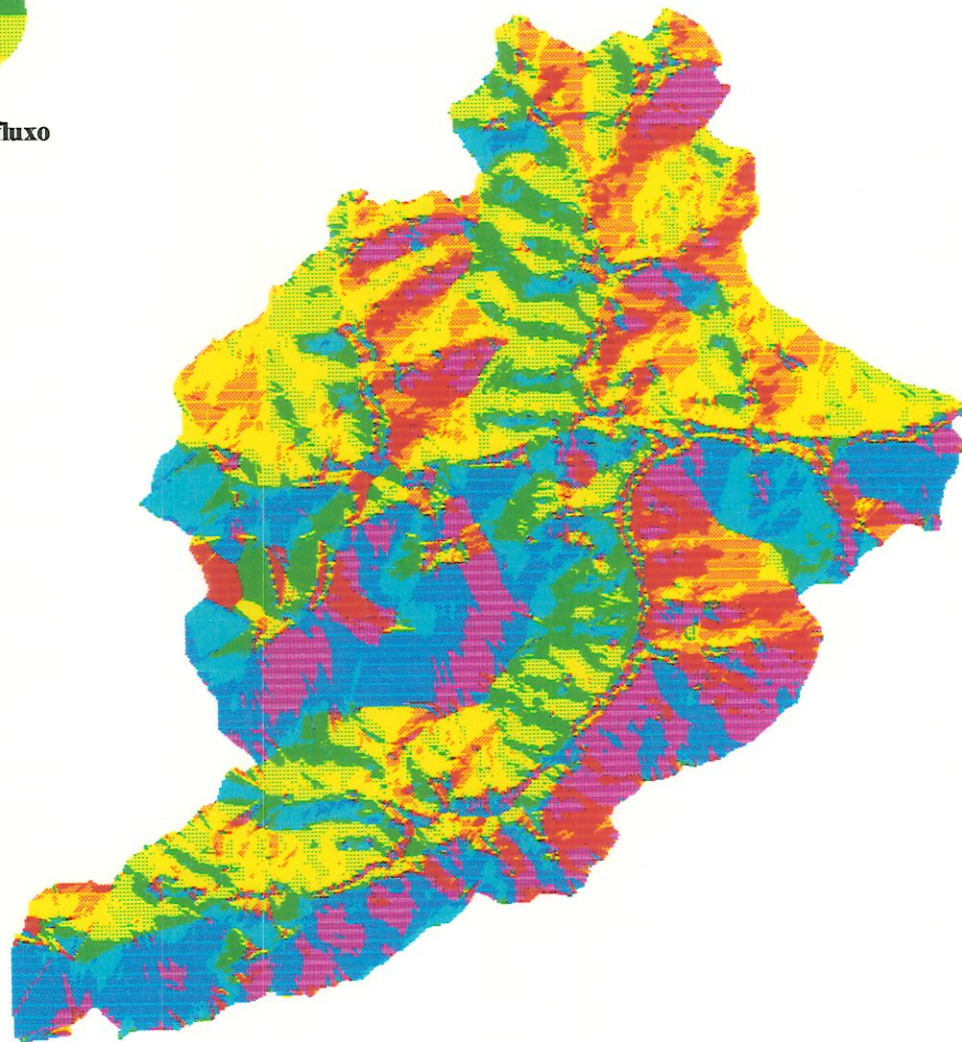


Figura 2.5 - Mapa da direção de fluxo da bacia do rio Corumbataí até Analândia.

L

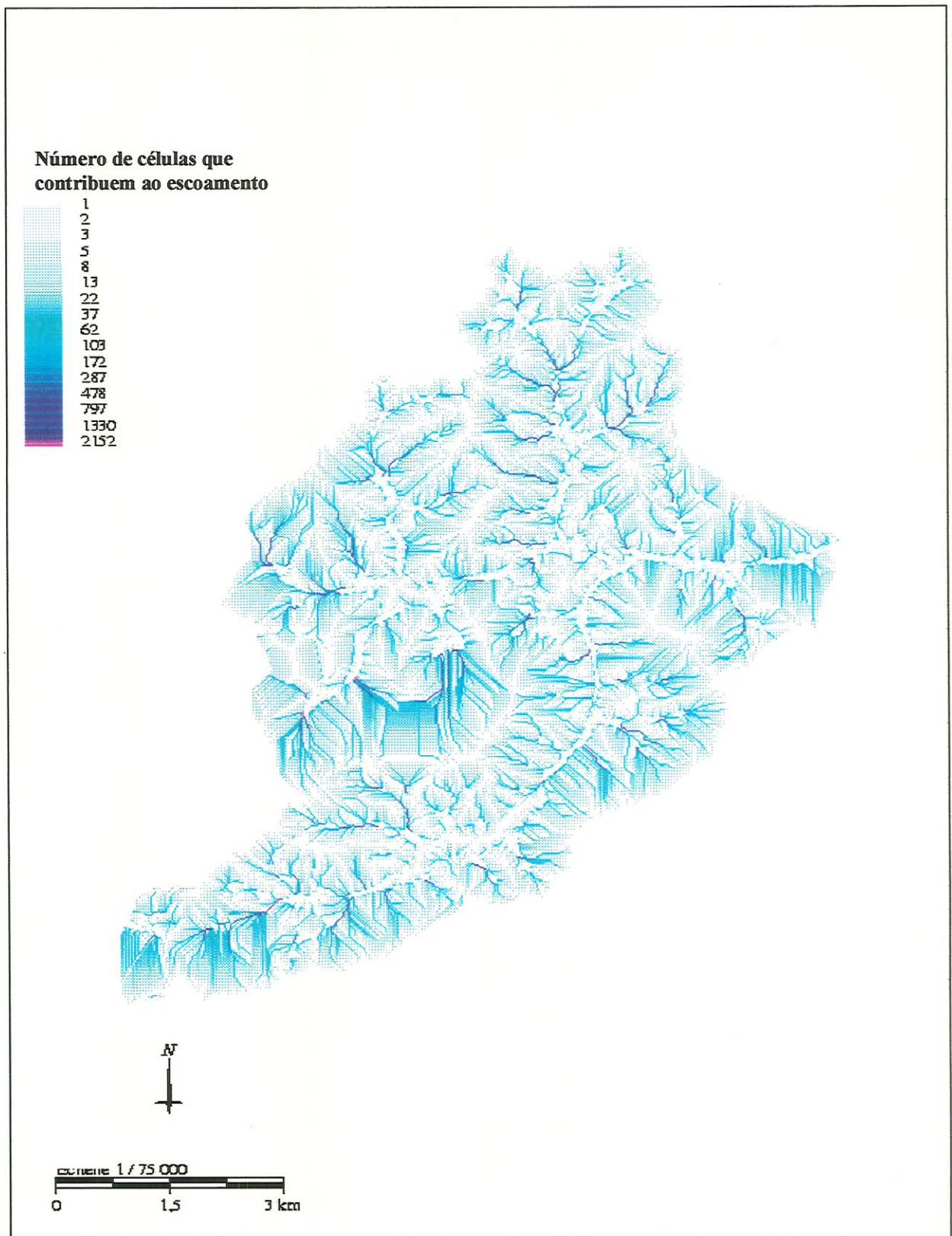


Figura 2.6 - Mapa de acumulação de fluxo para a bacia do rio Corumbataí até Analândia.

L



A eficácia do índice topográfico para prever os padrões de saturação foi verificada em diferentes estudos, nem sempre mostrando-se satisfatória. Isto ocorre não apenas pela extrema simplificação da dinâmica da bacia pelo uso do índice, mas pelos pressupostos do modelo serem bastante restritivos (Beven, 1997).

Beven (1997) salienta que a maioria dos dados digitais de terreno encontra-se no formato raster, com tamanhos de grid que variam de menos de 10m a 1 km. Tamanhos grandes de grid em relação ao comprimento de rampa das vertentes não devem ser usados para derivar distribuições significativas de  $\ln(a/\tan\beta)$  que pretendam refletir os caminhos de fluxo. A perda de informação física em grids grandes mostra-se também na forte relação entre o tamanho de grid e os valores de outros parâmetros calibrados no modelo.

Algumas outras informações físicas são perdidas mesmo em escalas mais detalhadas. Um problema comum para determinar os caminhos de fluxo na análise digital do terreno são os 'sinks', ou áreas planas de acumulação ou alagamento. Existe ainda o problema do tamanho das células que representam os canais ou rios, pois a largura do rio pode ser muito menor que o tamanho do grid (Quinn et al., 1995; Saulnier, 1996; Beven, 1997).

Quinn et al.(1995) discutem algumas questões relativas ao efeito do tamanho do grid sobre a distribuição da área acumulada do índice topográfico entre as células do grid, e sobre a interação dos canais permanentes e efêmeros com a acumulação na área de contribuição. Segundo estes autores, tamanhos de grid em torno de 100m ou superiores são considerados muito altos para a aplicação do índice  $\ln(a/\tan\beta)$ , que requer uma resolução maior para expressar a forma topográfica de cada vertente. Beven et al. (1995) recomendam que os dados de elevação sejam de uma resolução de 50 metros ou melhor. O tamanho do grid tem um efeito direto sobre o cálculo da área de contribuição acumulada através do índice  $\ln(a/\tan\beta)$ , podendo apresentar diferentes padrões de distribuição espacial de acordo com este tamanho. Esta variação no índice pode não afetar a predição das hidrógrafas, mas atinge a validação interna do modelo. A validação interna dos processos do modelo ainda é qualitativa, de modo que a partição do fluxo no espaço da bacia é um assunto aberto, com diferentes métodos possíveis.

Em relação ao papel da curva de distribuição do índice topográfico, Beven (1997) ressalta que pode ser evitada a análise digital do terreno pela conceitualização da curva-índice como uma distribuição *gamma* a ser calibrada. Franchini et al (1996) num estudo da

sensibilidade do TOPMODEL à curva índice, demonstra como esta foi surpreendentemente limitada. Segundo estes autores, à medida que diminui a importância da curva-índice como uma entrada da informação topográfica, ela pode ser substituída por uma curva de probabilidade, através de uma curva-índice do tipo  $Ac/A=\exp[-\alpha x]$  e gerando um modelo com um parâmetro a mais ( $\alpha$ ). Embora introduzir um novo parâmetro possa tornar o processo de calibragem mais complexo, o uso do TOPMODEL foi realizado por Franchini et al.(1996) independente da disponibilidade de um DEM. Este aspecto torna-se importante, à medida que em certas circunstâncias pode ser crucial na decisão de usar ou não o modelo.

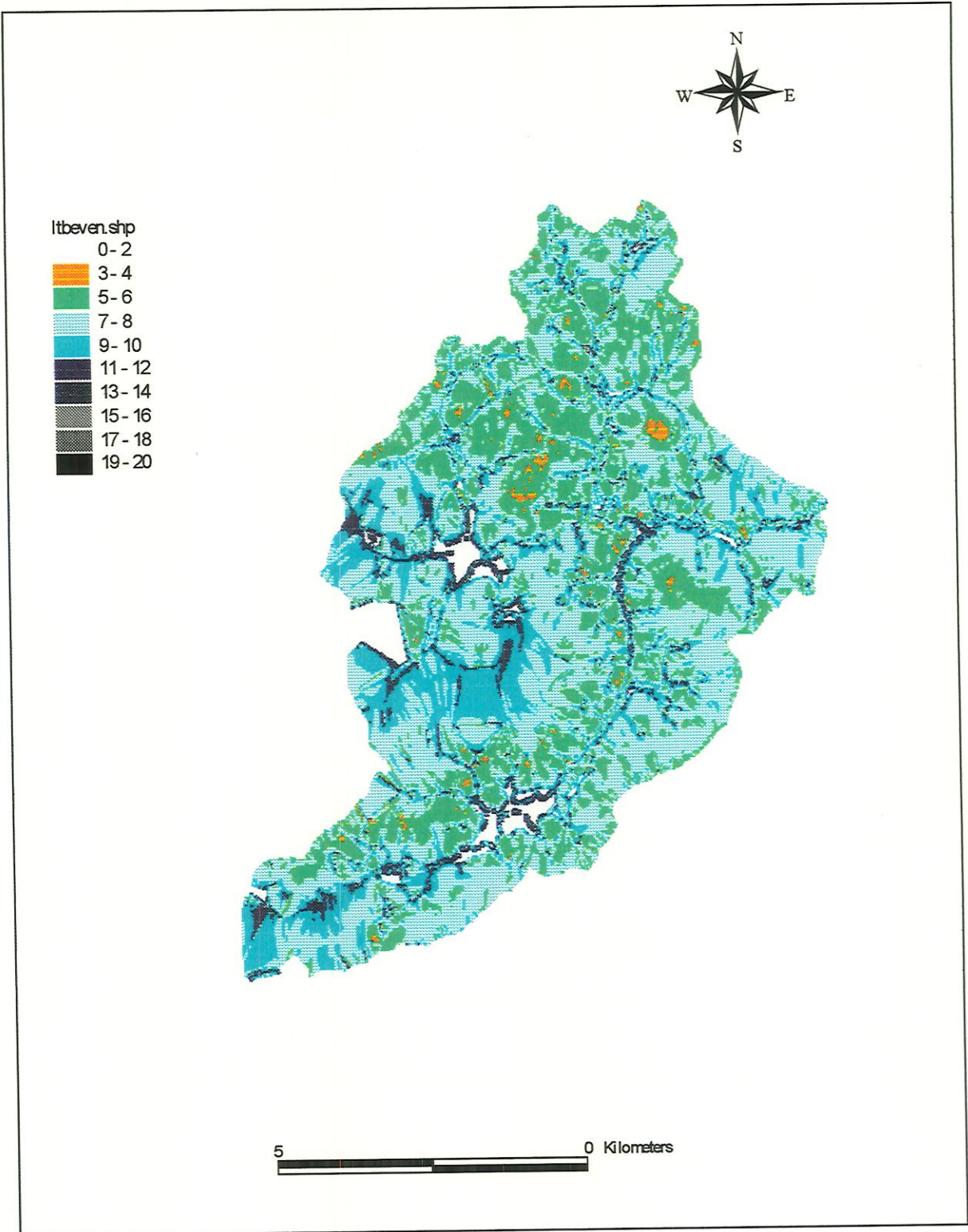
A introdução de uma curva- índice como uma função *gamma* permite utilizar parâmetros de similaridade para escalonar respostas de diferentes bacias. Uma outra vantagem apontada por Beven (1997) no uso desta abordagem, é diminuir a dependência das simplificações representadas pelas hipóteses 1 e 2 acima citadas.

#### *A curva-índice: resultados*

O índice topográfico foi obtido a partir do DEM (modelo de elevação digital), em um grid com resolução de 20m, gerado no Arc/Info. A matriz de elevações em valores numéricos é usada como entrada no programa GRIDATB.FOR., que gera a distribuição espacial dos valores do índice topográfico IT para a bacia (Figura 2.7) e sua distribuição de frequência. A curva de distribuição do índice topográfico e a frequência acumulada do índice estão representadas nos gráficos da Figura 2.8.

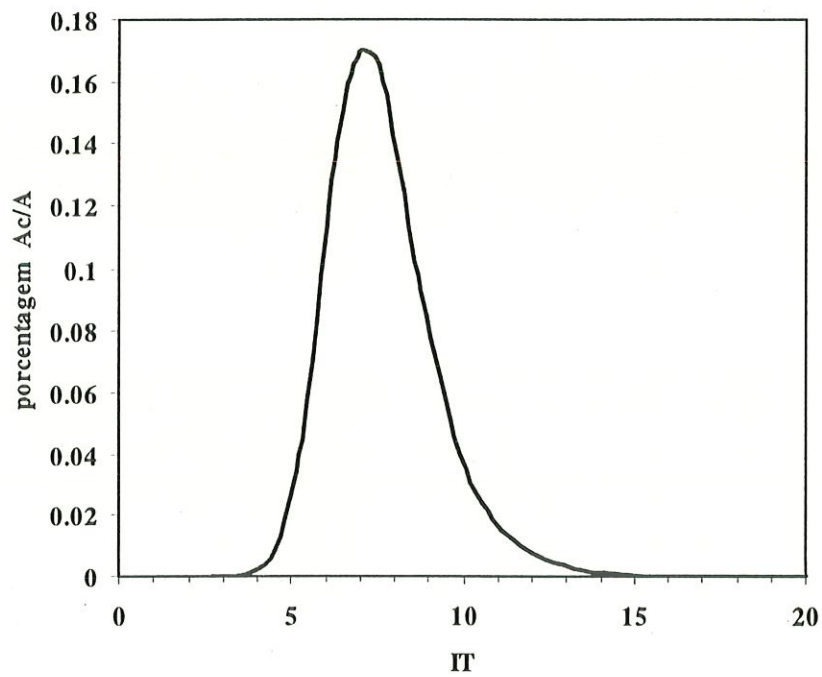
A distribuição de frequência acumulada pode ser vista como a porcentagem de área ocupada na bacia por determinado índice. Assim, quando considera-se uma determinada porcentagem da bacia com sendo área de contribuição ( $\% Ac/A$ ), onde  $Ac$  é a área saturada e  $A$  área total, o índice topográfico relacionado a esta porcentagem é o limite inferior dos valores de IT cuja localização representa células de áreas saturadas. Por exemplo, para uma área de contribuição de 20%, o índice topográfico correspondente é aproximadamente 9, indicando que todas as células com IT superior a 9 estão saturadas.



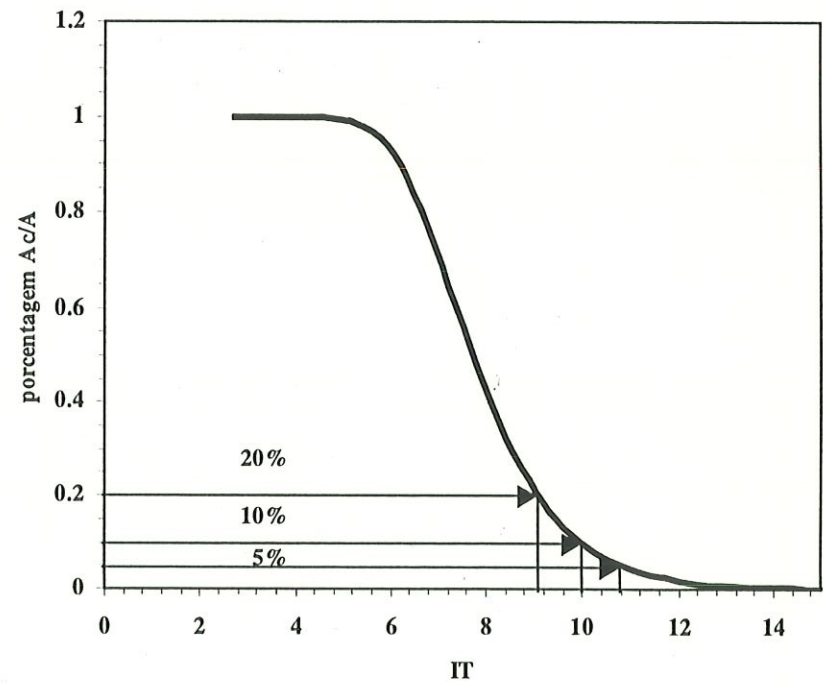


**Figura 2.7 - Distribuição espacial do índice topográfico para a bacia do rio Corumbataí até Analândia.**





(a)



(b)

Figura 2.8 (a) distribuição do índice topográfico relativo à porcentagem da área ocupada na bacia;  
 (b) distribuição acumulada do índice topográfico relativo à porcentagem da área ocupada na bacia.  
 As setas indicam os valores de IT relativos a 5, 10 e 20% de área saturada na bacia.

### 2.3.2. Outros Dados de Entrada: Precipitação, Evapotranspiração e Vazão

Os dados de entrada no modelo TOPMODEL são: a precipitação, a evapotranspiração e a vazão observada. A unidade dos dados é o metro por unidade de tempo, neste trabalho o passo de tempo foi de uma hora, tendo os dados expressos em m/h. Para a vazão foi utilizada a vazão específica, em  $\text{m}^3 \text{h}^{-1} \text{m}^2$ , isto é, metros cúbicos por unidade de tempo (hora) e por unidade de área da bacia (metro quadrado).

#### *Precipitação e Vazão observada*

A seleção do período para aplicação do modelo foi realizada a partir da análise da disponibilidade de dados do CTH/DAEE em registros horários de vazão e precipitação para o local, existentes a partir de julho de 1989 até dezembro de 1994. Analisou-se inicialmente os dados diários de vazão e precipitação, disponíveis dentro do espaço de seis anos, entre agosto/89 e agosto/95, conforme pode-se verificar no gráfico de vazão e precipitação diárias do período (figura 2.9). Uma avaliação visual preliminar do comportamento de chuva-vazão, permitiu a escolha de dois anos considerados típicos: agosto/92 a julho/93 e agosto/93 a julho/94. O gráfico mostra que os anos 90/91 e 94/95 foram mais úmidos, devido à ocorrência do 'El-Niño', enquanto o ano hídrico 91/92 teve um período de seca um pouco mais prolongado. Os anos selecionados tiveram um comportamento mais semelhante, embora o primeiro ano (92/93) tenha tido um total de precipitação superior.

Os valores de precipitação diária para os seis anos hídricos foram comparados com dados diários de outras duas estações pluviométricas próximas. As estações e suas respectivas localizações estão na tabela 2.2.

Tabela 2.2: Estações Pluviométricas do DAEE utilizadas neste estudo.

ESTAÇÃO	MUNICÍPIO	COORDENADAS		ALTITUDE (m)
		LAT.	LONG.	
D4-035	Analândia	22°08'	47°40'	660
D4-037	Itirapina	22°09'	47°48'	740
D4-108	Analândia	22°07'	47°40'	680

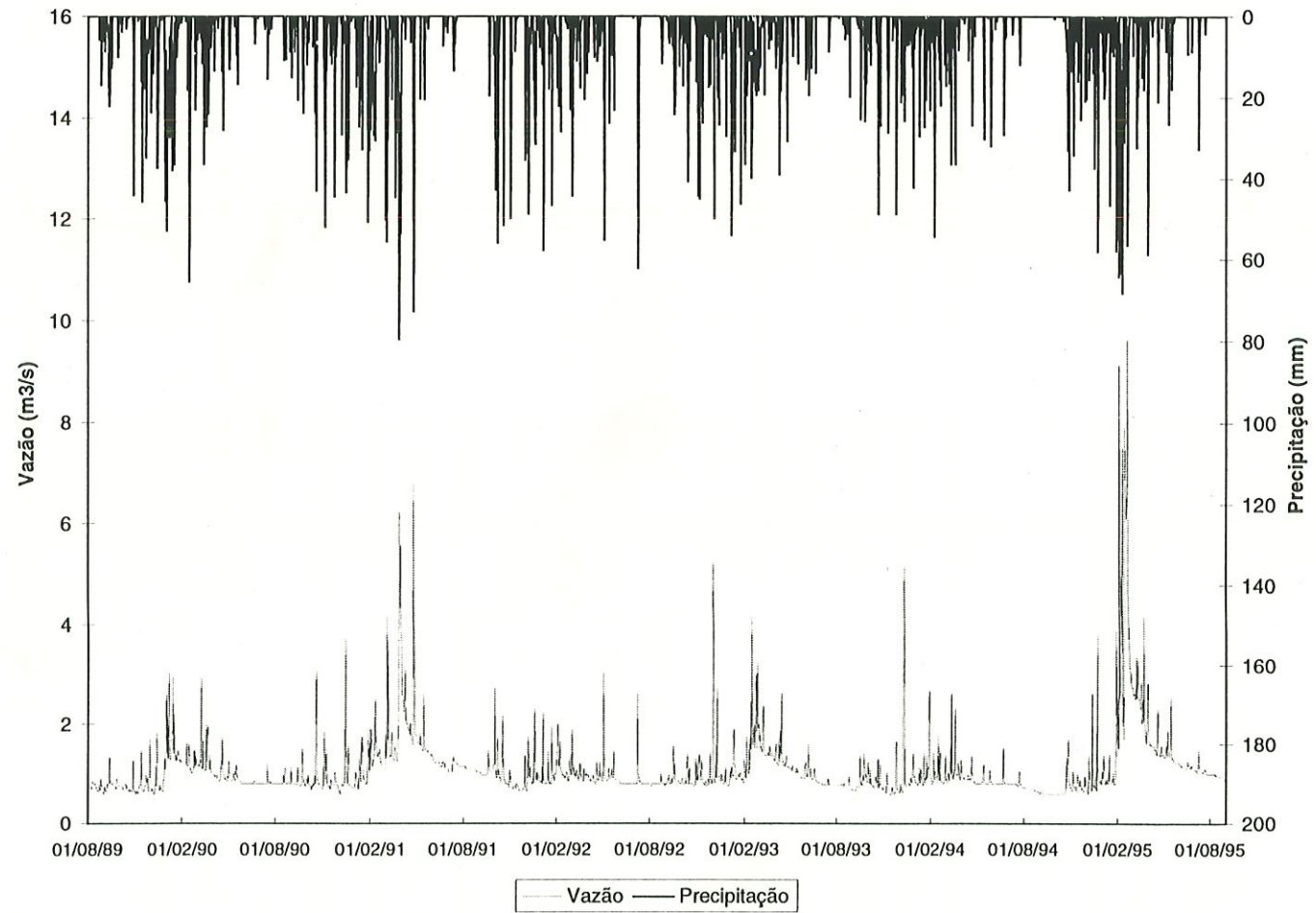


Figura 2.9: Gráfico de vazão e precipitação de agosto/89 a agosto/95.



O posto D4-037, localizado na bacia vizinha do Rio Feijão, foi utilizado devido à sua proximidade. Com os dados de precipitação diária destas três estações foi possível o uso do método de Thiessen para estimativa da precipitação média na bacia, a partir da ponderação das medições de cada posto pela respectiva área de influência. Com isso, estabeleceu-se uma relação entre a precipitação média diária na bacia e os dados diários do posto D4-108, para correção dos dados horários desta estação. Os resultados, no entanto, não mostraram melhor eficiência nas simulações com valores horários de precipitação corrigidos em relação aos obtidos com os dados originais, sem correção.

Alguns estudos do TOPMODEL têm procurado levar em conta a heterogeneidade espacial da precipitação, por exemplo o trabalho de Sivalapan et al. (1997), que investiga os efeitos da heterogeneidade da precipitação sobre a geração do escoamento, a evapotranspiração e o balanço hídrico. Na maioria dos trabalhos, no entanto, esta variabilidade espacial das chuvas vem sendo negligenciada.

Os dados horários de precipitação e vazão para estes dois anos encontravam-se em estado bruto, isto é, na forma de linigramas e pluviogramas, sendo necessários suas respectivas leituras e o cálculo da vazão a partir das alturas fornecidas no linigrama.

Foram fornecidos os registros do pluviógrafo da estação meteorológica D4-108, para obtenção dos dados horários de precipitação para o período de agosto/1992 a julho/1994.

Os dados de vazão são provenientes da estação fluviométrica 4D-023, do rio Corumbataí, localizada em Analândia, nas coordenadas 22°07'44"S e 47°40'02"W. A leitura dos gráficos (linigramas) foi realizada com auxílio de mesa digitalizadora e do programa IDRISI, com utilização do software TOSCA. Uma vez obtidas as leituras horárias para a altura do linígrafo, procedeu-se ao cálculo da vazão pela equação da curva-chave.

As equações da curva-chave do vertedouro foram fornecidas pelo CTH/DAEE, e são as seguintes:

$$Q = 7,65 (H - 0,37)^{1,54}, \text{ para } H \leq 0,79$$

$$Q = 11,0 (H - 0,55)^{1,19}, \text{ para } H > 0,79$$

onde Q é a vazão em m<sup>3</sup>/s e H a leitura do linígrafo em metros.

Após o cálculo da vazão observada em  $\text{m}^3/\text{s}$ , os valores foram convertidos para  $\text{m}/\text{h}$  ou  $\text{m}^3 \text{h}^{-1} \text{m}^2$ , por transformação de unidades (de segundos para horas) e divisão pela área total da bacia (59.000.000  $\text{m}^2$ ).

A figura 2.10 (a) apresenta os dados de precipitação e vazão do rio Corumbataí na estação de Analândia, para intervalos de uma hora no período investigado nesta dissertação. O gráfico (b) da figura 2.10 mostra as classes de intensidade de precipitação neste período.

### *A Evapotranspiração potencial*

As taxas de evapotranspiração horária são o segundo tipo de entrada do TOPMODEL. A partir dos dados meteorológicos disponíveis para a região de Analândia, escolheu-se um método para estimativa da evapotranspiração diária para cada mês do período entre agosto/92 e julho/94, e a seguir foi efetuada a distribuição da evapotranspiração ao longo do dia para intervalos de uma hora.

Como normalmente não se dispõe de dados de evapotranspiração mensurados em campo, a alternativa é o uso de estimativas, normalmente sem muita precisão. Durand et al.(1992) utilizaram uma estimativa grosseira da evapotranspiração, assumida como constante para um período de calibração de 10 dias, e ajustaram este valor ao modelo de forma a obter o balanço hídrico. Estes autores, estudando uma bacia em que a evapotranspiração é afetada pela ocorrência de perdas por interceptação da floresta de carvalhos, utilizaram um fator de correção da chuva otimizado pelo modelo. Este fator, além de corrigir erros provocados pela distribuição espacial da chuva, minimiza os efeitos de uma estimativa razoável da evapotranspiração.

Neste trabalho, após a escolha do primeiro período para calibração (dezembro/92), a estimativa do valor diário de evapotranspiração foi realizada utilizando vários métodos que apresentaram resultados com uma variação considerável, como pode ser visto na tabela 2.3. A seleção do método de Linacre baseou-se numa calibração preliminar em que foi observado o comportamento do balanço hídrico para diferentes grandezas de evapotranspiração diária. Nesta primeira etapa de aplicação do modelo, considerou-se adequado para o período valores de evapotranspiração próximos a 4mm/dia.

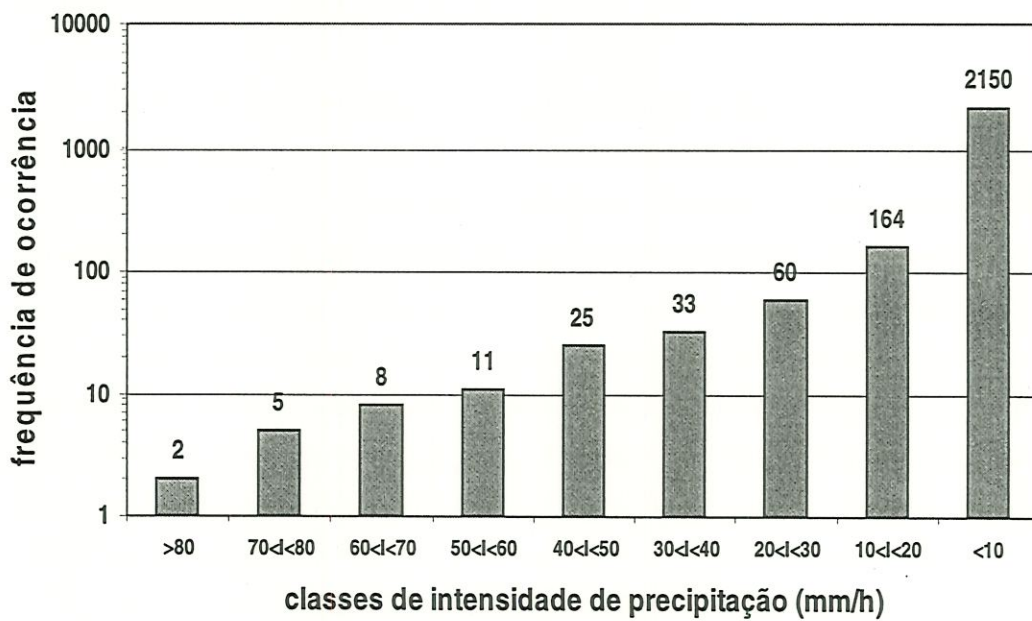
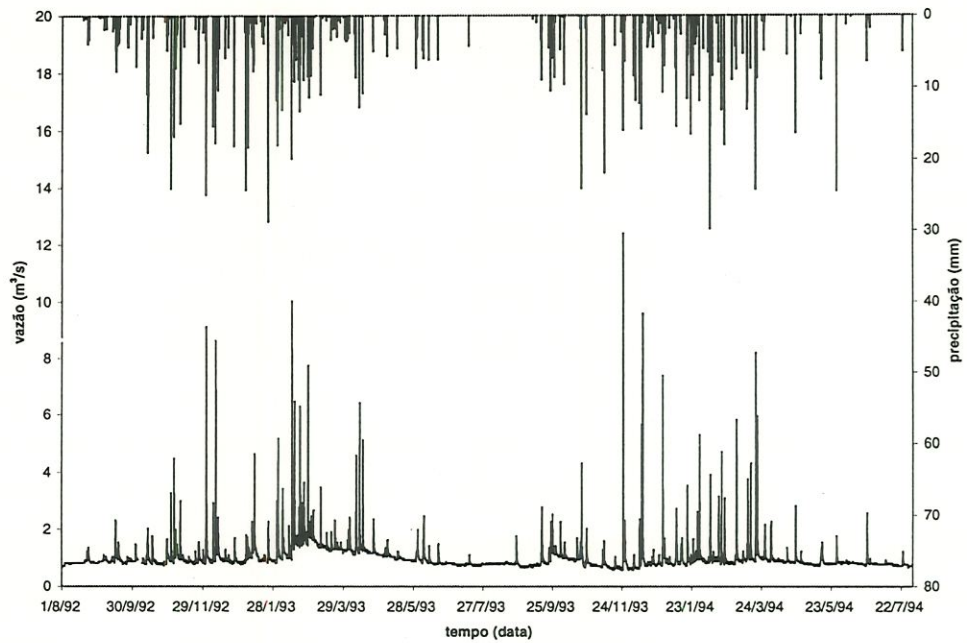


Figura 2.10: a) dados horários de precipitação e vazão do rio Corumbataí no posto de Analândia, no período de 01/08/92 a 01/08/94.  
b) frequência de intensidade de precipitação no período.



Tabela 2.3: Métodos de estimativa da Evapotranspiração Potencial aplicados para o período de teste (dezembro/92).

Métodos Aplicados para dezembro/92	Evapotranspiração diária (mm)
Blaney-Criddle (TUCCI,1993)	5,6
Thornthwaite (TUCCI, 1993)	5,0
Villa Nova (1989)- modif. de Thornthwaite	4,1
Linacre (1977)	4,3
Priestley - Taylor (CHOW et al., 1988)	5,2

Um outro fator que contribuiu para a escolha do método de Linacre foi a disponibilidade de dados de temperatura de bulbo seco e bulbo úmido, permitindo o cálculo da temperatura do ponto de orvalho, importante entrada neste método, e que fornece uma base física para o cômputo da evapotranspiração.

A seguir descreve-se brevemente a equação de Linacre e o tipo de distribuição utilizado para obtenção dos valores horários.

#### *O método de Linacre na estimativa da evapotranspiração potencial*

Existem vários métodos para estimar a evapotranspiração, nenhum deles com preferência absoluta de utilização. As equações fundamentadas no balanço de energia associado ao termo aerodinâmico, isto é, baseadas nos princípios físicos inerentes do fenômeno, apresentam resultados mais precisos. É o caso do método de Penman, que tem sido objeto de vários estudos. Pesquisas em diferentes locais têm demonstrado que a equação de Penman é a que melhor estima o valor da evapotranspiração potencial. Sua inconveniência é a necessidade de medidas, além da temperatura do ar, de velocidade do vento, umidade relativa, insolação, parâmetros inexistentes na maioria dos locais.

Linacre (1977) apresentou uma simplificação da fórmula de Penman, baseada em correlações entre diversos fatores meteorológicos, que forneceram a seguinte equação:

$$E_0 = [ 700 T_m / (100-A) + 15 (T - T_{po}) ] / (80-T) , \text{ em mm/dia}$$

onde  $T_m$  é a temperatura ao nível do mar equivalente à temperatura média mensal, dada por  $T_m = T + 0,006h$ , sendo  $h$  a elevação (metros);  $T$  é a temperatura média mensal,  $A$  é a latitude (graus) e  $T_d$  é a temperatura do ponto de orvalho. O valor de  $(T - T_{po})$  pode ser estimado por

uma tabela ou equação tendo-se apenas a média da variação diária de temperatura e a temperatura média do mês mais quente e do mês mais frio.

A equação estima a evapotranspiração de referência a partir de dados geográficos (elevação e latitude) e das temperaturas médias de bulbo seco e bulbo úmido, ou, na falta destas para estimar o ponto de orvalho, das temperaturas diárias máxima e mínima do ar. O método de Linacre apresenta facilidade de aplicação em uma larga variedade de climas. Linacre (1977) e Silva (1996) citam alguns testes realizados em locais com altitudes e latitudes diferentes, comparando medidas de evapotranspiração com as estimativas através dos métodos de Linacre, Penman e Thornthwaite. Tomando-se dois testes como exemplo, os erros médios fornecidos na região de Idaho, Estados Unidos, foram de 1mm/dia, 0,9mm/dia e 3,7mm/dia, respectivamente, e na região de Vale Ruzizi, Zaire, os erros médios foram de 0,7mm/dia, 0,5 mm/dia e 1,4 mm/dia. Com estes e outros estudos, observa-se que embora a equação de Penman seja mais precisa, a equação de Linacre fornece uma boa estimativa com o uso de poucos parâmetros.

A tabela 2.4 apresenta os dados de temperaturas médias mensais, médias equivalentes ao nível do mar, ponto de orvalho e evapotranspiração estimada pelo método de Linacre para o período de janeiro/92 a dezembro/94. Os dados são da estação meteorológica D4-108 do DAEE, localizada à latitude de 22°00'42" Sul.

Tabela 2.4: Temperaturas médias mensais, médias equivalentes ao nível do mar, ponto de orvalho e a evapotranspiração estimada pelo método de Linacre de janeiro/92 a dezembro/94.

	T (°C) (temp. média)	Tm (°C) (temp. nível mar)	Tpo (°C) (temp. pt.orvalho)	ETo (mm) Evapotransp. estim.
Jan-92	23,2	27,4	19,0	4,2
Fev-92	23,3	27,5	18,2	4,5
Mar-92	22,7	26,9	18,4	4,1
Abr-92	20,9	25,1	15,2	4,2
Mai-92	19,8	24,0	15,8	3,6
Jun-92	18,7	22,9	13,0	3,8
Jul-92	17,2	21,4	11,5	3,5
Ago-92	18,0	22,2	12,2	3,7
Set-92	18,9	23,1	15,2	3,3
Out-92	21,9	26,1	17,0	4,1
Nov-92	21,8	26,0	17,35	4,0
Dez-92	22,4	26,6	17,4	4,3
Jan-93	23,3	27,5	18,8	4,3
Fev-93	22,1	26,3	17,5	4,1
Mar-93	22,7	26,9	19,0	4,0
Abr-93	21,3	25,5	17,35	3,8
Mai-93	18,3	22,5	14,3	3,3
Jun-93	16,8	21,0	12,3	3,2
Jul-93	17,8	22,0	11,4	3,8
Ago-93	17,2	21,4	11,0	3,7
Set-93	20,1	24,3	14,85	3,9
Out-93	22,3	26,5	16,35	4,5
Nov-93	24,2	28,4	17,05	5,2
Dez-93	22,9	27,1	18,8	4,1
Jan-94	22,8	27,0	18,9	4,0
Fev-94	24,8	29,0	19,9	4,7
Mar-94	22,4	26,6	18,7	3,9
Abr-94	21,4	25,6	17,3	3,9
Mai-94	19,5	23,7	15,2	3,6
Jun-94	16,1	20,3	11,5	3,1
Jul-94	17,9	22,1	10,8	4,0
Ago-94	18,6	22,8	10,1	4,5
Set-94	21,9	26,1	12,1	5,4
Out-94	23,6	27,8	16,2	5,1
Nov-94	22,9	27,1	17,3	4,5
Dez-94	23,7	27,9	19,2	4,4



### *A distribuição diária da evapotranspiração*

O TOPMODEL utiliza o EVAP.FOR para gerar a evapotranspiração horária potencial baseado em curvas senoidais diárias, tendo como entrada o dia do ano. Como os parâmetros são ajustados para o hemisfério norte, essa rotina não foi usada, e a distribuição da evapotranspiração ao longo do dia foi calculada no EXCEL, onde testaram-se dois tipos de distribuição: a Gaussiana e a do tipo senoidal. Os gráficos de cada distribuição foram definidos para um período de 12 horas, tempo médio de insolação diária na latitude onde se localiza a bacia estudada.

Foi escolhida a distribuição senoidal aplicada aos valores obtidos mensalmente para a evapotranspiração diária, como mostra o exemplo da figura 2.11 abaixo, para o mês de dezembro/1992 (Ambroise et al., 1996).

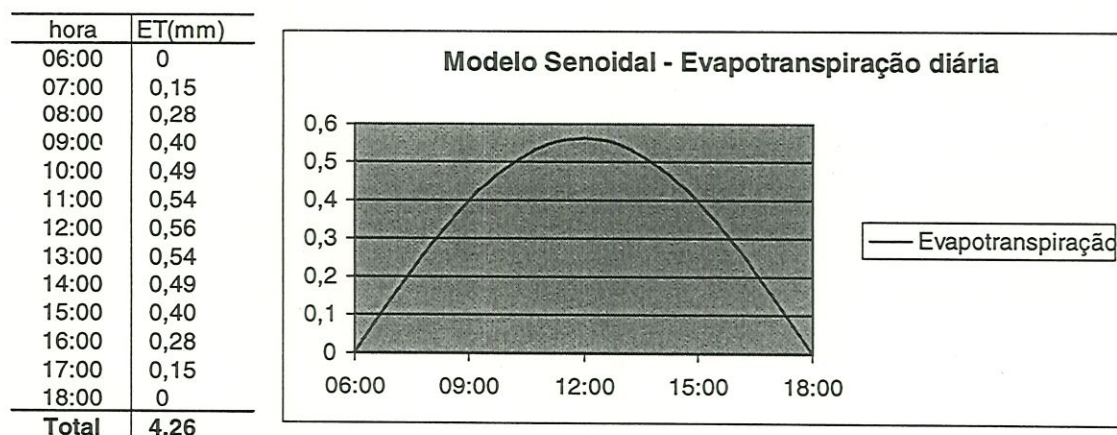


Figura 2.11: Distribuição senoidal dos valores de evapotranspiração diária no mês de dezembro/92.

### 3- APLICAÇÃO DO TOPMODEL - ETAPA II: ESTUDO DOS PARÂMETROS DO MODELO

#### 3.1. Estudo de campo na sub-bacia de Analândia –Métodos e Resultados

Dado o caráter do TOPMODEL, modelo conceitual de fundamentação física, considerou-se importante realizar uma série de levantamentos de campo para a determinação dos valores iniciais dos parâmetros de calibração e a compreensão dos fenômenos físicos envolvidos na geração da vazão. Posteriormente, estes valores foram comparados aos valores que apresentaram maior eficiência na aplicação do TOPMODEL.

Foram realizadas medições de campo em cinco transectos distribuídos na bacia, com diferentes tipos de solo e dois tipos de uso da terra: pastagem e floresta. Uma vez que a pastagem era o uso predominante na área, quatro transectos estavam localizados em áreas com pastagem. O transecto é um tipo de amostragem que consiste no traçado de uma linha perpendicular ao declive da vertente, onde são distribuídos pontos de medição ou coleta de amostra.

Na área em estudo, foram amostrados cinco transectos para determinação de propriedades físicas do solo, sendo identificados os seguintes tipos de solo e uso da terra:

Transecto A: Podzólico Vermelho Amarelo (PVa), pastagem

Transecto B: Latossolo Roxo (LRd), floresta

Transecto C: Areia Quartzosa (AQa), pastagem

Transecto D: Latossolo Vermelho Amarelo (LVa), pastagem

Transecto E: Podzólico Vermelho Amarelo (PVa), pastagem

Foram realizadas medições de condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ), além da retirada de amostras de solo para análise granulométrica em laboratório e determinação de propriedades e características físicas: porosidade, umidade de saturação, capacidade de

campo e ponto de murcha permanente. Estas propriedades do solo estão relacionadas com parâmetros utilizados no TOPMODEL. A figura 3.1 mostra esquematicamente um transecto de amostragem e os locais de medição de Ks e de retirada de amostra indeformada de solo.

Devido à grande variabilidade espacial dos parâmetros medidos e o reduzido número de pontos de medição, as análises citadas contribuíram para definir a ordem de grandeza dos mesmos na área de estudo. Convém esclarecer que os procedimentos para determinação da condutividade hidráulica exigiram bastante tempo de trabalho de campo, o que limitou o número de pontos de medida.

A seguir descreve-se a metodologia utilizada para cada tipo de mensuração realizada.

#### *Condutividade hidráulica saturada*

Foram realizadas medições a quatro profundidades: 0,25, 0,50, 0,75 e 1,0 m, em cinco pontos com 50m de distância entre si, em cada transecto. Utilizou-se um Permeâmetro Compacto de Carga Constante ('Compact Constant Head Permeameter'), desenvolvido para medição *in situ* da condutividade hidráulica saturada pela técnica conhecida como permeâmetro de poço a carga constante. O equipamento e metodologia de uso encontra-se descrito em publicação de Amoozegar (1992).

White et al. (1992) apresentam recomendações práticas para a medição de propriedades hidráulicas do solo, bem como as limitações das técnicas existentes. O permeâmetro de carga constante utilizado é mostrado na figura 3.2.

A condutividade hidráulica é freqüentemente considerada equivalente à permeabilidade, embora elas não sejam exatamente a mesma coisa. A permeabilidade é uma propriedade do solo, enquanto a condutividade hidráulica inclui também propriedades do fluido. Como em hidrologia o fluido em questão é a água, cuja densidade e viscosidade podem ser consideradas unitárias por praticidade, é comum referir-se sempre à condutividade hidráulica, no lugar da permeabilidade (Cook e Mackenzie, 1994).





**BACIA DO CORUMBATAÍ  
ANALÂNDIA  
Área de Drenagem : 59 km<sup>2</sup>**

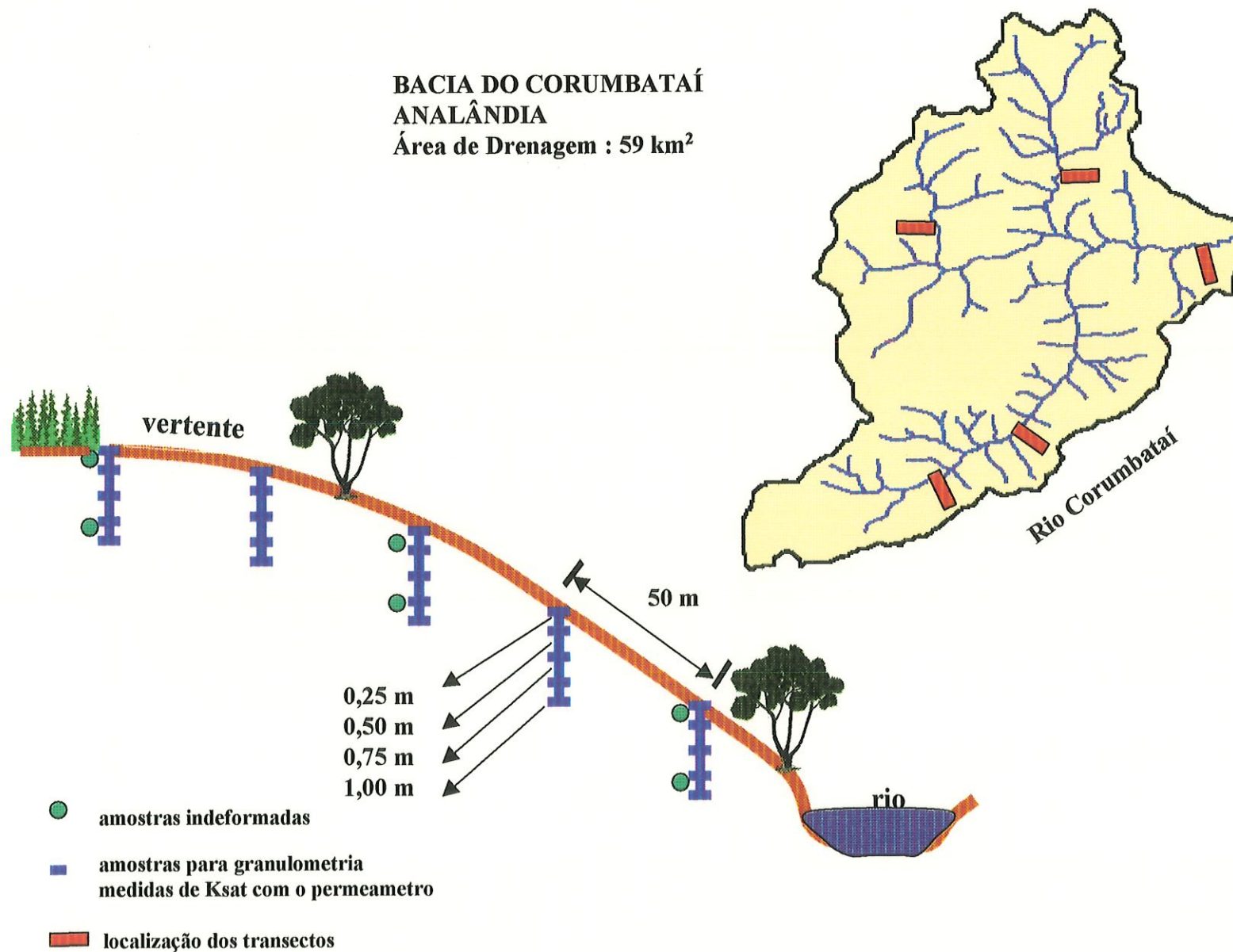


Figura 3.1 - Desenho esquemático do transecto para medidas das propriedades físicas do solo e localização dos mesmos dentro da bacia.

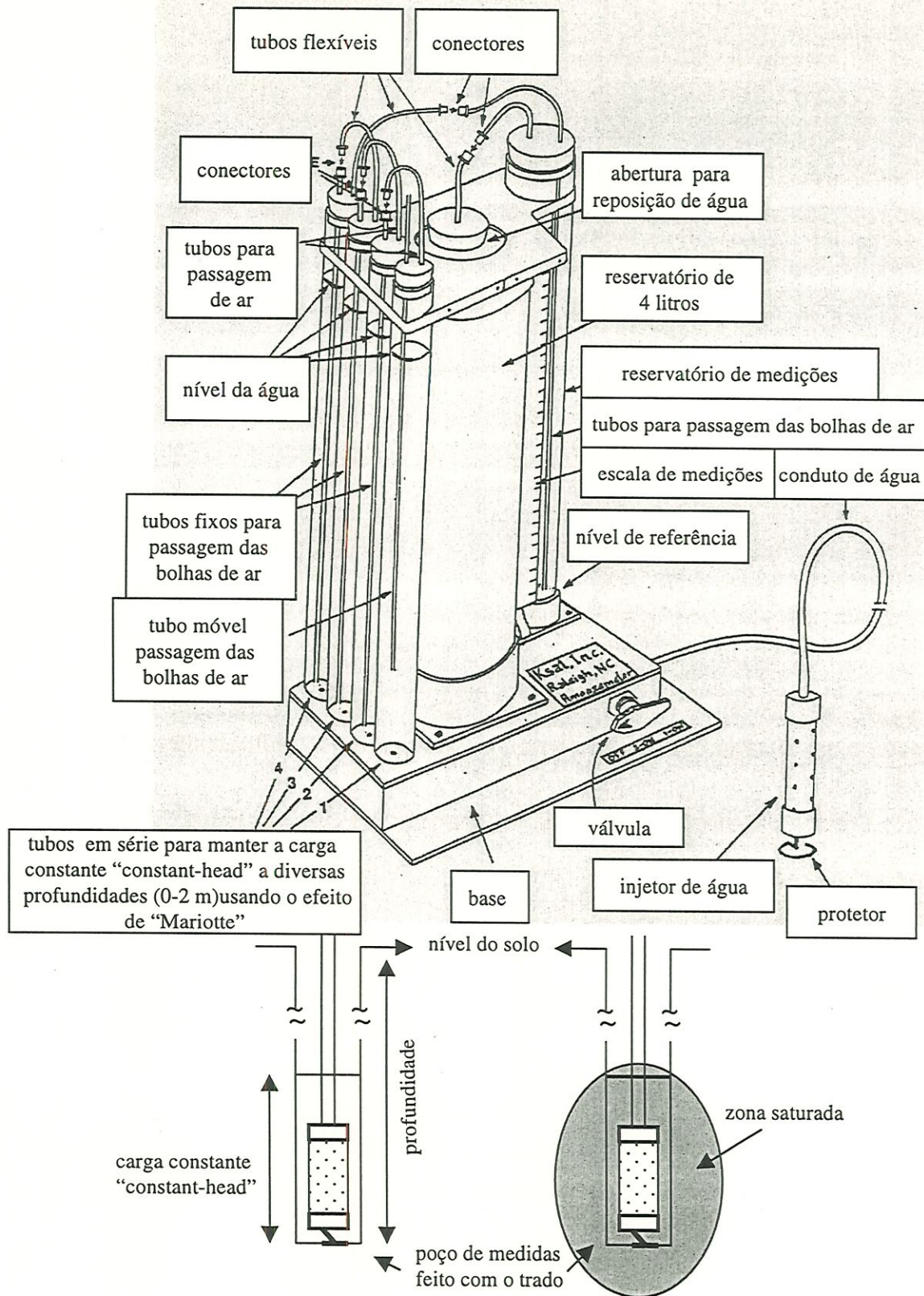


Figura 3.2 - Desenho esquemático do permeâmetro de carga constante "constant head permeameter".



A condutividade hidráulica do solo saturado ( $K_{sat}$ ) é definida como a densidade de fluxo ou a vazão por unidade de área ( $m s^{-1}$ ) de água transmitida através de um solo saturado sujeito a um gradiente de carga hidráulica unitário.

Segundo Cook e Mackenzie (1994), o valor de  $K$  é muito variável tanto dentro de um solo como entre diferentes solos, podendo alcançar valores tão baixos quanto  $10^{-9}$  m/s e tão alto quanto  $10^{-3}$  m/s. O valor de  $K$  é um indicativo da distribuição de tamanho dos poros, bem como da conexão entre estes poros.

Um dos pressupostos da técnica do permeâmetro de poço é o estado de “quase” equilíbrio dinâmico (quasi-steady state). Isto significa que embora a taxa de infiltração se torne constante em períodos grandes, o regime de fluxo no solo não está em equilíbrio dinâmico, devido ao efeito da capilaridade sobre a taxa de fluxo. No entanto, a técnica do permeâmetro de poço ignora este efeito, pois é muito pequeno quando comparado aos erros associados ao método. Tal consideração é válida na análise de Glover (1953) modificada por Talsma (1987) para cálculo da condutividade hidráulica pelo permeâmetro de poço.

Como o interesse do presente trabalho era determinar a ordem da magnitude dos valores de  $K_{sat}$ , este método apresentou-se muito útil para este fim.

Os valores da condutividade saturada para cada uma das quatro profundidades medidas, referem-se à integração da condutividade numa coluna de solo de 18 cm, devido à carga hidráulica a que é submetido o aparelho (permeâmetro de poço de carga constante). Assim, utiliza-se a condutividade integrada entre as profundidades 7-25cm, 32-50cm, 57-75cm e 82-100cm, representadas graficamente pela condutividade nos pontos médios destas colunas: 16cm, 41cm, 66cm e 91cm.

Os resultados obtidos nos cinco transectos são apresentados na Figura 3.3. Observa-se uma grande variabilidade entre os diferentes transectos, bem como dentro de cada um, conforme indicam os valores dos desvios-padrões na tabela 3.1.



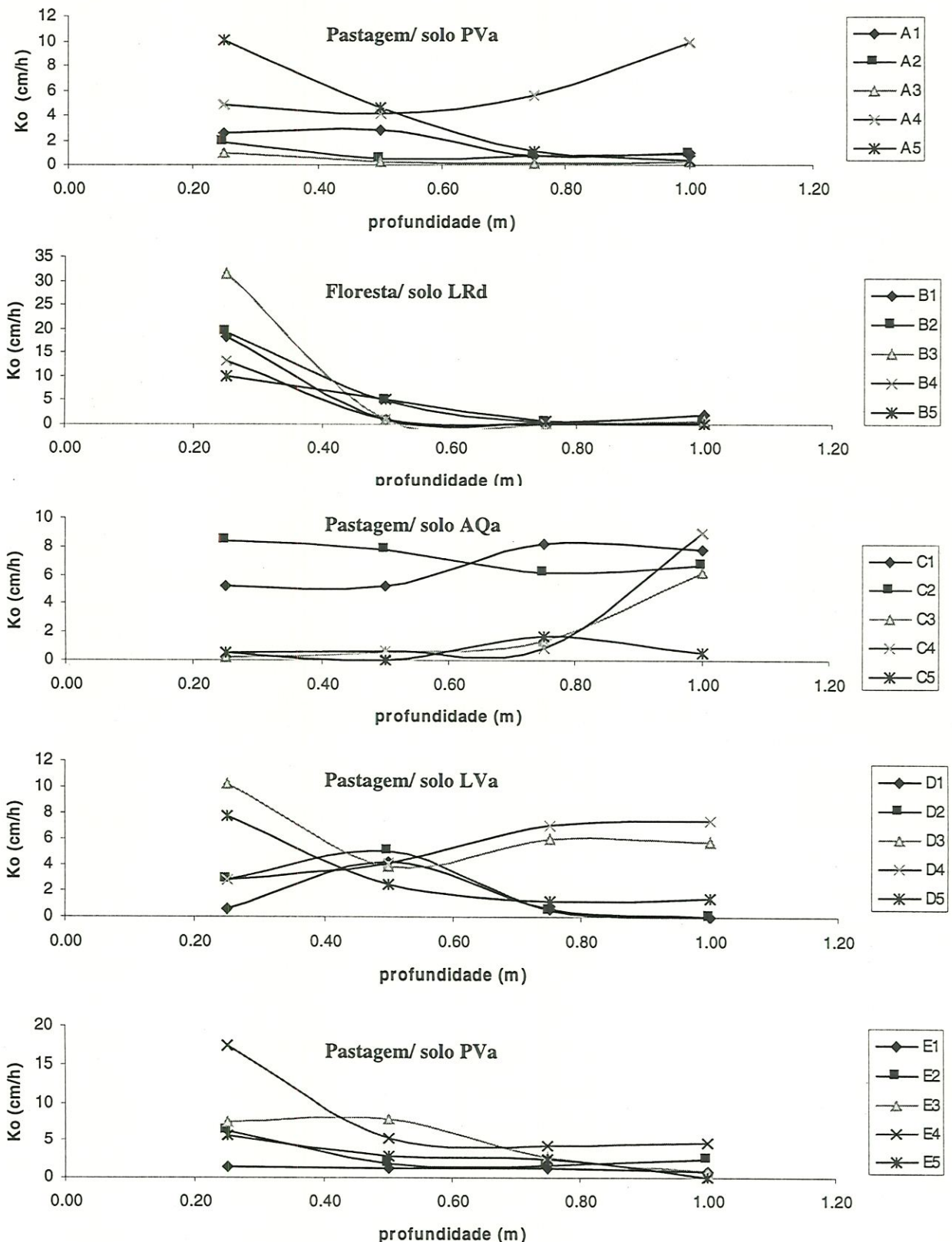


Figura 3.3 : Valores das condutividades hidráulicas saturadas (cm/h), em cada transecto nas diversas profundidades

**Tabela 3.1. Valores da condutividade hidráulica saturada do solo (cm/h) com as médias, medianas e desvio padrão.**

P Va	A1	A2	A3	A4	A5	média	mediana	desv.padrão
0.25	2.602	1.859	0.929	4.832	10.036	4.052	3.327	3.643
0.50	2.788	0.496	0.195	4.089	4.646	2.443	2.615	2.033
0.75	0.779	0.726	0.106	5.576	1.115	1.660	0.947	2.219
1.00	0.956	0.850	0.212	9.850	0.407	2.455	0.903	4.145
L Rd	B1	B2	B3	B4	B5	média	mediana	desv.padrão
0.25	18.213	19.328	31.595	13.195	10.036	18.473	18.343	8.246
0.50	1.115	4.832	1.115	1.115	5.018	2.639	1.877	2.088
0.75	0.212	0.460	0.035	0.124	0.558	0.278	0.245	0.223
1.00	1.929	0.283	0.743	0.106	0.121	0.637	0.460	0.767
A Qa	C1	C2	C3	C4	C5	média	mediana	desv.padrão
0.25	5.204	8.363	0.177	0.531	0.558	2.967	1.762	3.662
0.50	5.204	7.806	0.574	0.690	0.021	2.859	1.775	3.462
0.75	8.177	6.133	1.381	0.903	1.673	3.653	2.663	3.289
1.00	7.806	6.691	6.133	8.921	0.531	6.016	6.412	3.248
L Va	D1	D2	D3	D4	D5	média	mediana	desv.padrão
0.25	0.637	2.788	10.222	2.788	7.806	4.848	3.818	3.995
0.50	4.275	5.018	3.903	4.089	2.416	3.940	4.014	0.951
0.75	0.549	0.460	5.947	7.062	1.204	3.044	2.124	3.196
1.00	0.053	0.053	5.761	7.434	1.381	2.936	2.159	3.437
P Va	E1	E2	E3	E4	E5	média	mediana	desv.padrão
0.25	1.394	6.319	7.527	17.470	5.576	7.657	6.923	5.951
0.50	1.115	1.859	7.899	5.204	2.788	3.773	3.280	2.773
0.75	1.115	1.580	2.602	4.275	2.416	2.397	2.407	1.212
1.00	0.779	2.416	0.836	4.646	0.071	1.750	1.293	1.832



Dentre os pontos medidos (25), vinte apresentaram diminuição da condutividade hidráulica com a profundidade, e cinco um aumento. A diminuição de  $K_{sat}$  com a profundidade está de acordo com os pressupostos do modelo TOPMODEL.

O transecto B, localizado em área de floresta, apresentou os maiores valores de condutividade hidráulica à superfície (alcançando 30 cm/h) e os menores valores nas camadas mais profundas do solo (0,12 cm/h).

As medidas realizadas em areia quartzosa, mostraram uma possível compactação na superfície do solo, refletida num padrão de condutividade com aumento nas camadas mais profundas do solo. A ordem de grandeza dos valores obtidos neste estudo é coerente à obtida por Bacchi (1988) em Latossolo Vermelho-Amarelo da região de Piracicaba, de 2 a 34 cm/h.

Para utilização destes valores como parâmetros iniciais do modelo TOPMODEL, foram determinados os parâmetros  $m$  e  $\ln T_0$  através da análise de regressão dos valores de  $K_{sat}$  em função da profundidade em um modelo exponencial. A figura 3.4 mostra os resultados de condutividade hidráulica para cada transecto e a equação de regressão para valores médios e medianos, bem como o coeficiente de correlação ( $r^2$ ) da regressão. A figura 3.5 mostra os resultados totais de condutividade hidráulica e a equação de regressão para valores médios e medianos. A equação refere-se à função:  $K_{sat} = K_0 \cdot \exp(-fz) = K_0 \cdot \exp(-\Delta\theta_1/m)$ , onde  $K_0$  é a condutividade hidráulica saturada superficial,  $\Delta\theta_1$  a diferença entre a umidade à capacidade de campo e a umidade de saturação do solo e  $m$  o decaimento exponencial. A figura 3.6 mostra os resultados da condutividade hidráulica medida para cada profundidade, num gráfico com os valores medianos, quartis, extremos e dados inconsistentes (fora dos limites), e a equação exponencial obtida utilizando valores medianos de condutividade hidráulica saturada.

### *Análise Granulométrica*

Em todos os pontos onde foram realizadas as medições de condutividade saturada, também coletaram-se amostras de solo para análise granulométrica. As análises foram feitas no laboratório de Física dos Solos do CENA através do método da pipeta (EMBRAPA, 1979).



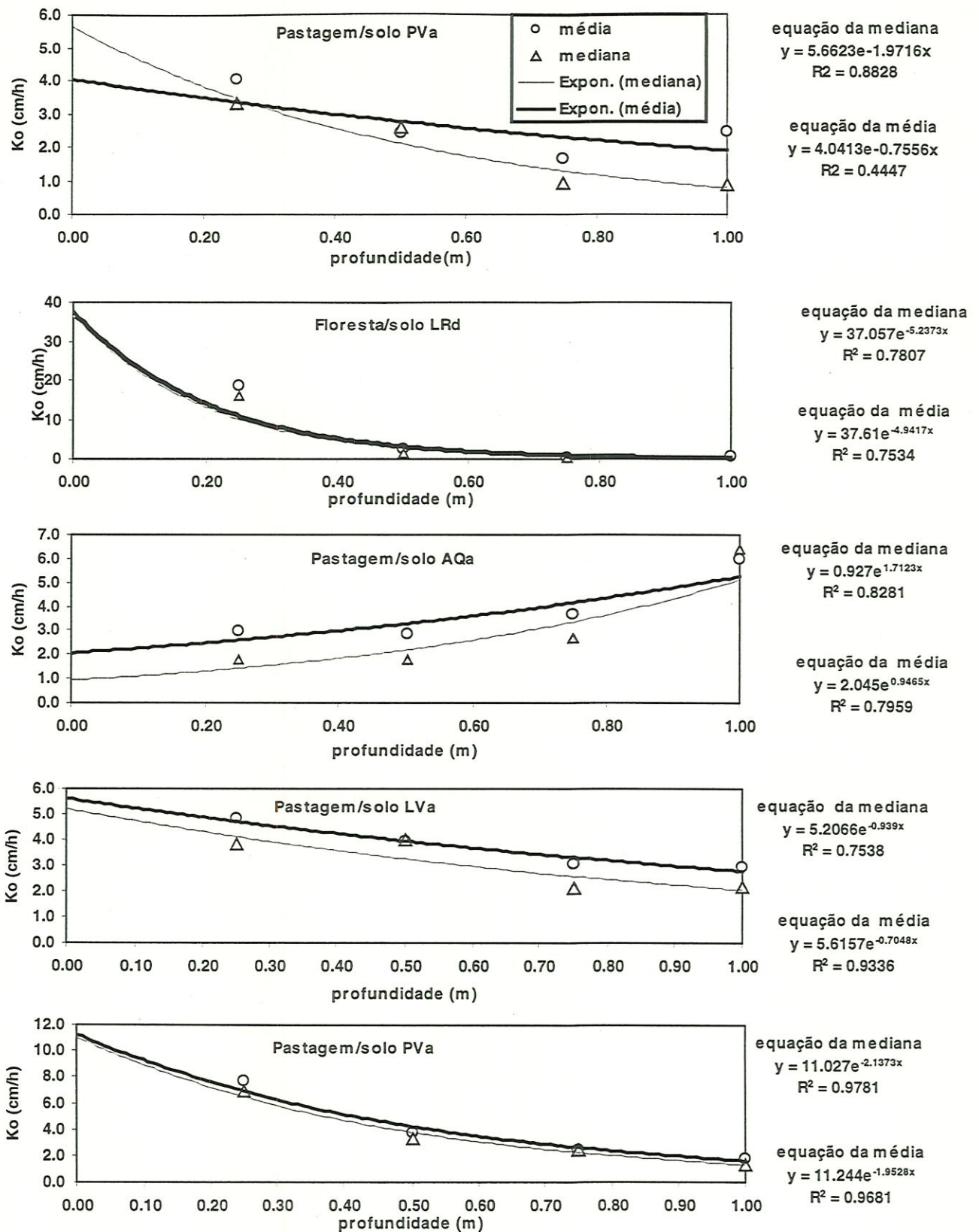


Figura 3.4 : Valores das médias e medianas de cada transecto da condutividade hidráulica saturada (cm/h) e os respectivos ajustes à equações exponenciais

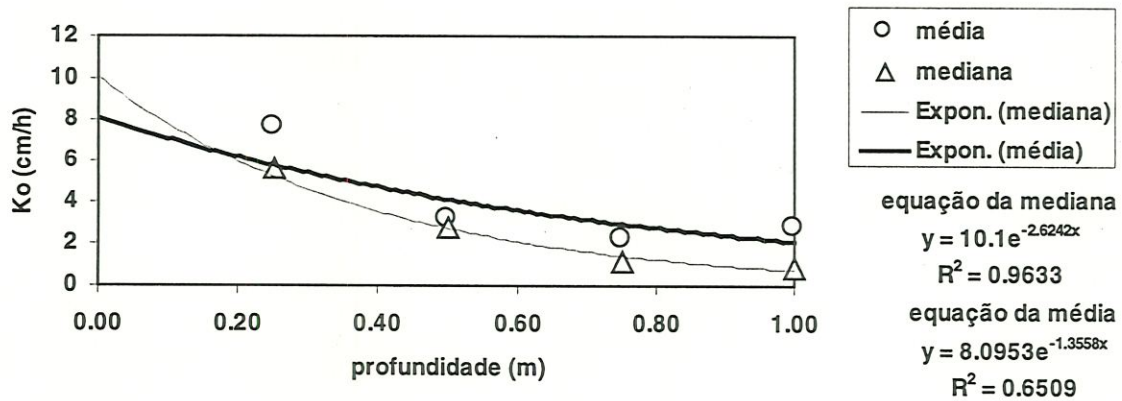


Figura 3.5 : Valores das médias e medianas totais da condutividade hidráulica saturada (cm/h) e os respectivos ajustes à equações exponenciais

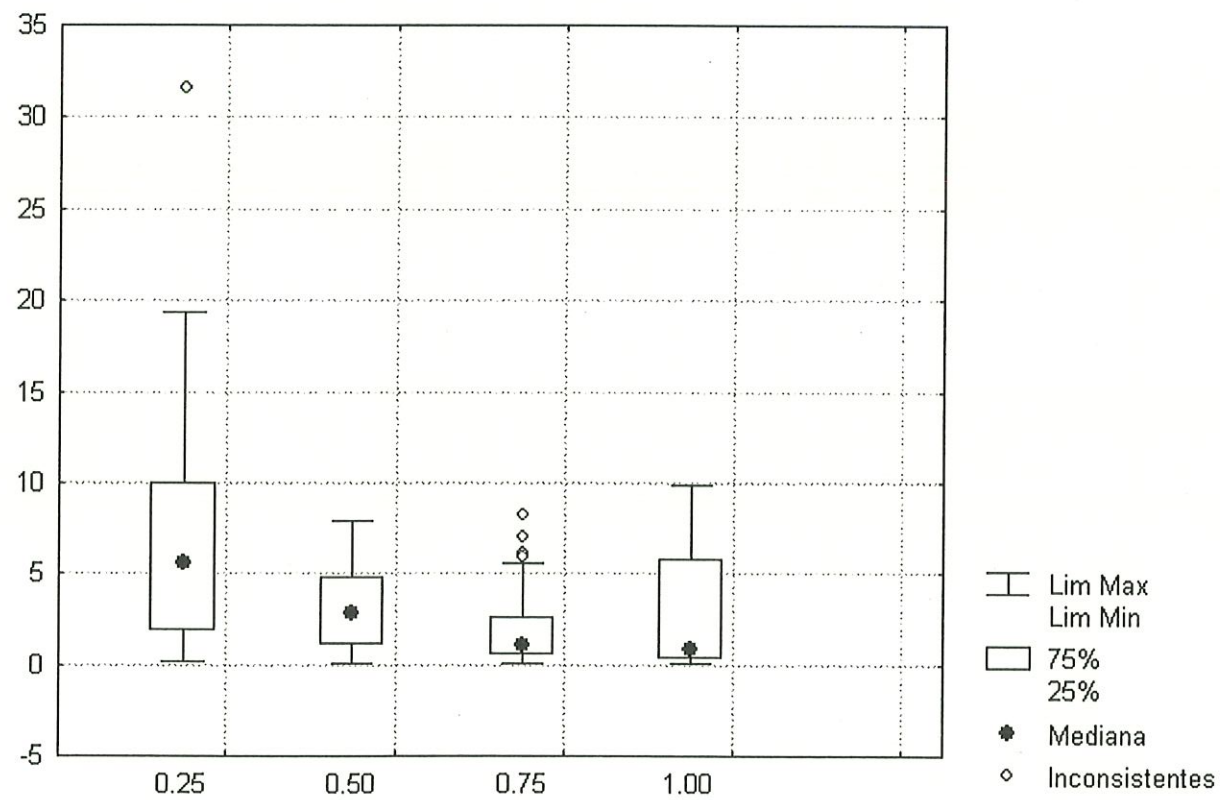


Figura 3.6: Gráfico “box-plot” da condutividade hidráulica, com valores medianos, quartis, limites e inconsistente.



Os gráficos da Figura 3.7 mostram a porcentagem de areia, silte e argila do solo em cada um dos transectos. Observa-se que os solos são em geral de textura arenosa e que os teores de argila tendem a aumentar com a profundidade, característica da presença de horizonte B textural, típico de podzólicos.

#### *Análise Física de Amostras Indeformadas*

Em cada transecto foram coletadas amostras indeformadas nas profundidades de 0,20 e 0,80 m e três pontos do transecto (nos extremos e no ponto intermediário). Tais amostras foram encaminhadas ao Laboratório de Física dos Solos para determinação dos seguintes parâmetros pela curva de retenção: saturação máxima, capacidade de campo e ponto de murcha permanente. As análises foram realizadas pelo método da placa de Richards (EMBRAPA, 1979) e são diretamente relacionados com o parâmetro de capacidade máxima de armazenamento de água no solo (SRmax) do TOPMODEL.

Os resultados da curva de retenção foram obtidos utilizando-se pressões de 0,06, 0,10 e 0,33 atm para a capacidade de campo, 15 atm para o ponto de murcha permanente e 0 atm para a umidade de saturação. Os valores de umidade à base de volume são apresentados na tabela 3.2. Notam-se valores baixos de umidade de saturação, devido à textura arenosa dos solos, e a umidade à capacidade de campo com valores bem próximos à umidade no ponto de murcha permanente. Alguns valores de umidade inferiores ao ponto de murcha, em pressões menores que 15atm, refletem pequenos erros intrínsecos ao método, que exige a re-hidratação da amostra até a saturação para cada pressão a ser submetida, ocorrendo alterações na estrutura física da amostra pelo efeito de histerese. Tais mudanças acarretam aparentes incongruências nos valores de umidade, que, na verdade, podem ser considerados praticamente iguais às pressões de 0,06 ou de 15atm, pois solos arenosos apresentam-se quase secos quando submetidos a baixas pressões.

A tabela 3.3 mostra os resultados da curva de retenção onde os reservatórios  $\Delta\theta_1$  e  $\Delta\theta_2$ , correspondem respectivamente à drenagem por gravidade (diferença entre umidade de saturação e capacidade de campo) e à zona das raízes (diferença entre capacidade de campo e ponto de murcha permanente).

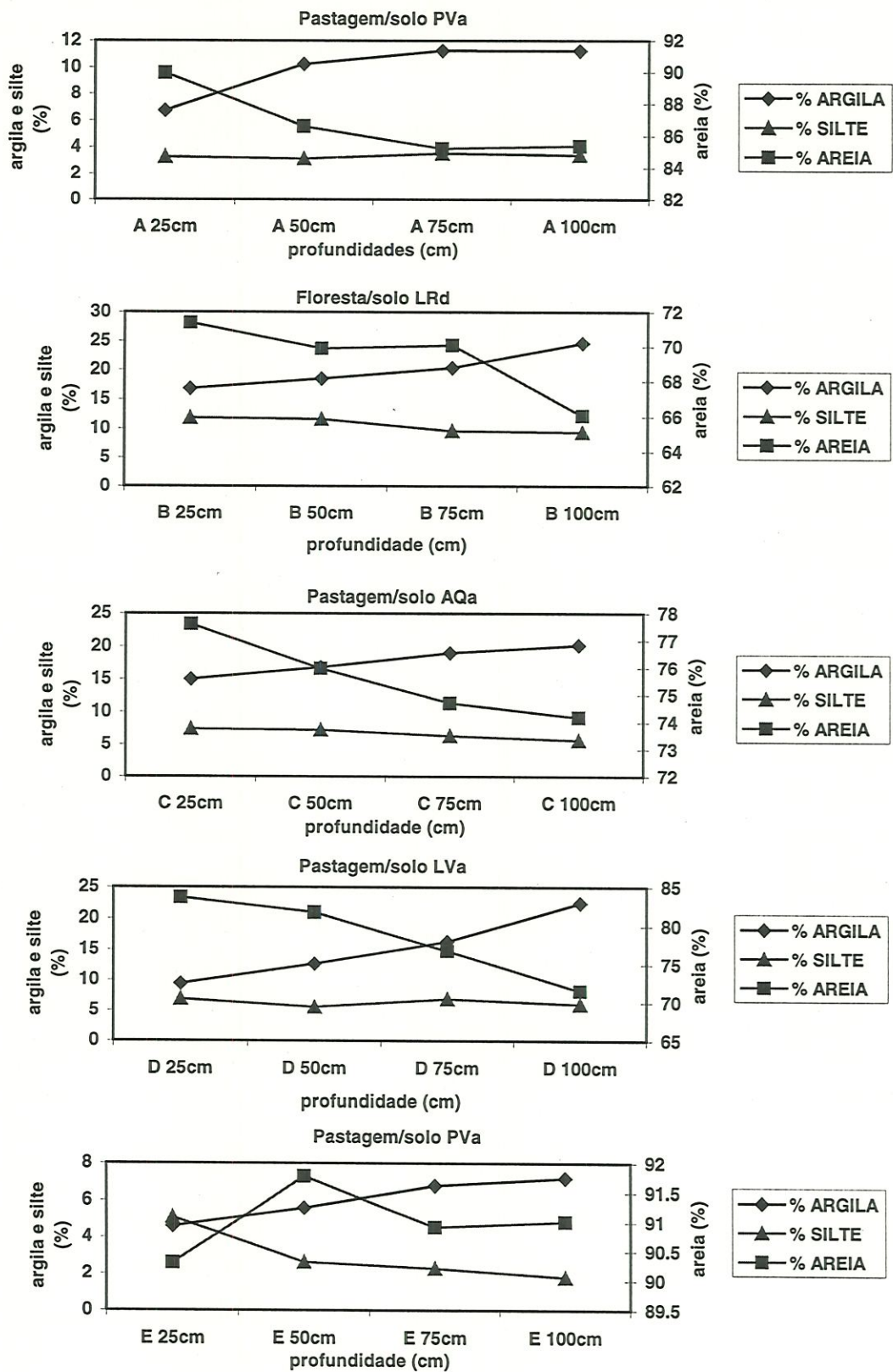


Figura 3.7 : Valores da análise granulométrica para os diversos transectos



Tabela 3.2 : Valores de umidade à base de volume ( $\theta$ ) obtidos pelo método de Richard para as pressões de 0atm (saturação), 0,06, 0,10 e 0,33 atm (capacidade de campo) e 15atm (ponto de murcha permanente).

	Umidades à base de volume (%)				
	0 Atm	0,06 Atm	0,10 Atm	0,33 Atm	15,00 Atm
A1(20cm)	35,02	14,72	14,10	13,70	14,60
A1(80cm)	34,75	13,01	11,30	10,84	6,72
A3(20cm)	33,24	20,84	18,20	17,09	17,32
A3(80cm)	30,80	17,90	15,79	12,93	9,20
A5(20cm)	32,95	16,10	14,72	13,75	11,92
A5(80cm)	39,29	21,39	19,64	16,56	13,17
B1(20cm)	45,12	22,08	18,46	16,09	12,74
B1(80cm)	40,79	24,54	20,28	18,34	15,73
B2(20cm)	42,87	20,02	17,47	16,01	12,65
B2(80cm)	37,46	27,95	24,63	20,62	16,49
B5(20cm)	41,83	21,66	18,50	18,04	16,08
B5(80cm)	35,17	26,98	23,57	19,98	16,06
C1(20cm)	31,94	21,92	17,64	16,57	15,78
C1(80cm)	33,52	21,59	16,60	14,37	10,85
C3(20cm)	31,07	28,37	26,35	25,01	24,89
C3(80cm)	37,47	26,38	21,29	17,34	12,88
C5(20cm)	33,91	26,28	23,68	21,93	16,98
C5(80cm)	36,52	24,34	19,37	15,69	10,90
D1(20cm)	35,43	25,72	22,28	20,79	15,72
D1(80cm)	34,01	27,04	23,57	19,76	14,40
D3(20cm)	36,29	20,23	16,48	16,50	11,00
D3(80cm)	32,02	19,71	15,82	12,79	8,88
D4(20cm)	37,95	17,53	14,72	14,70	8,56
D4(80cm)	32,41	24,53	21,75	18,81	13,43
E1(20cm)	33,08	22,00	19,44	17,94	17,80
E1(80cm)	31,44	16,47	12,38	10,17	6,08
E2(20cm)	38,49	14,08	11,40	11,13	5,17
E2(80cm)	37,54	14,81	11,63	9,79	6,44
E4(20cm)	39,54	12,84	10,84	10,73	5,34
E4(80cm)	32,91	14,05	11,93	10,67	5,80
<b>MÉDIAS</b>	<b>35,83</b>	<b>20,84</b>	<b>17,79</b>	<b>15,96</b>	<b>12,45</b>



**Tabela 3.3 : Valores percentuais médios dos reservatórios da zona das raízes e de drenagem rápida por gravidade e respectivos intervalos dados pelo desvio-padrão das médias. Valores calculados a partir da curva de retenção sob pressão de 0,06, 0,10 e 0,33 atm para a capacidade de campo.**

	Reservatório de drenagem por gravidade ( $\Delta\theta_1$ em %)			Reservatório da zona das raízes ( $\Delta\theta_2$ em %)		
	$\theta_{sat}-\theta_{cc}$ (0,06 atm)	$\theta_{sat}-\theta_{cc}$ (0,10 atm)	$\theta_{sat}-\theta_{cc}$ (0,33atm)	$\theta_{cc}-\theta_{pmp}$ (0,06 atm)	$\theta_{cc}-\theta_{pmp}$ (0,10 atm)	$\theta_{cc}-\theta_{pmp}$ (0,33 atm)
Média-desvio	8,87	12,15	14,48	5,25	3,08	1,87
Média	14,99	18,03	19,87	8,38	5,34	3,50
Média+desvio	21,12	23,92	25,27	11,52	7,61	5,13

### 3.2. Procedimentos de calibração preliminar – definição de valores para os parâmetros

Nesta etapa de calibração inicial do modelo, procedeu-se à seleção dos parâmetros utilizados posteriormente na análise do modelo pelo Método Monte Carlo e das faixas de valores nas quais estes parâmetros variaram.

Seguindo a recomendação dos próprios autores do TOPMODEL, este trabalho deu prioridade a entender como se comporta o modelo nas condições da bacia estudada, ao invés de encontrar valores ótimos para a simulação através de calibração. Na otimização, muitos conjuntos de valores de parâmetros podem responder bem, sem necessariamente ter valor físico ou obter validação. Além disso, estes são estudos iniciais do uso do TOPMODEL em condições de clima subtropical, onde os processos do ciclo da água, e mais precisamente da geração do deflúvio, ainda precisam ser bem compreendidos. Ambroise et al.(1996), em sua aplicação do TOPMODEL na microbacia de Ringelbach, Vosges, na França, também preferiram utilizar um exercício de raciocínio a valer-se da calibração para definir a estrutura do modelo e os valores dos parâmetros para permitir a validação das predições de vazão.

Os parâmetros utilizados na calibração do modelo são:

- m: parâmetro de armazenamento exponencial (m);
- $\ln(T_0)$ : transmissividade lateral saturada ( $m^2/h$ ), dada por seu logaritmo neperiano;
- TD: tempo de reposta da zona não-saturada por unidade de déficit de armazenamento (h/m);
- CHV: velocidade de propagação no canal (m/h);
- RV: velocidade de propagação da onda cinemática na sub-bacia (m/s);
- SRmax: capacidade máxima de armazenamento da zona das raízes (m);
- SRO: déficit inicial na zona das raízes(m).

Buscando-se dar sentido físico aos valores utilizados na calibração, foram realizadas estimativas iniciais de cada um dos parâmetros acima a partir dos dados obtidos em campo ou na literatura para a bacia em estudo.

Foram realizadas execuções preliminares do modelo para um período escolhido de acordo com a apresentação de dados coerentes de chuva e vazão. O período utilizado é o de 26/nov/1992, à 0:00h, até 31/dez/1992, às 23:00 h, totalizando 864 passos de tempo, i.e., 864 horas. As simulações para observação do comportamento do modelo para cada parâmetro

foram feitas manualmente e, num segundo momento, automatizadas através de uma rotina FORTRAN que introduzia uma faixa de valores e um intervalo regular de variação para cada parâmetro, executando-se todas as combinações possíveis de parâmetros. A tabela 3.4 mostra estas faixas de variação para a calibração manual e automatizada e o número de execuções.

**Tabela 3.4: Parâmetros e suas faixas de valores utilizados para pré-calibração do modelo.**

Parâmetros	Faixa de valores (exec. manual)	Intervalo de variação (manual)	Faixa de valores (exec. Autom.)	Intervalo de variação (autom.)
<b>m</b>	0,001 a 0,35	irregular	0,001 a 0,501	0,05
<b>LnTo</b>	-2,5 a 1	0,5	-0,5 a 1	0,25
<b>TD</b>	1, 5, 10, 50	Irregular	1 a 6	5
<b>CHV</b>	1800, 3600 e 7200	Irregular	1800 a 7200	1800
<b>RV</b>	1800, 3600 e 7200	Irregular	1800 a 7200	1800
<b>SRmax</b>	0,05 a 0,30	Irregular	0,02 a 0,14	0,02
<b>SRO</b>	0,02 a 0,05	0,01	0,01 a 0,05	0,01

A seguir, apresentam-se os procedimentos para a definição dos valores iniciais de cada parâmetro e o comportamento do modelo em relação ao parâmetro no período definido para estudo preliminar na bacia.

#### *Parâmetro de armazenamento exponencial (m)*

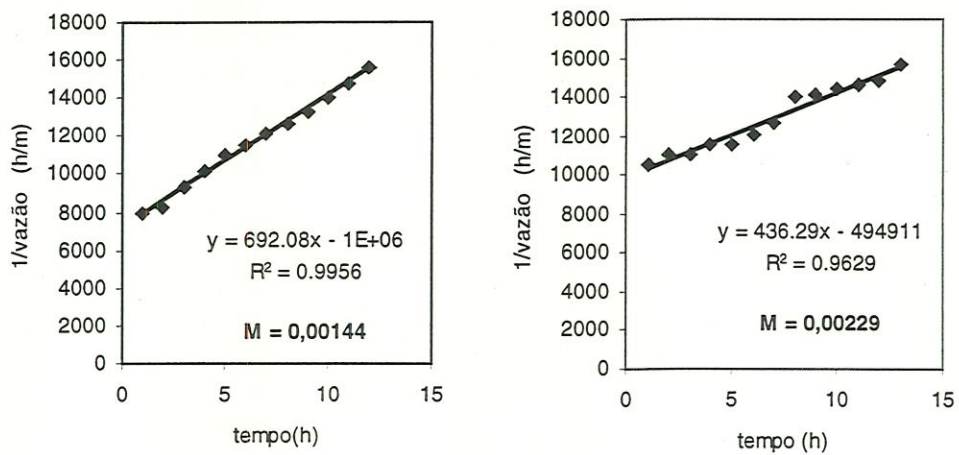
Foram utilizadas duas metodologias para estimar *m*, uma delas baseada na relação entre *m* e as recessões observadas, dada pela equação 1.25:

$$Q_b = Q_o \exp(-S/m)$$

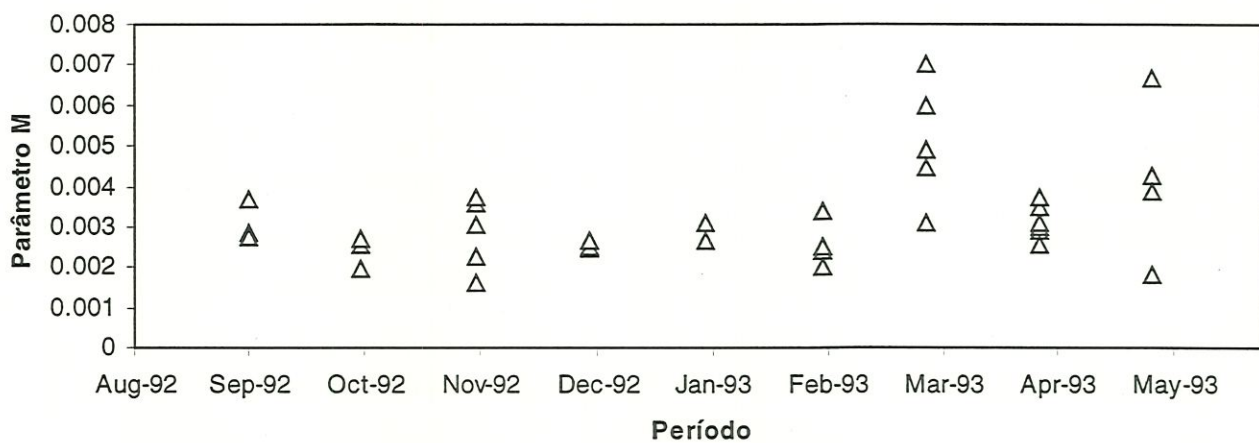
Este método foi utilizado por Iorgulescu e Jordan (1994) e Mine e Clarke (1996).

Foi realizado o estudo das recessões através do traçado da curva do inverso da vazão de base no decorrer do tempo, representada na função  $(1/Q_b) = (1/Q_o) - (t/m)$ , onde o coeficiente angular da reta é igual a  $1/m$ . A partir do traçado das curvas de recessões seleccionadas para o período entre setembro/ 1992 e maio/ 1993, foram obtidos os resultados observados na Figura 3.8, onde os valores de *m* variam de 0,0011m a 0,007 m.





(a)



(b)

Figura 3.8 (a) exemplo de curvas de recessão de dois eventos para o cálculo do parâmetro  $m$ ; (b) valores de  $M$  para os principais eventos entre Setembro/92 a Maio/93.

Convém ressaltar que uma curva de recessão possui uma alta variabilidade no comportamento de segmentos isolados da curva. Assim, de acordo com o trecho da curva a ser utilizado para ajustar a equação, serão obtidos diferentes valores para uma constante de recessão.

Segundo Tallaksen (1995) vários estudos relacionando a curva de recessão com índices característicos da bacia mostraram que os índices mais importantes a afetar a recessão, embora apresentando inadequações freqüentes, estão relacionados às características geológicas, de relevo e clima.

Tallaksen (1995) ressalta que influenciam a variação da taxa de recessão no tempo, além de fatores físicos, o modelo de recessão escolhido e o procedimento de cálculo. Um estudo em bacias da Noruega realizado por este autor mostrou que o valor da constante de recessão calculada para um modelo de equação exponencial simples é dependente do início e do comprimento do segmento de recessão. A variação originada por fatores físicos pode ser determinada pela variação climática durante o período da recessão, mas também pelas condições preexistentes antes do seu início, como a quantidade de água armazenada na bacia, que depende das condições prévias de clima e do tipo de aquífero.

O efeito da evapotranspiração sobre a curva de recessão provoca variações sazonais na recessão. Devido à dificuldade de estimativa do parâmetro de decaimento  $m$ , o mesmo foi calibrado tomando-se por base os valores iniciais apresentados pelos dois métodos de estimativa utilizados.

O segundo método consistiu em obter valores de  $m$  a partir dos perfis apresentados pela variação de  $K_0$  (condutividade hidráulica saturada) com a profundidade nos cinco transectos levantados no estudo de campo. O valor de  $m$  é dado por:

$$m = (\Delta\theta_1) / f \quad (\text{Eq.1.14})$$

onde  $(\Delta\theta_1)$  é a porosidade drenável efetiva, mostrada na tabela 3.3, e  $f$  é o parâmetro de escala relacionado com  $m$  e dado pela equação exponencial de regressão dos valores de condutividade saturada:  $K_{\text{sat}} = K_0 \exp(-fz)$ , sendo  $K_0$  a condutividade hidráulica saturada à superfície e  $z$  a profundidade da lâmina d'água no local. Em termos de transmissividade, a equação pode ser escrita como:  $T = T_0 \exp(-fz)$ , sendo  $T_0 = K_0 / f$ , ou  $T_0 = K_0 \cdot (m / \Delta\theta_1)$ .

A tabela 3.5 mostra os valores dos parâmetros  $f$ ,  $m$ ,  $K_0$  e  $T_0$  para as equações de regressão com valores médios e medianos de  $K_{sat}$ , considerando a porosidade drenável ( $\Delta\theta_r$ ) calculada a partir de diferentes pressões de retenção de umidade à capacidade de campo: 0.06, 0.10 e 0.33 atm.

Considerando a diferença aproximada entre a umidade saturada e a umidade na capacidade de campo de  $\Delta\theta_s = 15\%$ , (à pressão de 0,06 atm) e que a condutividade hidráulica saturada à superfície variou de 0,9 a 37 cm/h nos cinco locais, obteve-se valores médios de  $m$  em torno de 0,11m nas equações de regressão das médias e de 0,06 nas equações de regressão das medianas.

#### *Transmissividade lateral saturada ( $T_0$ )*

Para obtenção do parâmetro  $\ln(T_0)$ , inicialmente foram utilizados tanto valores obtidos em campo como valores encontrados em bibliografia, uma vez que autores como Franchini et al. (1996), Iorgulescu e Jordan (1994) apontam problemas na calibração deste parâmetro ( $T_0$ ), ou da condutividade hidráulica ( $K_0$ ), ligados à escala e tamanho do grid utilizado na DTM, que levaria a um valor da condutividade hidráulica sem significado físico, com uma grandeza muito maior que a real.

Os dados de campo referentes à condutividade hidráulica nos cinco transectos forneceram os dados médios de transmissividade lateral  $T_0$  mostrados na tabela 3.5. Os valores mínimos e máximos de  $T_0$  foram de 0,005 a 0,08 m<sup>2</sup>/h, e o valor da equação média de 0,06 m<sup>2</sup>/h, correspondentes a valores negativos do parâmetro  $\ln(T_0)$ , respectivamente de -2,5, -5,2 e -2,8.

Na fase de calibração preliminar do modelo, utilizaram-se além dos resultados das medições de campo, valores de  $\ln(T_0)$  de 1 e 5, o que representa transmissividades laterais muito superiores ao que é fisicamente observado. Os valores que originaram vazões simuladas mais próximas da observada variavam entre 0 e 1, equivalente a uma transmissividade lateral de 0,368 m<sup>2</sup>/h e 2,718 m<sup>2</sup>/h respectivamente.



Tabela 3.5: Valores dos parâmetros para as equações de regressão com valores médios e medianos de  $K_{sat}$  e com porosidade drenável ( $\Delta\theta_1$ ) calculada para capacidade de campo às pressões de 0,06, 0,10 e 0,33 atm.

<i>Valores calculadas para as equações de regressão das médias</i>								
	<b>K0</b> (cm/h)	<b>f</b> (1/m)	<b>1/f</b>	<b>M (m)</b> $\Delta\theta_1(0,06)$	<b>M (m)</b> $\Delta\theta_1(0,1)$	<b>M (m)</b> $\Delta\theta_1(0,33)$	<b>To</b> (m <sup>2</sup> /h)	<b>lnTo</b> ln(m <sup>2</sup> /h)
<b>Total médio</b>	8,095	1,356	0,738	0,1106	0,1330	0,1466	0,0597	-2,8183
<b>Transecto A</b>	4,041	0,756	1,323	0,2252	0,2477	0,2673	0,0535	-2,9284
<b>Transecto B</b>	37,610	4,942	0,202	0,0337	0,0406	0,0452	0,0761	-2,5756
<b>Transecto C</b>	2,045	0,947	1,057	0,0978	0,1400	0,1647	0,0216	-3,8348
<b>Transecto D</b>	5,616	0,705	1,419	0,2039	0,2490	0,2780	0,0797	-2,5298
<b>Transecto E</b>	11,244	1,953	0,512	0,0730	0,0894	0,1001	0,0576	-2,8546
<i>Valores calculados para as equações de regressão das medianas</i>								
	<b>K0</b> (cm/h)	<b>f</b> (1/m)	<b>1/f</b>	<b>M (m)</b> $\Delta\theta_1(0,06)$	<b>M (m)</b> $\Delta\theta_1(0,1)$	<b>M (m)</b> $\Delta\theta_1(0,33)$	<b>To</b> (m <sup>2</sup> /h)	<b>lnTo</b> ln(m <sup>2</sup> /h)
<b>Total médio</b>	10,100	2,624	0,381	0,0571	0,0687	0,0757	0,0385	-3,2574
<b>Transecto A</b>	5,662	1,972	0,507	0,0863	0,0949	0,1024	0,0287	-3,5502
<b>Transecto B</b>	37,057	5,237	0,191	0,0318	0,0383	0,0427	0,0708	-2,6485
<b>Transecto C</b>	0,927	1,712	0,584	0,0541	0,0774	0,0910	0,0054	-5,2188
<b>Transecto D</b>	5,207	0,939	1,065	0,1531	0,1869	0,2087	0,0554	-2,8923
<b>Transecto E</b>	11,027	2,137	0,468	0,0667	0,0817	0,0914	0,0516	-2,9644

Considerando o parâmetro de condutividade hidráulica saturada, ao invés da transmissividade, um estudo de Iorgulescu e Jordan (1994) em sub-bacias de Haute-Mentue, Suíça, obteve valores variando de 4 a 40 mm/h (0,4 a 4cm/h) numa profundidade de 50cm. A rocha subjacente era arenito de baixa condutividade hidráulica. Na calibração do modelo, os autores tomaram a porosidade efetiva  $\Delta\theta_s = 5\%$  e  $m = 22\text{mm}$ , e calcularam um valor próximo a 400 mm/h para a condutividade hidráulica lateral saturada superficial, a partir das equações  $m = \Delta\theta_s / f$  e  $T_0 = K_0 / f$ .

Iorgulescu e Jordan (1994) justificam o uso de um valor muitas vezes maior que o valor real, argumentando que o procedimento de estimativa é coerente com o valor do índice topográfico local e a hipótese de uma transmissividade constante.

Na bacia de Analândia, a obtenção de valores calibrados de  $T_0$  maiores que aqueles encontrados no campo, pode ser explicada tanto pela presença de macroporos como pelo efeito de escala. Os macroporos foram observados com frequência elevada em dois transectos: B, latossolo roxo com cobertura de floresta, e C, areia quartzosa com pastagem e regeneração de cerrado. Na abertura de perfurações para a medição da condutividade hidráulica com o permeâmetro de carga constante, evitou-se realizar as mensurações quando nas perfurações eram encontrados grandes macroporos, refazendo-se a perfuração em outro local.

Quanto ao efeito de escala, Franchini et al. (1996) apontam o efeito da resolução do DEM sobre o parâmetro de condutividade hidráulica na calibração do TOPMODEL. Os autores centraram a atenção para o tamanho do grid do DEM usado para definir a curva do índice topográfico, usando tamanhos de grid ( $GS = \text{grid size}$ ) variando de 60 a 480 m. Os resultados mostraram que os valores do parâmetro condutividade hidráulica têm forte relação com o tamanho do grid da DEM utilizada para calcular a curva-índice. Este parâmetro aumenta com o tamanho do grid e toma valores sem correspondência física.

Os resultados obtidos com o tamanho mínimo de grid utilizado (60 m), mostraram valores extremamente altos de condutividade hidráulica horizontal (35 m/h), inaceitáveis fisicamente. Uma das implicações disto é a taxa de recarga da zona saturada ser regulada pela intensidade de chuva, uma vez que esta é muito inferior aos valores de  $K_0$ , de forma que toda chuva entra no solo sem produzir escoamento superficial por excesso de infiltração, e a





cada passo de tempo, toda a água presente na zona não-saturada é transferida para a zona saturada.

Franchini et al. (1996) observaram que diminuindo o tamanho do grid, o valor da condutividade hidráulica diminui, e estimaram o valor de  $K_0$  para um tamanho de grid zero, i.e., um DEM teórico definido num contínuo. Utilizaram uma extrapolação baseada nos valores de  $K_0$  para vários tamanhos de grid do DEM. Descreveram a curva de interpolação de valores correspondentes a cada tamanho de grid (GS) pela seguinte equação:

$$K_0(GS) = 1,0033 / \exp [0,5712 - 1.4657 GS^{0,2531}]$$

Foram obtidos valores mais próximos daqueles aceitáveis fisicamente, com  $K_0 = 0,57 \text{ mh}^{-1}$  para  $GS=0$ . Tal procedimento de estimativa tem alguns pontos fracos: o primeiro relacionado com o pressuposto da não-deformidade da curva-índice para cada valor de tamanho de grid, o que não ocorre de fato. O segundo é que, com a diminuição da condutividade, reduz-se a precisão da validade de dois pressupostos: i) a altura média da zona saturada ( $z_m$ ) possui um valor constante, para diferentes curvas do índice topográfico ( $\lambda^*$ ), i.e.,  $z_{m1}=z_{m2}$ , para quaisquer valores de  $\lambda^*_1$  e  $\lambda^*_2$ ; ii) as taxas de recarga da zona saturada a partir da não-saturada são iguais para diferentes situações de curva-índice ( $R_1=R_2$ ). Por último, os valores iniciais para esta estimativa foram de  $GS=60\text{m}$  e  $K_0=35\text{mh}^{-1}$ , o que compromete a extrapolação para um  $GS=0$ . (Franchini et al., 1996)

Assim, os valores encontrados para  $K_0$  nas aplicações do TOPMODEL, mostram que  $K_0$  é um coeficiente artificial de condutividade hidráulica, que incorpora por um lado o valor médio real da propriedade física 'condutividade hidráulica', e por outro, o efeito da expansão espacial conectado ao tamanho do grid (Franchini et al., 1996). Como resultado, nos casos de valores muito altos de condutividade hidráulica, o TOPMODEL não permite a representação do processo de formação de runoff superficial por excesso de infiltração, uma vez que a intensidade da chuva não pode ter valores comparáveis aos do parâmetro  $K_0$ .

Beven (1997) cita várias razões para os valores encontrados na calibração de  $T_0$  serem muito superiores aos valores obtidos no campo. O autor ressalta que  $T_0$  é a transmissividade extrapolada para um solo saturado à superfície. Para solos cuja transmissividade no sentido do declive decresce rapidamente com a profundidade até o lençol freático, o valor adequado para este parâmetro pode ser muito mais alto que o



indicado pelas medições de campo, feitas com base em profundidades limitadas e freqüentemente para fluxo vertical, ao invés do fluxo no sentido do declive.

A segunda razão é que tais valores elevados podem ser realistas à medida que o uso de valores considerados “normais” em simulações numéricas de elementos finitos da equação de Darcy, acarretam um tempo muito longo de drenagem para determinados comprimentos de vertentes, após um evento de chuva (Binley e Beven, 1991, citados por Beven, 1997).

O terceiro motivo relaciona-se com possíveis caminhos preferenciais de fluxo. Nestes caminhos, normalmente representados por macroporos interligados no solo (a rede de ‘piping’, citada no primeiro capítulo), os valores de transmissividade são realmente mais altos. Mendiondo e Tucci (1997) exemplificam alguns trabalhos sobre este efeito: em Oxford, Inglaterra, em solos franco argilosos com evidentes rachaduras, a condutividade da matriz do solo chegava a 1,4 mm/h, enquanto que para a estrutura toda (com rachaduras) aumentava para 1800 mm/h, fisicamente impossível numa estrutura uniforme. Já numa vertente do rio Potiribú, RS, foram observados acréscimos na condutividade saturada devido a macroporos de 371% a 94%, para pontos a 80 e 180 m da foz da vertente. O solo de terra roxa estruturada era afetado pelo uso agrícola e ocorrência de longos períodos sem chuva, ocasionando o trabalho expansivo das argilas do horizonte Bt.

Outra razão é que os valores calibrados de transmissividade podem refletir velocidades de propagação de onda efetivas numa bacia, mais que as velocidades médias de fluxo na zona saturada. Em solos quase-saturados, as velocidades de propagação de onda podem ser muito mais rápidas que as velocidades darcianas. O efeito da transmissão de pressão na velocidade de propagação de onda implica que respostas rápidas da zona saturada às mudanças na taxa de recarga não são induzidas apenas pela conexão dos caminhos de fluxo de alta condutividade na escala da vertente.

Por último, e talvez o mais importante, num índice solo-topográfico combinado  $\ln(a/T_0 \tan\beta)$ , um valor alto de  $T_0$  pode compensar um valor super-estimado de  $a$ . Este efeito é demonstrado por Saulnier (1996), onde o acréscimo no valor de  $T_0$  é reduzido se os elementos do grid do fundo do vale, referentes ao canal do rio, não acumulam a área superior do canal, mas apenas a área efetiva de contribuição, i.e., os valores de  $a$  da vertente. A importância deste mecanismo implica que, sendo os valores de  $a$  dinâmicos numa bacia, os

valores efetivos de  $T_0$  seriam dinâmicos também. Isto indica a dificuldade em definir valores de parâmetros fisicamente significativos na escala de bacia através de exercício de calibração.

#### *Tempo de resposta (TD)*

Segundo Ambroise et al. (1996) o valor do tempo de resposta relaciona-se à velocidade efetiva de propagação da recarga para a zona saturada e depende tanto da permeabilidade do solo durante a drenagem rápida como da mudança de umidade à medida que a frente de molhamento avança em profundidade.

Mine e Clarke (1996) apontam que o armazenamento não saturado não é ativo quando TD é baixo, pois toda a água percola rapidamente alcançando o reservatório de armazenamento saturado no mesmo passo de tempo em que chega à superfície. Quando TD é muito alto, a percolação é tão lenta que torna-se negligenciável.

#### *Velocidade de propagação no canal (CHV) e velocidade de propagação da onda cinemática (RV)*

O modelo propõe como parâmetros constantes para a bacia a velocidade da água no canal ( $CHV = channel\ velocity$ ) e a velocidade de escoamento superficial nas vertentes ou velocidade interna nas sub-bacias ( $RV = routing\ velocity$ ).

A velocidade de propagação no canal foi calculada através de dois métodos propostos por Mine e Clarke (1996). O primeiro baseia-se na equação:

$$v = dQ / dA \quad (\text{Eq.3.1})$$

onde  $v =$  velocidade da onda cinemática ( $m\ s^{-1}$ );  $dQ =$  variação da vazão ( $m^3\ s^{-1}$ );  $dA =$  variação da área da seção transversal ( $m^2$ ). A segunda equação utilizada na estimativa da velocidade no canal é uma forma aproximada de calcular a velocidade quando não se tem medições de vazão. A celeridade da propagação da onda de cheia é então obtida pela equação:

$$c = (g \cdot A/B)^{1/2} \quad (\text{Eq.3.2})$$



onde  $c$  = celeridade da onda ( $m\ s^{-1}$ );  $g$  = aceleração da gravidade ( $m\ s^{-2}$ );  $A$  = área da seção transversal do canal ( $m^2$ );  $B$  = largura da seção transversal (m).

Para o cálculo foram considerados valores variáveis da seção transversal, com base em dados do DAEE. Os resultados obtidos estão nas tabelas 3.6 e 3.7, com uma média aproximada de 2m/s, ou 7200m/h. Desta forma, utilizou-se na calibração valores de 0,5 a 2  $m\ s^{-1}$  variando de 0,5  $m\ s^{-1}$ , para a velocidade no canal e a velocidade interna de escoamento nas sub-bacias.

**Tabela 3.6: Velocidade de propagação de onda de cheia obtida pela equação  $v = dQ/dA$  (Mine e Clarke, 1996).**

Altura da seção transversal h (m)	Área da seção transversal A ( $m^2$ )	Vazão Q ( $m^3\ s^{-1}$ )	Varição dA( $m^2$ )	Varição dQ ( $m^3\ s^{-1}$ )	Velocidade v (m/s)
0,88	4,06	2,639			
			1,36	0,876	0,64
0,78	2,7	1,763			
			0,32	0,545	1,70
0,68	2,38	1,218			
			0,81	0,423	0,52
0,59	1,57	0,795			

**Tabela 3.7: Velocidade de propagação de onda de cheia obtida pela equação  $v = (gA/B)^{1/2}$  (Mine e Clarke, 1996).**

Altura da seção transversal h (m)	Área da seção transversal A ( $m^2$ )	Largura da seção transversal B (m)	Velocidade v (m/s)
0,88	4,06	5,5	2,69
0,78	2,7	5,4	2,12
0,68	2,38	5,2	2,12
0,59	1,57	5,2	1,72

As execuções de calibração preliminar mostraram que a variação do parâmetro de velocidade do canal não afetava o resultado do modelo, uma vez que, variando-se a velocidade de 1800 a 7200  $m\ h^{-1}$  e mantendo-se constantes os demais parâmetros, o resultado não variava. Ostendorf e Manderscheid (1997) registram a comunicação pessoal de Lischeid, de que a velocidade do canal foi ineficaz na aplicação do TOPMODEL na bacia florestada de Lehstenbach (sudeste da Alemanha), uma vez que mesmo os fluxos mais baixos de água alcançavam velocidades suficientes para que toda a água entrando no canal chegasse ao exutório da bacia em um único passo de tempo, sendo a velocidade no trabalho citado ao



redor de  $0,2 \text{ m s}^{-1}$  e o passo de tempo de um dia. No entanto, dada a área da bacia estudada, não é provável que nas velocidades mais baixas de fluxo em canal na bacia de Analândia, toda a água alcance o exutório no passo de tempo de uma hora.

Quanto à velocidade de propagação de onda cinemática no interior da sub-bacia ( $RV = \textit{routing velocity}$ ), as execuções do modelo nesta fase inicial mostraram que ele se ajustava para um valor de 1800m/h, ou 0,5m/s. Esta última velocidade apresentou resultados mais compatíveis com a ordem de grandeza dos picos de vazão observados, apresentando valores mais elevados de eficiência entre as quatro velocidades testadas nesta primeira fase de simulações do modelo: 1800, 3600, 5400 e 7200 m/ h.

Saulnier (1996) em sua aplicação do TOPMODEL à bacia de Maurets, abordou a transferência de escoamento (relacionada ao parâmetro de velocidade de propagação), utilizando o método da função de transferência do hidrograma unitário, que supõe o escoamento homogêneo dado um evento de chuva suficiente para gerar escoamento. Esta noção de tempo de transferência constante, presente também em outros trabalhos que consideram valores iguais para as velocidades no canal (CHV) e na vertente (RV), pode ser combatida. Com efeito, observa-se que as velocidades de escoamento sobre as vertentes são bem mais lentas que as velocidades nos canais. Um incremento das superfícies saturadas deveria diminuir, na média, a velocidade de escoamento. Porém, para contrabalançar pode haver um aumento da densidade da rede de drenagem e das velocidades nos canais.

Tal constatação justifica o uso de uma velocidade menor para o interior da bacia do que a velocidade no canal.

#### *Capacidade máxima de armazenamento da zona das raízes (SRmax)*

O parâmetro  $SR_{max}$ , junto com o déficit local  $SR_z$ , determina a evapotranspiração real ( $E_a$ ) numa relação com a evapotranspiração potencial ( $E_p$ ) dada como entrada do modelo. Como visto na Equação 1.2:

$$E_a = E_p \times (SR_z / SR_{max})$$

Assim,  $SR_{max}$  depende grandemente do estado da cultura que cobre o solo, mostrando diferentes valores para as variações sazonais da vegetação, além da diferença

espacial, não contabilizada aqui, uma vez que os parâmetros são computados como valores médios para toda a bacia.

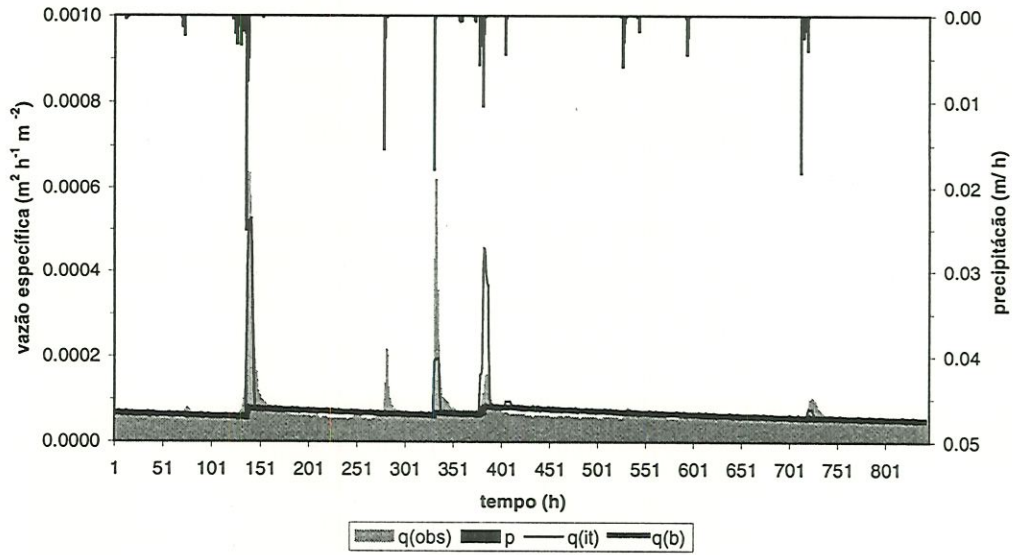
O valor de  $SR_{max}$  foi estimado com base na equação  $SR_{max} = \Delta\theta_s \cdot z$ , onde  $\Delta\theta_s$  é a diferença entre a umidade do solo à capacidade de campo e a umidade do solo no ponto de murcha, e  $z$  é a profundidade da zona radicular do solo. Ambroise et al. (1996) estimaram um déficit máximo de 0,118 m integrando as curvas de retenção ao longo do perfil para um solo de textura arenosa com 1 metro de profundidade da zona de raízes.

Considerou-se o valor de  $\Delta\theta_s = \theta_{cc} - \theta_{pmp}$  aproximadamente 5%, conforme obtido pela curva de retenção das amostras indeformadas e mostrado na tabela 3.2. A estimativa de  $SR_{max}$  foi de 0,05m e 0,10m, para uma zona radicular de profundidade  $z$  igual a 1m e 2m, respectivamente. Na calibração preliminar, o valor de  $SR_{max}$  variou de 0,05 a 0,30, sendo encontrados melhores resultados para a estimativa da evapotranspiração real com valores em torno de 0,10m para a capacidade máxima de armazenamento no período avaliado.

#### *Déficit inicial de umidade na zona das raízes ( $SR_o$ )*

Na fase de testes preliminares realizados com o período de dezembro/1992, o déficit inicial foi fixado em 0,02m, como uma porcentagem (40%) da capacidade máxima de armazenamento das raízes  $SR_{max}$ , variando-se os demais parâmetros. Após a calibração deste, o valor de  $SR_o$  foi modificado para 0,03m e 0,04m, com os outros parâmetros fixos. Obteve-se uma melhor estimativa da vazão de base com o déficit 0,04m, embora a eficiência do modelo tenha sido superior para  $SR_o = 0,02m$ , conforme mostram as hidrógrafas da **figura 3.9**. Posteriormente, realizou-se múltiplas simulações com este parâmetro variando de 0,02 a 0,05 m, mostrando um melhor desempenho do modelo para um déficit inicial de 0,04m no período de dezembro/1992.

Período - teste (dez/92)- SRo=0.02 m



Período - teste (dez/92)- SRo=0.04 m

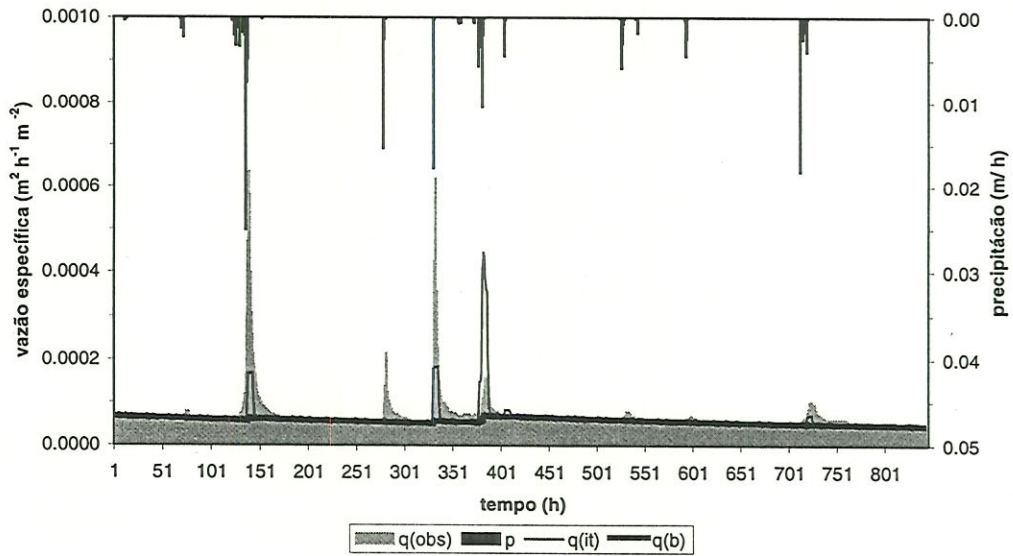


Figura 3.9: Hidrogramas com vazão simulada  $q(it)$ , vazão observada  $q(obs)$ , e vazão de base  $q(b)$ . Os valores fixados dos parâmetros foram:  $m=0.06$ ,  $\ln To=0$ ,  $TD=5h$  e  $SRmax=0.10m$ ; com variação do parâmetro  $SR0$  de  $0.02m$  para  $0.04m$ .



### Resultados da calibração preliminar

Para realização da análise de sensibilidade pelo Método Monte Carlo e teste de Kolmogorov-Smirnov, fixaram-se os parâmetros de velocidade do canal e velocidade da onda cinemática no interior da bacia, enquanto os demais valores tiveram uma variação randômica dentro das faixas de valores apresentadas na tabela 3.8.

**Tabela 3.8: Parâmetros do TOPMODEL e as faixas de valores utilizados na análise de sensibilidade do modelo.**

M	lnTo	TD	SRmax	SRO	CHV	RV
0,001 a 0,50	-3 a 10	0 a 50	0,01 a 0,20	0,01 a 0,20	7200	1800
m	ln (m <sup>2</sup> /h)	h/ m	m	m	m/ h	m/ h

Os valores da transmissividade variaram de 0,05 a 22000 m<sup>2</sup>/h, sendo o valor superior desta faixa muitas vezes maior que os valores físicos aceitáveis. Justifica-se a escolha deste valor pela ocorrência, durante a calibração do TOPMODEL, de um aumento dos valores dos parâmetros To (transmissividade) ou Ko (condutividade), possivelmente para uma compensação de erros causados pela escala da resolução do modelo digital de elevação.

Os parâmetros de velocidade no canal e velocidade do escoamento no interior das sub-bacias foram fixados, conforme pode ser observado na tabela, não sendo realizada a análise de sensibilidade com tais parâmetros.

## **4- APLICAÇÃO DO TOPMODEL - ETAPA III : ANÁLISE DE SENSIBILIDADE**

### **4.1. Calibração pelo Método de Monte Carlo e Análise da Sensibilidade dos parâmetros do TOPMODEL pelo Teste Kolmogorov-Smirnov: Procedimentos**

Foi conduzida a calibração do modelo utilizando-se do método Monte Carlo para a determinação dos conjuntos de valores para os parâmetros mais adequados para simulação do escoamento gerado na bacia de estudo. O método Monte Carlo permite obter combinações de valores randômicos para os parâmetros do modelo. Estes conjuntos de valores foram testados no TOPMODEL, em 200.000 execuções para vários períodos de aproximadamente 14 ou 15 dias durante dois anos hídricos, de agosto/1992 a julho/1994, e 10.000 execuções para eventos de aproximadamente 20 a 80 horas de duração.

Escolheu-se realizar a simulação para períodos mais curtos, uma vez que os testes realizados com períodos de 1 a 6 meses mostraram-se ineficazes. Esta ineficácia em períodos longos pode sugerir a inexistência de conjuntos ótimos de parâmetros para simular todos os períodos, devido às variações sazonais climática e de vegetação, partindo de uma condição de déficit hídrico, no final da estação seca, para uma condição de saturação, na estação úmida, com maior crescimento vegetativo, e portanto maiores perdas por evapotranspiração. O melhor comportamento do modelo em períodos menores pode estar relacionado ao fato de o TOPMODEL representar bem a drenagem gravitacional, ocorrida nos macroporos do solo, sendo porém deficiente para modelar o movimento da água na matriz porosa (Saulnier, comunicação pessoal, 1998). O pesquisador sugere que seria necessário acoplar ao TOPMODEL um modelo mais refinado do fluxo na zona não-saturada e um modelo de evapotranspiração para representar a zona de drenagem capilar, tornando possível a simulação de períodos maiores.

### *Descrição dos passos para a análise de sensibilidade*

1- Foram preparados os arquivos de entrada para os períodos selecionados, conforme a tabela 4.1, num total de 36 períodos de aproximadamente uma quinzena, 18 em cada ano hídrico entre os meses de setembro e junho. Após a análise dos períodos, selecionaram-se eventos isolados nos dois anos, listados na tabela 4.2, (36 eventos em cada ano hídrico) para os quais procederam-se as mesmas análises realizadas para quinzenas.

2- Foram determinados os limites inferiores PAi e superiores PBi da faixa na qual cada parâmetro i vai variar randomicamente, sendo i o número de ordem de cada parâmetro. A tabela 3.8 mostra estes intervalos de variação.

3- Através da sub-rotina RANDOM, existente no software FORTRAN, foi gerado um número aleatório (RANDOMi) com distribuição uniforme entre 0 e 1, e calculado um valor para o parâmetro i também aleatório (PARI) pela equação  $PARI = PAi + RANDOM i * (PBi - PAi)$ , utilizando-se o método Monte Carlo para geração de números aleatórios de distribuição uniforme.

3- Calculou-se a eficiência do modelo para cada simulação realizada com os valores randômicos dos parâmetros. A eficiência do modelo para o conjunto de parâmetros testado foi avaliada pelo coeficiente de Nash e Sutcliffe, computado como:

$$E = 1 - \sigma_{\text{erro}}^2 / \sigma_{(Q \text{ obs})}^2 \quad (\text{Eq.4.1})$$

onde E é a medida de eficiência de Nash e Sutcliffe (1970),  $\sigma_{\text{erro}}^2$  é a soma dos quadrados dos erros e  $\sigma_{(Q \text{ obs})}^2$  é a variância das vazões observadas.

4- Foi escolhido um valor do coeficiente de Nash e Sutcliffe  $E=0,3$  como critério de aceitação do modelo, e as simulações com  $E > 0,3$  consideradas aceitáveis. O resultado do conjunto de simulações aceitáveis foi plotado em gráficos de dispersão, onde o eixo x mostra a faixa de variação de um parâmetro e o eixo y a eficiência obtida pelo modelo. Este procedimento foi adotado por Ostendorf e Manderscheid (1997).

5- Em todos os períodos simulados e para cada um dos parâmetros analisados, foi efetuada a distribuição de freqüência acumulada dos valores de parâmetro associados aos



casos aceitáveis,  $A(x)$ , e a distribuição de frequência acumulada dos casos inaceitáveis,  $I(x)$ . Para a distribuição de frequência, os valores de cada parâmetro foram divididos em 100 classes de mesma amplitude, sendo o intervalo de frequência dado por:  $INT = (P_{Bi} - P_{Ai})/100$ .

6- As duas distribuições foram comparadas pelo teste de Kolmogorov- Smirnov (K-S) para duas amostras, num nível de significância  $\alpha = 0,05$ , usado para testar se as duas distribuições de frequência acumulada eram idênticas.

As hipóteses testadas pelo teste de K-S são:

$$H_0 \parallel A(x) = I(x)$$

$$H_1 \parallel A(x) \neq I(x)$$

O teste de Kolmogorov-Smirnov para duas amostras avalia se duas amostras independentes pertencem à mesma população ou a populações com mesma distribuição. É um teste concernente à aderência entre duas distribuições acumuladas. O teste bilateral é sensível a qualquer diferença entre as distribuições sob comparação – diferenças de localização (tendência central), de dispersão ou de assimetria, por exemplo. Se as duas amostras são iguais, espera-se que tenham a mesma distribuição, apresentando apenas desvios aleatórios da distribuição da população. Caso as distribuições apresentem uma distância muito grande em qualquer ponto, as amostras são diferentes, rejeitando-se a hipótese nula  $H_0$  para determinado desvio suficientemente grande (Siegen, 1956).

O teste bilateral, usado neste trabalho, baseia-se na determinação de  $D$  para os valores observados, onde:

$$D = \text{máximo} |S_{n1}(X) - S_{n2}(X)| \quad (\text{Eq.4.2})$$

com  $S_{n1}$  sendo a frequência acumulada de valores menores ou iguais a  $X$  para a amostra 1, no caso, para a distribuição de frequência (DFA) dos valores aceitos de determinado parâmetro; e  $S_{n2}$  a frequência acumulada para valores menores ou iguais a  $X$  na amostra 2, i.e., na DFA dos valores não aceitos do parâmetro avaliado.

A hipótese nula é satisfeita quando o maior valor absoluto das diferenças entre as duas distribuições de frequências acumuladas, i.e.,  $D$ , é inferior a determinado valor crítico ao nível de significância selecionado  $\alpha = 0,05$ , ou seja, as distribuições dos valores de

determinado parâmetro para casos satisfatórios e insatisfatórios não são significativamente diferentes, i.e., o modelo não apresenta sensibilidade ao parâmetro. (Kim e Delleur, 1997).

A hipótese alternativa, de que as distribuições são diferentes, refletem a sensibilidade do modelo ao parâmetro avaliado.

Rejeita-se a hipótese nula  $H_0$  quando o valor  $D$  supera o valor crítico  $D_{crítico}$  calculado pela seguinte equação para o nível de significância escolhido de 0,05.

$$D_{crítico} = 1,36 [(n_1+n_2)/n_1n_2]^{1/2} \quad (\text{Eq.4.3})$$

onde  $n_1$  é o número de elementos na amostra 1 (valores aceitos do parâmetro) e  $n_2$  é o número de elementos na amostra 2 (valores não aceitos do parâmetro).

Para o nível de significância de 0,10 a equação do valor  $D_{crítico}$  é :

$$D_{crítico} = 1,22 [(n_1+n_2)/n_1n_2]^{1/2} \quad (\text{Eq.4.4})$$

Nos resultados, também foram calculados os valores críticos para o nível de significância de 0,10.

Tabela 4.1: Lista dos períodos com respectivas durações e número de execuções aceitas.

Períodos	Início e fim do período	Duração (h)	No. execuções c/ E>0.3
1	15/09 a 04/10/92 – 14h	471	64
2	08 a 18/10/92	254	115
3	18 a 31/10/92	312	0
4	01 a 15/11/92	360	5506
5	16 a 30/11/92	360	0
6	01 a 15/12/92	360	3176
7	16 a 31/12/92	384	0
8	01 a 15/01/93	360	478
9	16 a 29/01/93	336	2965
10	30/01 a 14/02/93	384	14008
11	15 a 28/02/93	336	26
12	01 a 15/03/92	360	11708
13	16 a 31/03/93	384	0
14	01 a 15/04/93	360	4620
15	16 a 30/04/93	360	0
16	01 a 16/05/93	384	0
17	30/05 a 14/06	384	0
18	15 a 30/06/93	384	0
19	14 a 30/09/93	408	10
20	01 a 15/10/93	360	0
21	16 a 31/10/93	384	3279
22	01 a 15/11/93	360	0
23	16 a 30/11/93	360	195
24	01 a 15/12/93	360	229
25	16 a 31/12/93	384	8403
26	01 a 15/01/94	360	1006
27	16 a 31/01/94	384	6055
28	01 a 13/02/94	312	12925
29	14 a 28/02/94	360	0
30	01 a 15/03/94	360	0
31	16 a 30/03/94	360	1568
32	31/03 a 13/04/94	336	0
33	14 a 30/04/94	408	602
34	01 a 16/05/94	384	15
35	17 a 31/05/94	360	769
36	15 a 30/06/94	360	429



Tabela 4.2(a): Lista de eventos do ano hídrico 92/93 com respectivas durações e vazões de pico.

Evento	Per.	Início do evento	Fim do evento	Vazão-Pico (m/h)	Duração (h)	No. Execuções c/ E>0.3
1	1	15/set/92 0:00h	16/set/92 23:00h	0.0001413	48	0
2	1	17/set/92 15:00h	18/set/92 23:00h	0.0000947	33	0
3	1	02/out/92 15:00h	03/out/92 15:00h	0.0000907	25	0
4	2	12/out/92 15:00h	14/out/92 14:00h	0.0001227	48	0
5	2	16/out/92 20:00h	17/out/92 23:00h	0.0001073	28	0
6	3	28/out/92 18:00h	29/out/92 18:00h	0.0001010	25	0
7	4	01/nov/92 15:00h	02/nov/92 23:00h	0.0001990	33	70
8	4	04/nov/92 3:00h	05/nov/92 8:00h	0.0002733	30	261
9	4	09/nov/92 15:00h	10/nov/92 23:00h	0.0001827	33	5
10	5	22/nov/92 7:00h	23/nov/92 0:00h	0.0000750	18	0
11	5	24/nov/92 17:00h	25/nov/92 8:00h	0.0000947	40	0
12	5	28/nov/92 20:00h	29/nov/92 20:00h	0.0000788	25	0
13	6	01/dez/92 0:00h	03/dez/92 7:00h	0.0005570	56	418
14	6	09/dez/92 15:00h	13/dez/92 14:00h	0.0005262	96	0
15	7	25/dez/92 15:00h	26/dez/92 22:00h	0.0001031	32	0
16	8	11/jan/93 0:00h	12/jan/93 23:00h	0.0002837	48	94
17	9	23/jan/93 15:00h	25/jan/93 2:00h	0.0001382	36	96
18	10	31/jan/93 20:00h	01/fev/93 23:00h	0.0003153	28	44
19	10	12/fev/93 17:00h	14/fev/93 16:00h	0.0006117	48	173
20	11	15/fev/93 0:00h	16/fev/93 23:00h	0.0003946	48	23
21	11	19/fev/93 17:00h	21/fev/93 16:00h	0.0003837	48	0
22	11	26/fev/93 15:00h	28/fev/93 14:00h	0.0004728	48	0
23	12	01/mar/93 12:00h	02/mar/93 17:00h	0.0001507	30	0
24	12	03/mar/93 4:00h	04/mar/93 3:00h	0.0001634	24	0
25	12	09/mar/93 16:00h	10/mar/93 15:00h	0.0002122	24	0
26	13	18/mar/93 16:00h	19/mar/93 15:00h	0.0001160	24	0
27	13	21/mar/93 14:00h	23/mar/93 13:00h	0.0001413	48	0
28	14	08/abr/93 14:00h	10/abr/93 13:00h	0.0002802	48	173
29	14	11/abr/93 21:00h	13/abr/93 2:00h	0.0003910	30	0
30	14	14/abr/93 16:00h	15/abr/93 21:00h	0.0003118	30	0
31	15	23/abr/93 16:00h	24/abr/93 21:00h	0.0001444	30	0
32	16	03/mai/93 20:00h	04/mai/93 19:00h	0.0000827	24	0
33	16	05/mai/93 16:00h	06/mai/93 15:00h	0.0000989	24	0
34	17	31/mai/93 20:00h	01/jun/93 19:00h	0.0001205	24	0
35	17	05/jun/93 22:00h	07/jun/93 3:00h	0.0001507	30	0
36	17	10/jun/93 13:00h	11/jun/93 12:00h	0.0000863	24	0

Tabela 4.2(b): Lista de eventos do ano hídrico 93/94 com respectivas durações e vazões de pico.

Evento	Per.	Início do evento	Fim do evento	Vazão-Pico (m/h)	Duração (h)	No. Execuções c/ E>0.3
37	19	14/set/93 19:00h	17/set/93 17:00h	0.0001698	72	13
38	19	21/set/93 12:00h	22/set/93 23:00h	0.0000827	36	0
39	19	23/set/93 06:00h	26/set/93 18:00h	0.0001539	85	0
40	20	01/out/93 12:00h	03/out/93 02:00h	0.0001382	39	0
41	21	18/out/93 16:00h	19/out/93 19:00h	0.0000947	28	0
42	21	19/out/93 19:00h	21/out/93 18:00h	0.0002630	48	197
43	21	24/out/93 01:00h	26/out/93 03:00h	0.0001228	51	15
44	22	07/nov/93 00:00h	08/nov/93 09:00h	0.0000788	34	0
45	23	17/nov/93 16:00h	18/nov/93 21:00h	0.0000639	30	0
46	23	24/nov/93 16:00h	26/nov/93 03:00h	0.0007559	36	0
47	24	03/dez/93 20:00h	04/dez/93 23:00h	0.0000675	28	0
48	24	08/dez/93 14:00h	10/dez/93 02:00h	0.0001444	37	0
49	24	10/dez/93 11:00h	12/dez/93 23:00h	0.0003438	61	0
50	25	20/dez/93 14:00h	21/dez/93 21:00h	0.0000788	32	0
51	25	28/dez/93 09:00h	31/dez/93 18:00h	0.0004503	82	135
52	26	09/jan/94 00:00h	10/jan/94 23:00h	0.0001666	48	5
53	27	18/jan/94 20:00h	19/jan/94 21:00h	0.0002155	26	16
54	27	19/jan/94 22:00h	20/jan/94 23:00h	0.0000886	26	0
55	27	27/jan/94 03:00h	29/jan/94 02:00h	0.0001602	48	0
56	27	29/jan/94 11:00h	31/jan/94 04:00h	0.0003189	42	0
57	28	07/fev/94 14:00h	09/fev/94 13:00h	0.0002391	48	395
58	29	14/fev/94 23:00h	15/fev/94 22:00h	0.0001924	24	0
59	29	17/fev/94 14:00h	18/fev/94 23:00h	0.0002872	34	0
60	29	19/fev/94 21:00h	21/fev/94 19:00h	0.0001794	47	0
61	30	02/mar/94 05:00h	04/mar/94 16:00h	0.0003546	60	0
62	30	07/mar/94 18:00h	08/mar/94 23:00h	0.0000750	30	0
63	30	11/mar/94 13:00h	13/mar/94 23:00h	0.0002289	59	197
64	30	14/mar/94 13:00h	16/mar/94 06:00h	0.0002630	42	0
65	31	18/mar/94 17:00h	20/mar/94 02:00h	0.0004994	34	144
66	31	20/mar/94 02:00h	22/mar/94 07:00h	0.0003618	54	0
67	31	26/mar/94 03:00h	28/mar/94 06:00h	0.0001320	52	0
68	33	14/abr/94 19:00h	16/abr/94 00:00h	0.0000827	30	0
69	33	21/abr/94 22:00h	23/abr/94 17:00h	0.0001730	44	38
70	34	13/mai/94 12:00h	16/mai/94 11:00h	0.0000947	72	0
71	35	27/mai/94 08:00h	28/mai/94 07:00h	0.0001073	24	0
72	36	22/jun/94 06:00h	24/jun/94 05:00h	0.0001570	48	0



## 4.2. Resultados e Discussão

O método aplicado para avaliação do modelo TOPMODEL apresentou resultados preliminares interessantes sobre a sensibilidade do modelo aos parâmetros para as duas escalas temporais avaliadas: eventos cuja duração variava de 1 a 3 dias e períodos de aproximadamente 15 dias. É importante ressaltar que este trabalho não pretendeu ser um exercício clássico de modelagem, com calibração utilizando um período de dados e validação em outros períodos, e sim uma análise de sensibilidade e comparação das grandezas medidas e simuladas dos parâmetros, para verificar como o TOPMODEL representa os processos de geração de vazão numa bacia em condições sub-tropicais, bem como suas deficiências.

Os resultados obtidos pela simulação de Monte Carlo foram plotados em gráficos de dispersão relacionando os valores dos parâmetros com o valor do critério de Eficiência alcançado. As Figuras 4.1 e 4.2 são exemplos destes gráficos referentes aos períodos 6 e 10. Dos 36 períodos testados, apresentaram resultados de simulações com eficiência acima de 0.3 apenas 10 períodos no primeiro ano (92/93) e 13 períodos no segundo ano (93/94), conforme mostra a Tabela 4.1. Para eventos, o modelo demonstrou ser menos eficiente, com apenas 10 eventos em cada ano que apresentaram simulações com valores de  $E > 0,30$ , de 72 eventos selecionados no total, conforme mostra a tabela 4.2.

A figura 4.3 apresenta os 10 melhores valores para os parâmetros obtidos e as maiores eficiências em cada período testado. Pode-se perceber que no início e fim da estação chuvosa, foram menores as possibilidades de simular a vazão satisfatoriamente nestes dois anos hídricos testados.

A sensibilidade do modelo aos parâmetros avaliados:  $M$ ,  $\ln To$ ,  $TD$ ,  $SR_{max}$  e  $SR_0$ , pode ser percebida visualmente nos gráficos de dispersão, porém o teste de Kolmogorov-Smirnov para duas amostras fornece um critério quantitativo para avaliar esta sensibilidade através da determinação de  $D_{crítico}$  e de  $D_{máximo}$ . As figuras 4.4 e 4.5 mostram o teste K-S para os cinco parâmetros nos períodos 6 e 10, com os valores das diferenças máximas entre a distribuição aceitável e a inaceitável e o valor crítico para esta diferença aos níveis de significância de 0,05 e 0,10. Diferenças superiores a este valor crítico indicam sensibilidade do modelo ao parâmetro.



Período 06 (01 a 15/12/92)

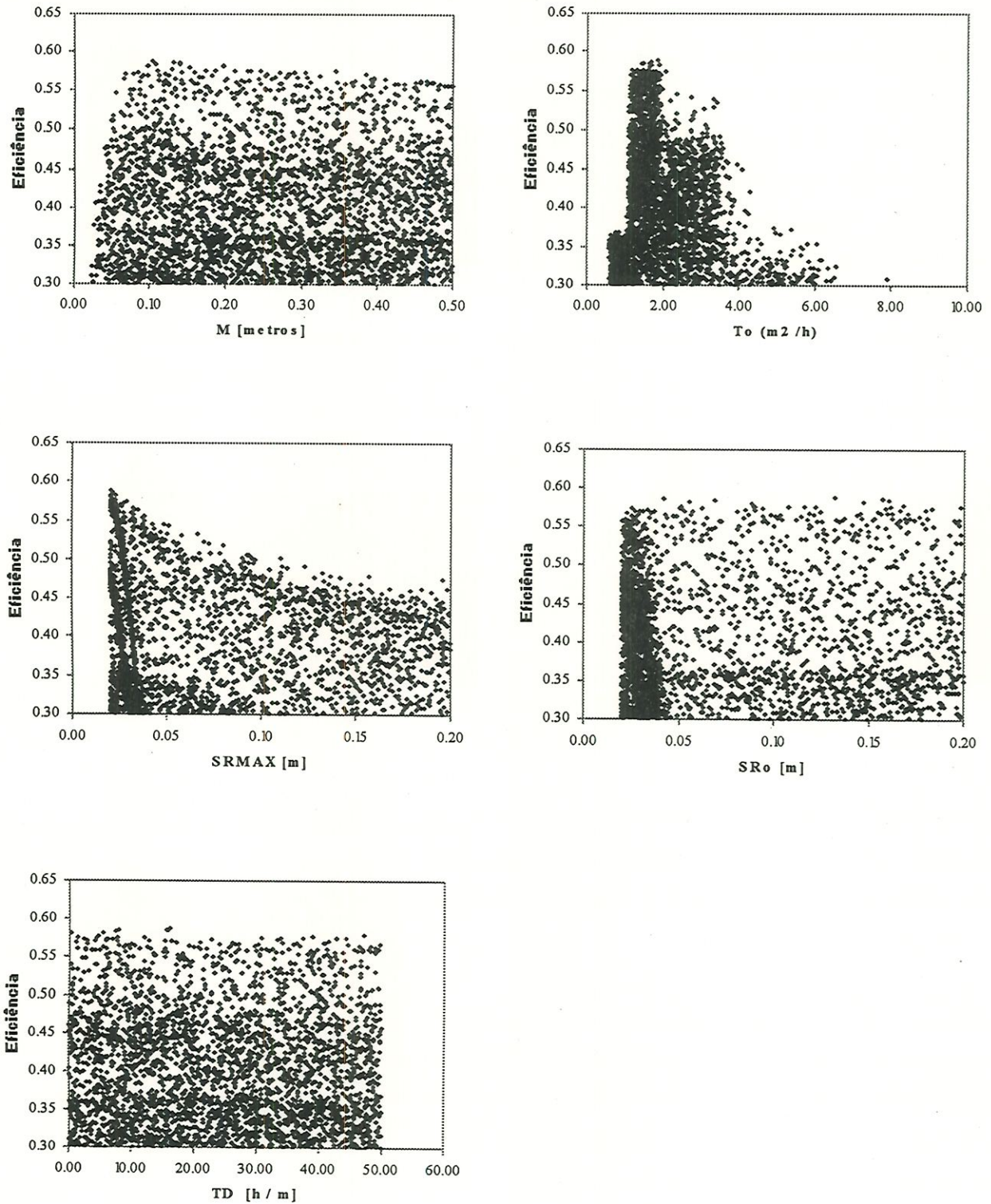


Figura 4.1 : Calibração do período 6 (01 a 15/12/92) através da metodologia de Monte Carlo

Período 10 (30/01 a 14/02/93)

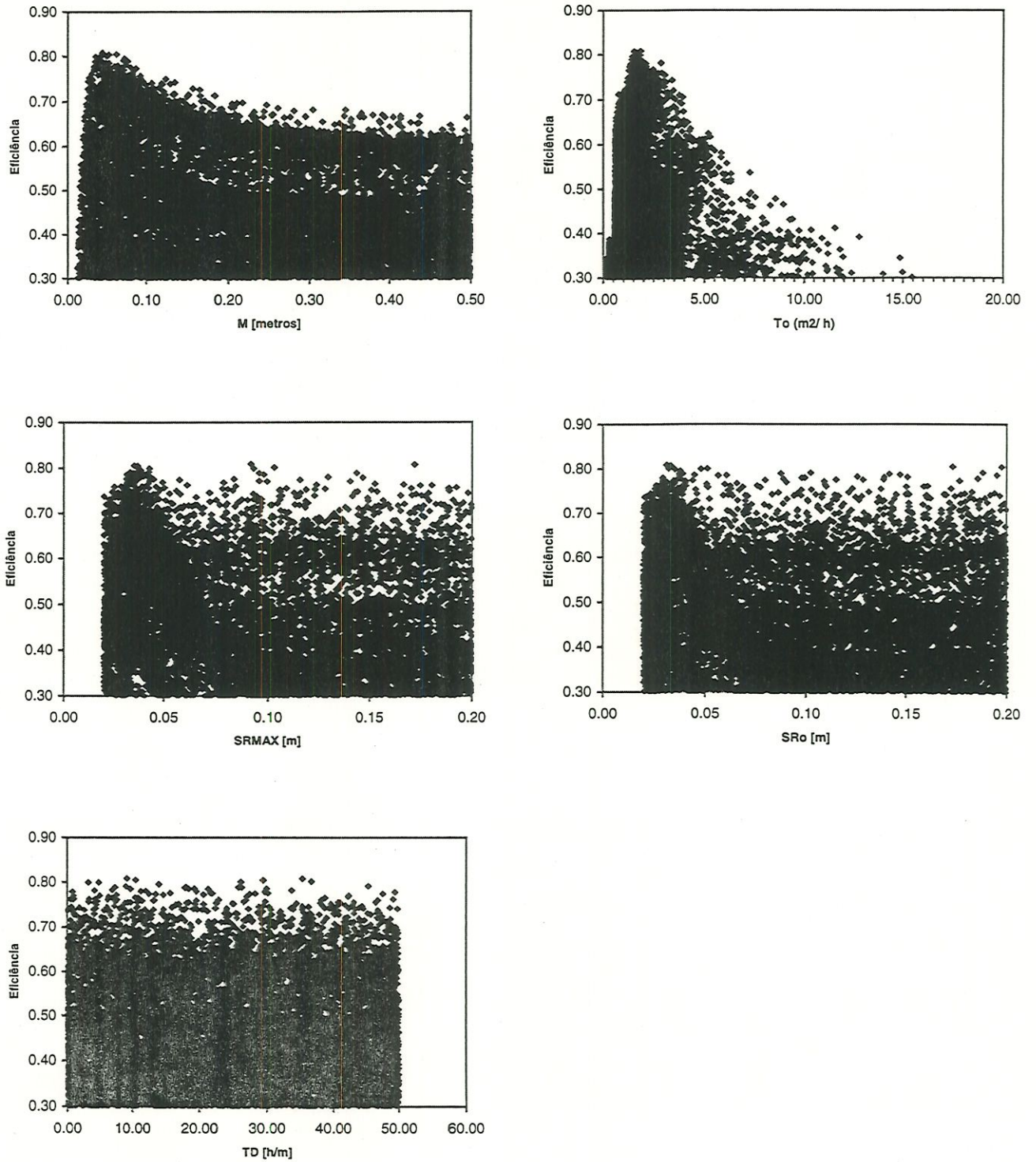


Figura 4.2 : Calibração do período 10 (30/01 a 14/02/93) através da metodologia de Monte Carlo



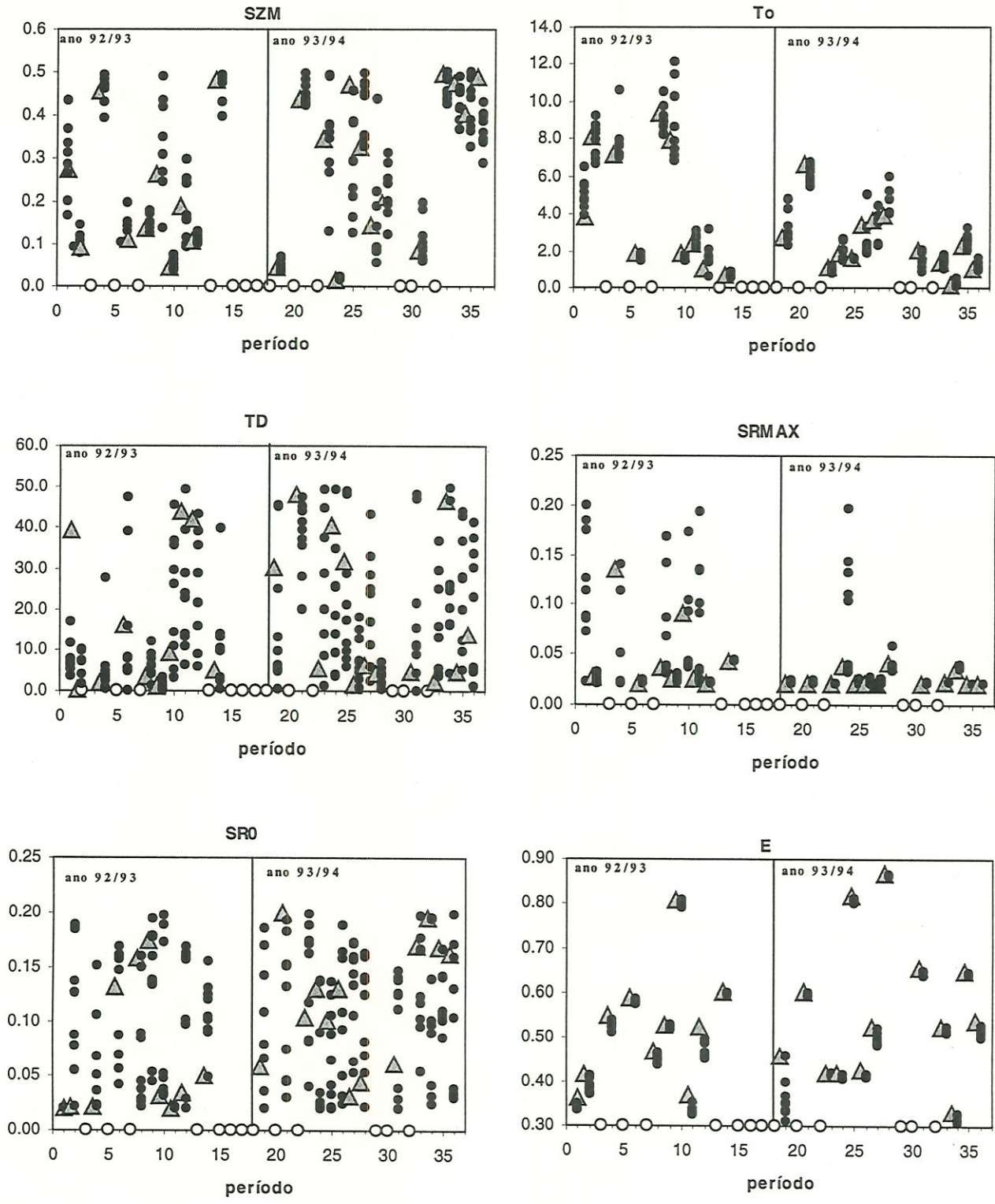


Figura 4.3 : Resultados dos parâmetros do modelo para a maior eficiência (triângulos), dos nove outros melhores resultados (círculos pretos) e períodos com eficiências abaixo de 0,30 (círculos brancos).



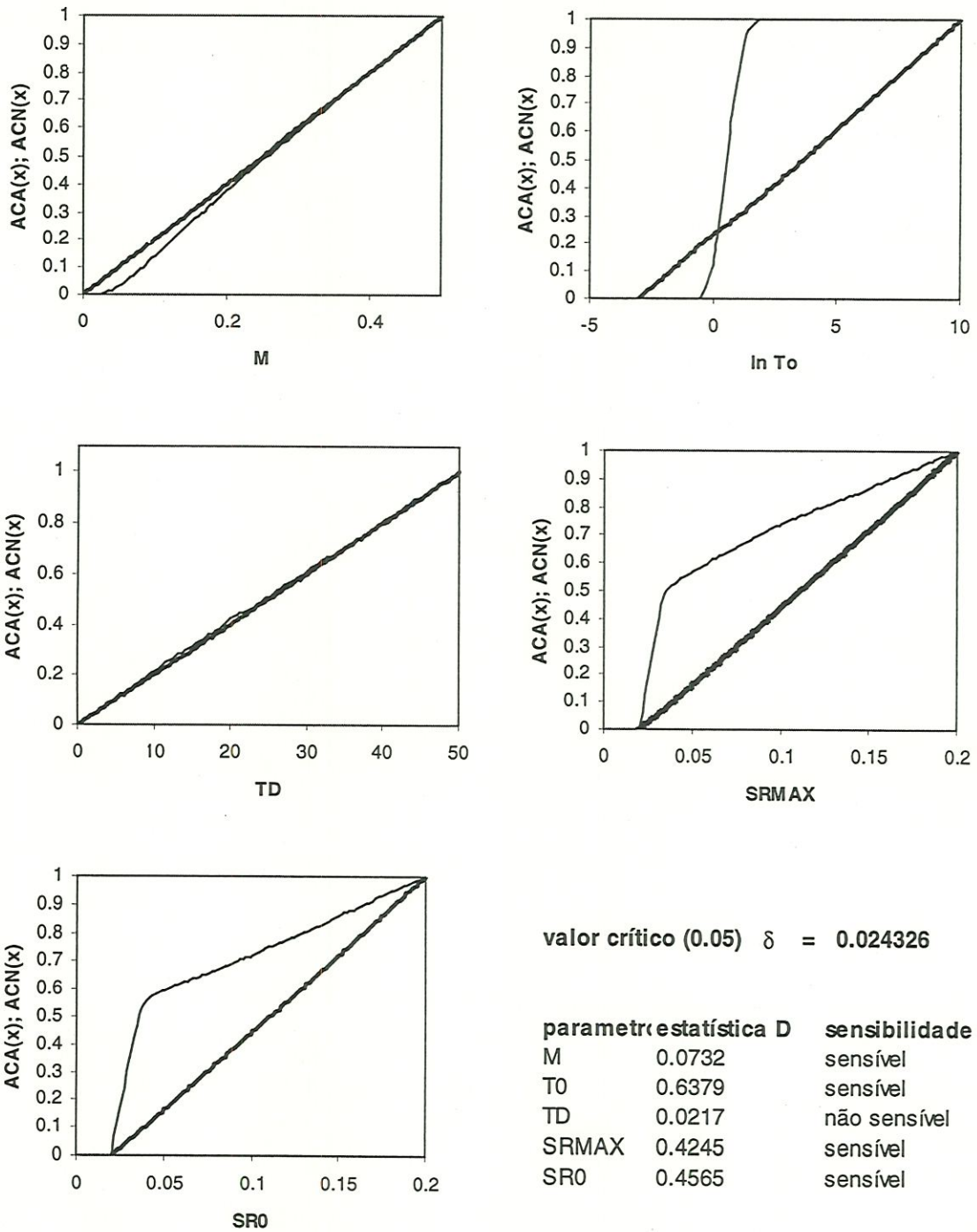
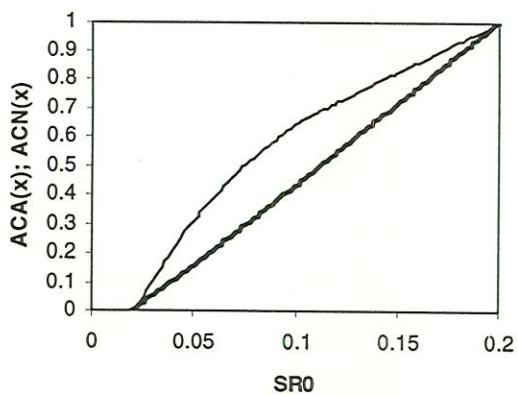
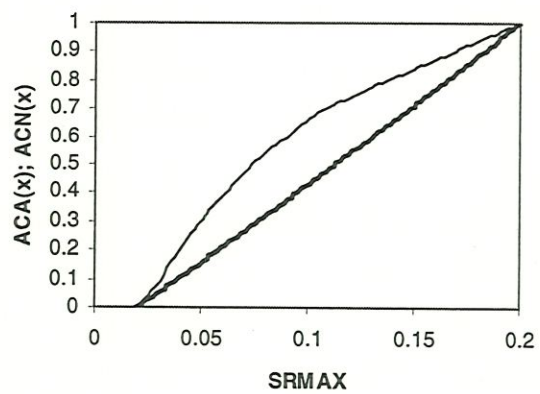
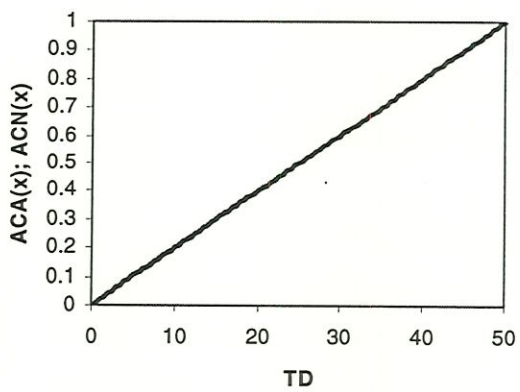
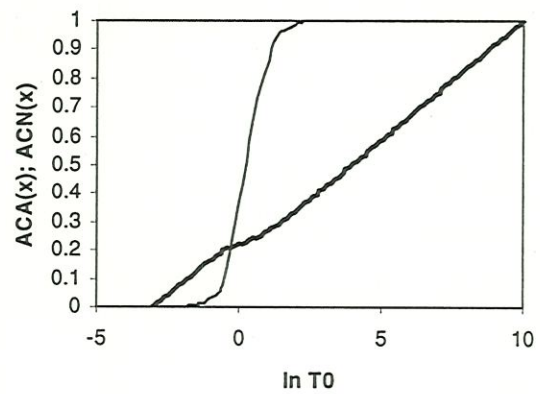
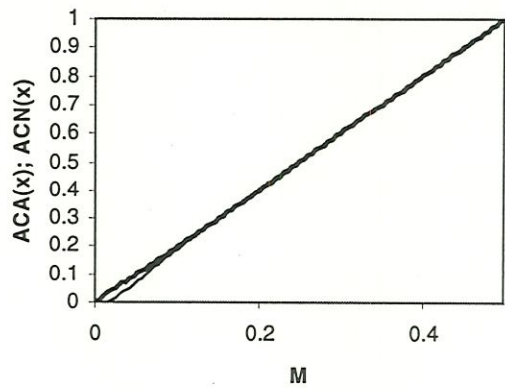


Figura 4.4 : Teste de Kolmogorov-Smirnov para duas amostras do período 6 (01/15/12/92).





valor crítico (0.05)  $\delta = 0.0119$

parametro	estatística D	sensibilidade
M	0.0348	sensível
T0	0.6625	sensível
TD	0.0059	não sensível
SRMAX	0.2327	sensível
SR0	0.212	sensível

Figura 4.5 : Teste de Kolmogorov-Smirnov para duas amostras do período 10 (30/01 a 14/02/93).

Os resultados do teste K-S para duas amostras, apresentados nas tabelas 4.3 e 4.4 para períodos e eventos respectivamente, mostram grandes diferenças entre os valores críticos de acordo com o tamanho das amostras, ou seja, o número de simulações aceitáveis ( $E > 0,30$ ). Deste modo, foram selecionados os períodos que apresentaram mais de 500 resultados favoráveis, ou 0,25% do total de 200.000 execuções, e os eventos com mais de 50 resultados favoráveis, ou 0,5% do total de 10.000 execuções, para avaliação da distribuição de valores dos parâmetros.

Para estes resultados selecionados foram elaborados gráficos tipo “box-plot” da distribuição de valores aceitáveis dentro do intervalo de variação testado para cada parâmetro. Os gráficos “box-plot” encontram-se representados nas figuras 4.9 (**m**), 4.10 (**To**), 4.12 (**TD**), 4.13 (**SRmax**) e 4.14 (**SRo**) para os períodos e eventos selecionados.

O teste K-S verifica a aceitação da aderência entre as duas amostras ( $H_0$ ), ou seja, a não-sensibilidade ao parâmetro, no caso da distribuição dos valores aceitos ser igual à dos valores não aceitos. A distribuição dos valores aceitos dentro do espaço de variação de cada parâmetro em função da eficiência obtida estabelece uma informação adicional sobre a sensibilidade do modelo, e, além disso, mostra a possibilidade do modelo obter altas eficiências com diferentes valores dos parâmetros, fora da faixa considerada realista fisicamente.

Nas simulações de períodos quinzenais, o modelo apresentou sensibilidade aos seguintes parâmetros: decaimento exponencial  $m$  (ou espessura efetiva do solo), a transmissividade lateral  $T_0$ , a capacidade máxima de armazenamento  $SRmax$ . Em relação ao déficit inicial de água no solo ( $SRo$ ), o modelo apresentou um padrão variável de sensibilidade para os períodos, enquanto para eventos foi bastante sensível. O parâmetro  $TD$  foi ineficaz em ambos os casos. Nas simulações de eventos isolados, o parâmetro  $m$  mostrou baixa sensibilidade (Tabela 4.4). As possíveis explicações físicas para a efetividade de cada parâmetro será discutida adiante.

A dificuldade de simular a vazão de alguns períodos e eventos adequadamente, pode estar relacionada à representatividade da distribuição espacial da chuva na bacia. Os dados de chuva foram obtidos a partir de um único pluviógrafo instalado próximo ao exutório da bacia.



Tabela 4.3 :Teste de Kolmogorov-Smirnov para períodos

Períodos	m	lnTo	TD	SRMAX	SR0	D (0.05)	D (0.10)	no.execuções c/ E> 0,3
1	0.267	0.6212	0.0967*	0.1451*	0.9802	<b>0.1700</b>	0.1525	64
2	0.6493	0.54	0.2729	0.8518	<b>0.1262**</b>	<b>0.1269</b>	0.1138	115
4	0.3081	0.5431	0.0359	0.2487	0.2501	<b>0.0186</b>	0.0167	5506
6	0.0732	0.6379	0.0217*	0.4245	0.4565	<b>0.0243</b>	0.0218	3176
8	0.5321	0.4996	0.3368	0.4095	0.3029	<b>0.0623</b>	0.0559	478
9	0.2253	0.5372	0.0379	0.6066	0.2021	<b>0.0252</b>	0.0226	2965
10	0.0348	0.6625	0.0059*	0.2327	0.212	<b>0.0119</b>	0.0107	14008
11	0.3736	0.6805	0.1149*	0.2546	0.98	<b>0.2667</b>	0.2393	26
12	0.7438	0.0084*	0.0064*	0.0157	0.0102*	<b>0.0130</b>	0.0116	11709
12***	0.6165	0.5004	0.0911	0.9718	0.0458*	<b>0.0836</b>	0.0750	265
14	0.0926	0.6567	0.0116*	0.5544	0.2429	<b>0.0202</b>	0.0182	4620
19	0.8503	0.6406	0.3312*	0.9805	0.198*	<b>0.4301</b>	0.3858	10
21	0.1653	0.5665	0.0133*	0.5281	0.3357	<b>0.0239</b>	0.0215	3279
23	0.1698	0.7006	0.0529*	0.9714	0.0352*	<b>0.0974</b>	0.0874	195
24	0.8512	0.6226	0.0712*	0.5881	0.2358	<b>0.0899</b>	0.0807	229
25	0.0578	0.6354	0.0122*	0.5444	0.2316	<b>0.0152</b>	0.0136	8403
26	0.1853	0.6317	0.0584	0.8899	0.0373*	<b>0.0430</b>	0.0386	1006
27	0.0776	0.6403	<b>0.0172**</b>	0.3098	0.2649	<b>0.0177</b>	0.0159	6055
28	0.0782	0.5137	0.0071*	0.4385	0.2877	<b>0.0124</b>	0.0111	12925
31	0.0295*	0.6412	0.0169	0.8157	0.1284	<b>0.0345</b>	0.0309	1568
33	0.2688	0.6725	0.0238*	0.9383	0.0353*	<b>0.0555</b>	0.0498	602
34	0.7217	0.7531	0.2194*	0.8916	0.26*	<b>0.3512</b>	0.3150	15
35	0.2128	0.5851	0.0201*	0.9615	0.0287*	<b>0.0491</b>	0.0441	769
36	0.2471	0.6845	0.0283*	0.9608	<b>0.0639**</b>	<b>0.0657</b>	0.0590	429

Total de execuções em cada período:200.000

\* não apresenta sensibilidade a 0,05 e a 0,10 de significância

\*\* não apresenta sensibilidade a 0,05, mas é sensível a 0,10 de significância  
os demais apresentam sensibilidade ao nível de 0,05 de significância

12\*\*\* resultados de execuções com E>0,32

**Tabela 4.4 : Teste de Kolmogorov-Smirnov para eventos**

Eventos 92-93	m	lnTo	TD	SRMAX	SR0	D (0.05)	D (0.10)	no.execuções c/ E> 0,3
ev.7	0.2363	0.5809	0.1469**	0.3894	0.4764	0.1631	0.1463	70
ev.8	0.0634*	0.5409	0.0445*	0.0659*	0.8119	0.0853	0.0765	261
ev.9	0.5202*	0.9186	0.363*	0.5921**	0.3883*	0.6084	0.5457	5
ev.13	0.0569*	0.6505	0.0338*	0.2919	0.5291	0.0680	0.0610	418
ev.16	0.0863*	0.6414	0.0872*	0.2507	0.6267	0.1409	0.1264	94
ev.17	0.0628*	0.5689	0.1311**	0.3181	0.5586	0.1395	0.1251	96
ev.18	0.0978*	0.6485	0.1401*	0.2218	0.9502	0.2055	0.1843	44
ev.19	0.0444*	0.7019	0.0445*	0.4245	0.5095	0.1043	0.0936	173
ev.20	0.1449*	0.6881	0.2304*	0.1654*	0.9791	0.2839	0.2547	23
ev.28	0.0648*	0.6308	0.0645*	0.2907	0.6348	0.1043	0.0936	173
.93-94								
ev.37	0.2788*	0.6786	0.2463*	0.2668*	0.9781	0.3774	0.3386	13
ev.42	0.0429*	0.5685	0.0471*	0.0612*	0.8723	0.0979	0.0878	197
ev.43	0.3266**	0.6787	0.1425*	0.2309*	0.9677	0.3514	0.3152	15
ev.51	0.0759*	0.687	0.0853*	0.4564	0.4676	0.1178	0.1057	135
ev.52	0.7996	0.6669	0.3857*	0.4072*	0.957	0.6084	0.5457	5
ev.53	0.1707*	0.7296	0.2221*	0.2353*	0.9784	0.3403	0.3052	16
ev.57	0.0373*	0.5566	0.0336*	0.3856	0.4006	0.0698	0.0626	395
ev.63	0.036*	0.6279	0.0455*	0.424	0.4762	0.0979	0.0878	197
ev.65	0.049*	0.703	0.0741*	0.3904	0.5496	0.1142	0.1024	144
ev.69	0.0932*	0.7312	0.1221*	0.1462*	0.9699	0.2210	0.1983	38

Total de execuções em cada evento:10.000

\* não apresenta sensibilidade a 0,05 e a 0,10 de significância

\*\* não apresenta sensibilidade a 0,05, mas é sensível a 0,10 de significância  
os demais apresentam sensibilidade ao nível de 0,05 de significância



### *Traçado de hidrogramas simulados*

A partir dos conjuntos de parâmetros que obtiveram maior eficiência, foram simuladas as vazões para os períodos e eventos selecionados, utilizando seus respectivos conjuntos de valores “ótimos” de parâmetros. Foram traçados os gráficos de vazão observada e simulada, com a precipitação, apresentados no anexo 2. As figuras 4.6 e 4.7 apresentam exemplos destes hidrogramas para dois períodos e quatro eventos, respectivamente.

Os hidrogramas informam, pela comparação entre as vazões simulada e observada e o perfil da chuva, o comportamento do TOPMODEL na representação da bacia estudada, e o efeito de cada parâmetro do modelo.

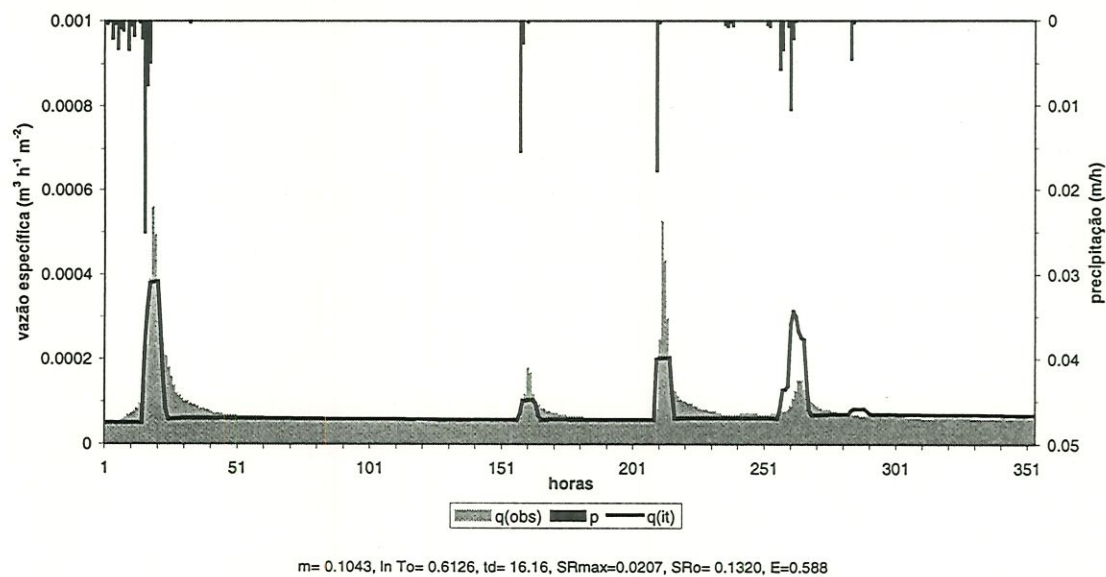
Numa primeira avaliação visual, observa-se que os hidrogramas gerados nas simulações representaram razoavelmente a ocorrência dos picos de vazão e o fluxo base. Um exame mais cuidadoso mostra porém que a maioria dos picos mais altos foram subestimados, ou ‘achatados’, e vários picos baixos não foram sequer simulados pelo modelo. O decaimento da curva de recessão em muitos casos também não foi representado adequadamente na maioria dos eventos.

Analisando-se os eventos isolados que obtiveram eficiência aceitável na simulação, observa-se que suas vazões de pico variaram de 0,0001228 a 0,0006117  $\text{m}^3 \text{h}^{-1} \text{m}^{-2}$ , conforme a tabela 4.2, valores equivalentes à variação de 2 a 10  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$  numa bacia de 59.000.000  $\text{m}^2$ . Como a vazão de base média da bacia está em torno de 1  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ , ou 0,000065  $\text{m}^3 \text{h}^{-1} \text{m}^{-2}$ , é provável que o modelo obtenha simulações melhores de escoamento em eventos de magnitude média a grande, enquanto os eventos menores, com acréscimos inferiores a 1  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$  à vazão de base, teriam limitações para serem simulados.

Para os eventos extremos, o TOPMODEL apresentou uma baixa eficácia na estimativa da vazão, não obtendo simulações com  $E > 0,30$ . Isto ocorreu provavelmente devido à geração de fluxo superficial pela precipitação excedente à capacidade de infiltração (conceito hortoniano) em alguns locais da bacia de solo compactado, onde a condutividade hidráulica superficial é mais baixa. Este tipo de escoamento não é representado pelo TOPMODEL. As observações de campo mostraram a sua ocorrência em caminhos



Período 6(01 a 15/12/92)



Período 11 (15 a 28/02/93)

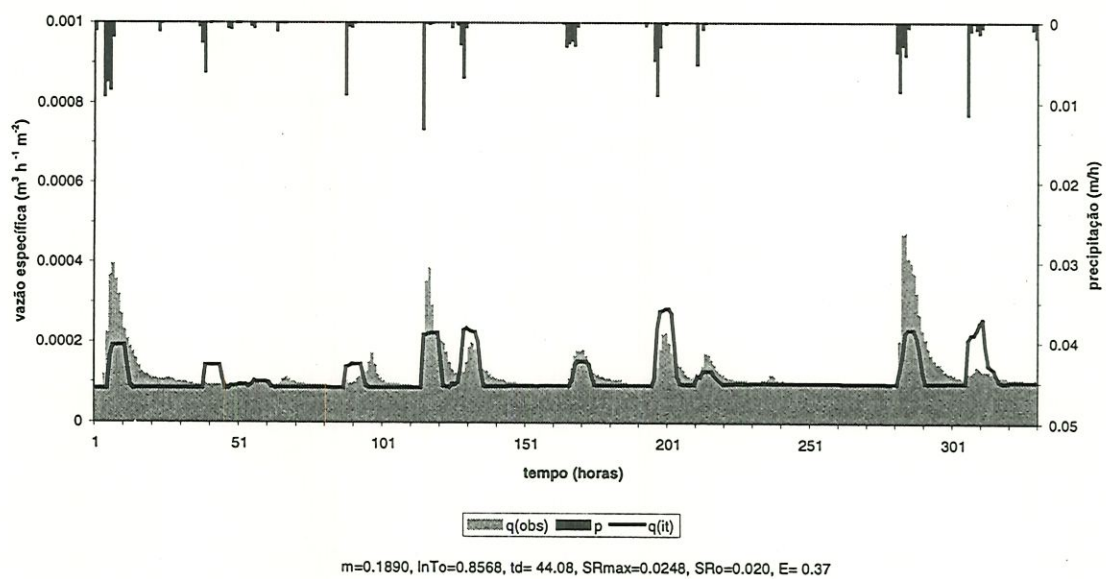
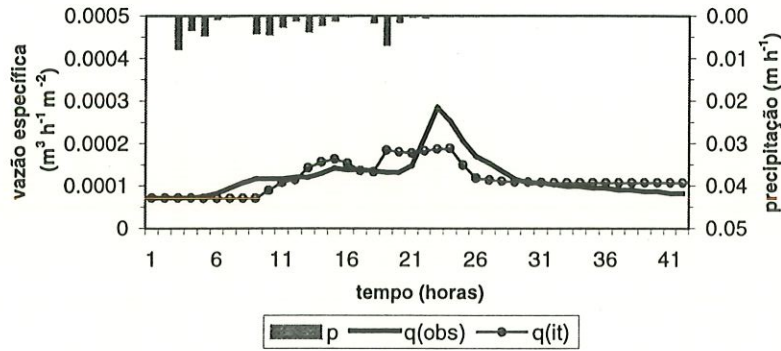


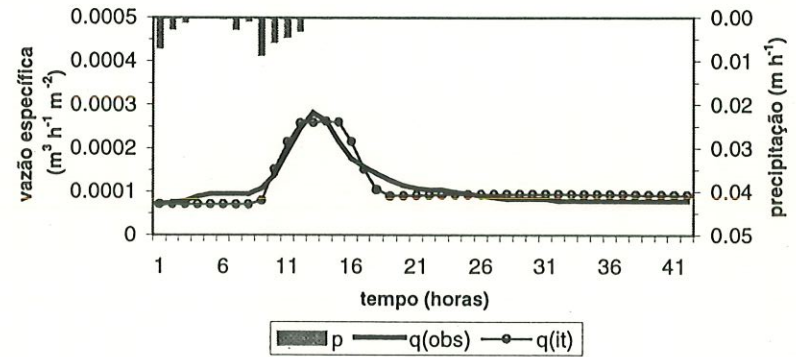
Figura 4. 6: Precipitação e hidrogramas observados e calculados dos períodos 6 e 11.

**Evento 16- Per.8 (11 a 12/01/93 - 48h)**



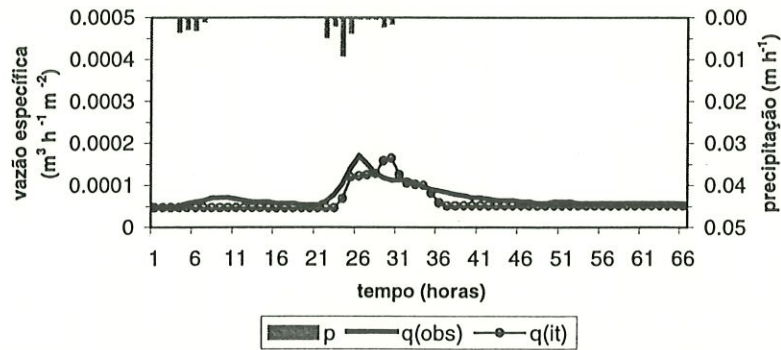
$m = 0.0386$ ,  $\ln T_o = 1.260$ ,  $t_d = 40.90$ ,  $SR_{max} = 0.1500$ ,  $SR_o = 0.0223$ ,  $E = 0.574$

**Evento 28- Per.14 (08 a 10/04/93 - 48h)**



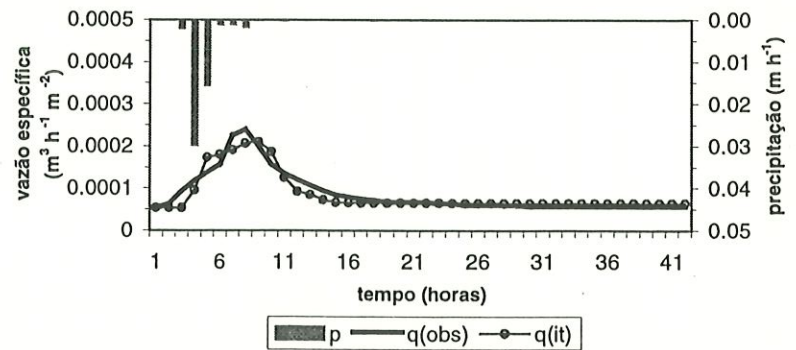
$m = 0.0376$ ,  $\ln T_o = 0.990$ ,  $t_d = 44.30$ ,  $SR_{max} = 0.1170$ ,  $SR_o = 0.0206$ ,  $E = 0.874$

**Evento 37 - Per.19 (14 a 17/09/93 - 72h)**



$m = 0.0607$ ,  $\ln T_o = 0.1067$ ,  $t_d = 33.47$ ,  $SR_{max} = 0.1558$ ,  $SR_o = 0.0202$ ,  $E = 0.56$

**Evento 57- Per.28 (07 a 09/02/94 - 48h)**



$m = 0.1379$ ,  $\ln T_o = 1.437$ ,  $t_d = 3.013$ ,  $SR_{max} = 0.1506$ ,  $SR_o = 0.0228$ ,  $E = 0.891$

**Figura 4.7: Precipitação e hidrogramas observados e calculados de quatro eventos.**

preferenciais de fluxo, em estradas, por exemplo, ou formados por “carreiros” de gado, sendo importantes vetores de processos erosivos em ravinas (Figura 4.8).

A fim de comparar os resultados dos hidrogramas com possíveis ocorrências de problemas nos dados de entrada de precipitação, foi realizada a análise de gráficos mostrando a precipitação diária em três postos (o D4-108, de onde provêm os dados horários, e os postos vizinhos D4-35 e D4-37), para cada um dos períodos avaliados (ver anexo 3). No caso de chuvas que estariam sendo superestimadas pelo posto D4-108 (horário), a resposta do modelo foi, surpreendentemente, mais próxima à vazão real do que nos eventos sem prováveis erros de registro de chuva. Isto ocorreu possivelmente devido à subestimativa dos picos de fluxo na maioria dos hidrogramas, o que compensava a superestimativa das chuvas.

Além disso, notou-se pela análise da precipitação, que nos períodos com chuvas contínuas de baixa intensidade, a manutenção da umidade do solo próxima à condição de saturação favoreceu o desempenho do modelo. Nestes casos, os eventos simulados nos hidrogramas iniciavam praticamente junto com os eventos reais, sem atrasos. Isto confirma a capacidade do TOPMODEL representar adequadamente o escoamento sub- superficial da zona saturada, e o refluxo, no caso de afloramento da zona de saturação. Estes processos são significativos na geração de vazão quando o solo mantém-se em condições de umidade elevada.

O período 11 (figura 4.6) é um exemplo onde o hidrograma mostrou a ocorrência de vários eventos consecutivos que foram simulados com uma boa aproximação pelo modelo, embora a eficiência obtida tenha sido relativamente baixa (0,37). Convém ressaltar que a eficiência isoladamente não informa muito sobre a performance do modelo na simulação.

A partir dos hidrogramas e dos resultados do teste de sensibilidade, apresentam-se a seguir comentários sobre a efetividade de cada parâmetro avaliado do TOPMODEL e a correlação entre os processos físicos de escoamento presentes na bacia e aqueles representados pelo modelo.





**Figura 4.8: Caminho de gado como vetor de processo de caminhos preferenciais de fluxo em pastagens**



*Parâmetro de decaimento exponencial  $m$  ( ou espessura efetiva do solo)*

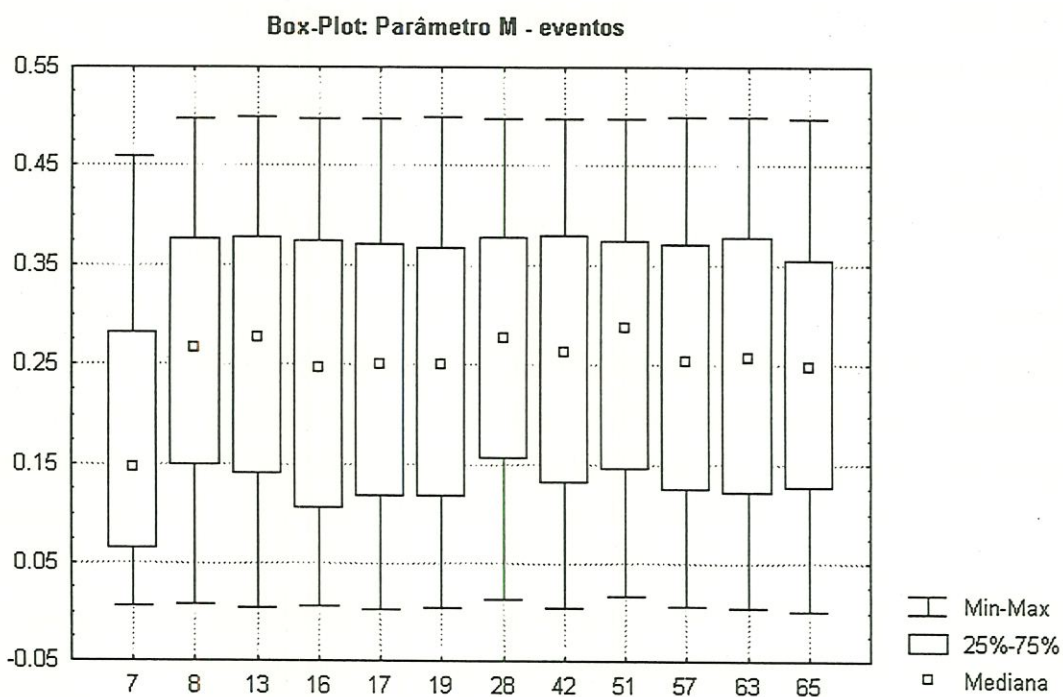
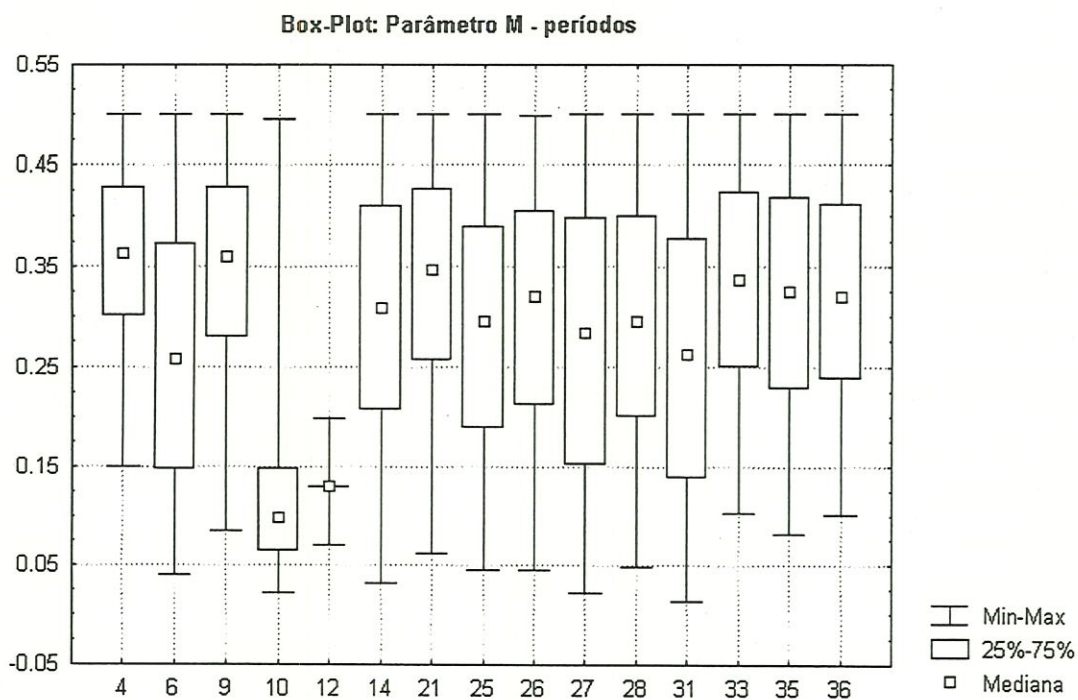
Os valores de estimativa inicial de  $m$  a partir do levantamento de dados de condutividade hidráulica no perfil do solo variaram em torno de 0,05 a 0,11, enquanto pelo método de comportamento da recessão, que relaciona  $1/m$  com a variação do inverso da vazão ao longo do tempo (figura 3.8), os valores calculados de  $m$  foram bem menores, de 0,001 a 0,007. Nos períodos em que o parâmetro mostrou sensibilidade, normalmente a grandeza dos valores considerados aceitáveis para simular a vazão se aproxima da estimativa obtida nos levantamentos pontuais de campo, não tendo relação com a estimativa pelo método da recessão, que integra o comportamento da bacia.

O modelo mostrou sensibilidade a este parâmetro nas simulações dos períodos quinzenais, confirmando o que apontava a literatura a respeito (Beven,1997). Porém, para os eventos, não houve praticamente sensibilidade ao parâmetro  $m$ .

Embora o teste K-S tenha apontado sensibilidade ao  $m$  nos períodos quinzenais, os gráficos que relacionam a eficiência  $E$  aos valores aceitos de  $m$  (Figura 4.3) e o gráfico “box-plot” dos valores de  $m$  (Figura 4.6) mostram uma grande variação dos valores aceitáveis dentro da faixa avaliada (entre 0,001 e 0,50).

Teoricamente, o parâmetro  $m$  teria um papel importante na representação do decaimento da vazão durante a recessão. Valores maiores de  $m$  representam um decaimento menor da transmissividade  $T$  com o déficit de armazenamento, assim como um decaimento mais suave da curva de recessão. A simulação das recessões nos períodos avaliados, inclusive naqueles que obtiveram eficiências mais altas, não representou adequadamente o decaimento da recessão observada (ver figura 4.6 e anexo 2). O decaimento da vazão nas simulações foi mais abrupto que o real, embora os valores de  $m$  sejam elevados.

Nos eventos, a simulação da recessão aparenta ser mais próxima da realidade do que nos períodos, embora ainda hajam alguns problemas (Figura 4.7). Porém, apenas alguns eventos, com vazões de pico variando de 0,00012 a 0,0006 m/h, consideradas médias para a região, obtiveram resultados aceitáveis para simulação, ie,  $E > 0,30$ . Assim, não é possível generalizar que ocorra uma boa representação da recessão nos eventos. Apesar desta



**Figura 4.9:** Gráficos “box-plot” dos valores aceitáveis de  $m$  para períodos (a) e eventos (b).



maior aproximação com a recessão observada, os eventos não foram sensíveis ao parâmetro  $m$ , confirmando a constatação de que este parâmetro não está sendo relevante para representar a recessão das hidrógrafas na bacia estudada.

Segundo Saulnier (1998, comunicação pessoal), o parâmetro  $m$  pode não ser efetivo no modelo, caso a forma da recessão não seja hiperbólica, que corresponde à equação de decaimento exponencial da transmissividade hidráulica utilizada no cálculo do escoamento lateral  $q_{it}$ . Neste caso, nenhum valor de  $m$  permitiria reconstituir as recessões corretamente.

Uma hipótese a ser levantada para justificar tal fato é que o decaimento exponencial teórico pressuposto no TOPMODEL, da condutividade em função da profundidade, pode não ocorrer de fato em todos os solos da bacia estudada. Os resultados de condutividade hidráulica saturada medida no campo (fig.3.3) mostram que, embora a mediana do conjunto geral de valores e o transecto B apresentassem um decaimento exponencial com a profundidade, os diferentes transectos apresentaram um decaimento suave, que não seria bem representado pelo decaimento exponencial.

Recentemente, existem algumas abordagens tentando relaxar o pressuposto do TOPMODEL de decaimento exponencial uniforme para a bacia. Para algumas regiões e tipos de solo, outras funções representam melhor a relação entre a transmissividade e o déficit hídrico no solo, havendo formulações alternativas com equações potenciais de primeira e segunda ordem, que representam relações do tipo linear e parabólico (Ambroise et al., 1996; Kirkby, 1997).

Além disso, pode-se considerar que uma bacia possui vários valores de  $m$ , e embora seja impraticável relacionar diferentes valores de  $m$  para todos os caminhos de fluxo, a divisão da bacia em duas ou algumas poucas áreas distintas é aconselhada por Kirkby (1997).

#### *Parâmetro de transmissividade lateral do solo ( $T_0$ )*

A análise mostrou grande sensibilidade do modelo às variações deste parâmetro tanto para períodos quanto para eventos. Os valores obtidos pelas simulações foram mais elevados do que os medidos no campo, como era esperado pelos efeitos de escala, macroporosidade e caminhos preferenciais. Os valores medianos de  $\ln T_0$  variaram de  $-1$  a  $1$ ,

correspondentes a 0,37 e 2,7 m<sup>2</sup>/h, o que representa uma superestimativa dos valores de campo, cujas médias estavam em torno de 0,05 e 0,07 m<sup>2</sup>/h. Existem referências de valores calibrados tão altos, que perdem todo o sentido físico, como mostra o trabalho de Franchini et al. (1996), onde se obtiveram valores de condutividade hidráulica saturada ( $K_0$ ) variando de 35 a 650 m/h, correspondendo a uma transmissividade ( $T_0$ ) de 0,6 a 9,74 m<sup>2</sup>/h, uma vez que o valor de  $f$  foi também bastante alto (66,67 e 58,8 m<sup>-1</sup>).

Sobre a validade dos valores de transmissividade, Saulnier (1996) ressalta que o parâmetro refere-se à condutividade lateral, ao passo que as medições de campo supõe a isotropia dos solos, e refletem a condutividade vertical. O autor cita dados de Le Meillour (1996) e Taha (1995) mostrando que a condutividade lateral chega a grandezas até 100 vezes maior que a vertical, como no exemplo em que foram medidas condutividades laterais da ordem de 150 m/h onde estimavam-se as verticais em aproximadamente 2m/h.

Os gráficos box-plot (figura 4.10) mostram que os períodos do segundo ano hídrico e os eventos obtiveram valores mais baixos de transmissividade para as simulações aceitáveis quando comparados aos valores dos períodos quinzenais do primeiro ano hídrico, indicando uma maior aproximação com os valores físicos reais observados no campo.

O comportamento da recessão da hidrógrafa, com uma queda abrupta da curva de recessão, tem relação com os altos valores de  $T_0$ . Como mostra a equação 1.16, abaixo, o escoamento lateral é diretamente proporcional ao valor da transmissividade lateral saturada:

$$q_i = T_0 \tan \beta \exp(-S_i / m) \quad (\text{Eq.1.16})$$

A superestimativa de  $T_0$  pode estar resultando em altos valores de escoamento lateral, com um rápido esvaziamento do reservatório de drenagem gravitacional, o que resulta em hidrógrafas com quedas abruptas (Durand et al., 1992).

A figura 4.11 mostra gráficos de fluxo vertical (da zona não saturada para a zona saturada) **quz** em função do tempo. O esvaziamento rápido da zona não saturada confirma a superestimativa de  $q_{i,t}$  (fluxo lateral) como responsável pelos desvios apresentados nos hidrogramas. No entanto, a causa pode não ser apenas os altos valores de  $T_0$ , mas o valor da declividade dado por  $\tan \beta$  (Pruski, 1998, comunicação pessoal). Além da possível inadequação do grid de 20 metros, o pressuposto do TOPMODEL de uma zona saturada

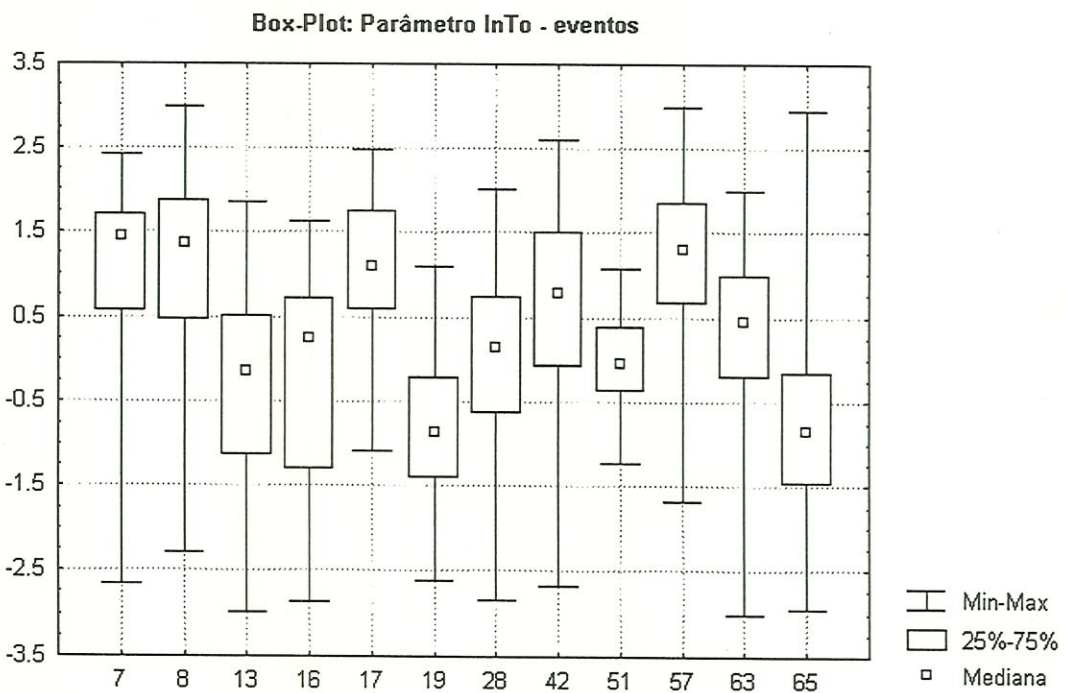
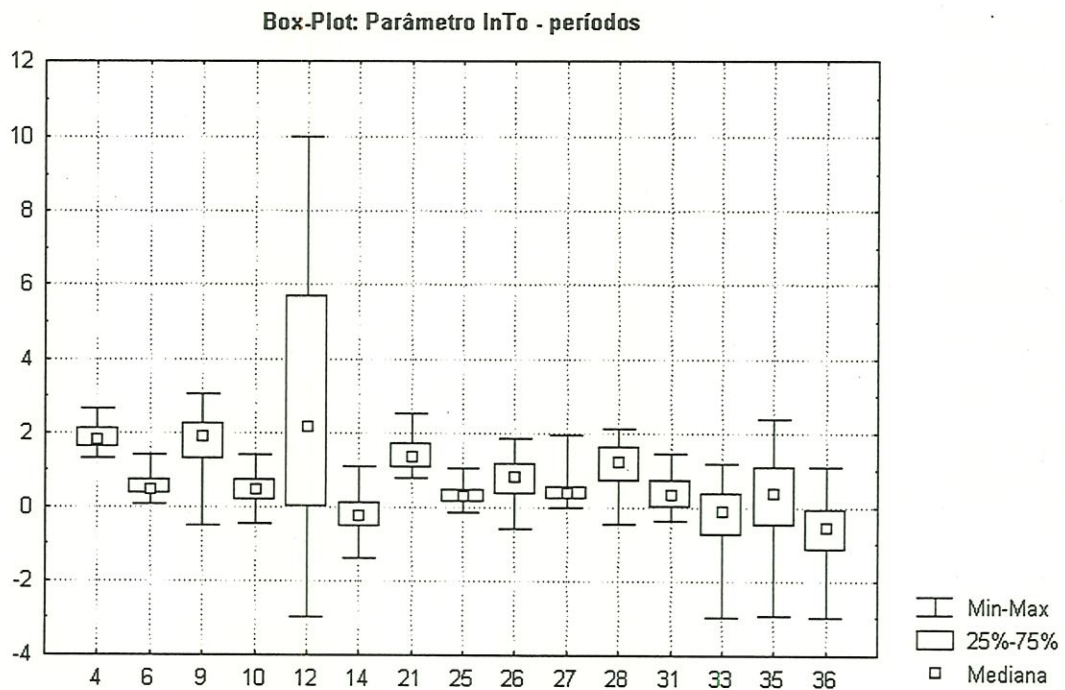


Figura 4.10: Gráficos “box-plot” dos valores aceitáveis de  $\ln To$  para períodos e eventos.



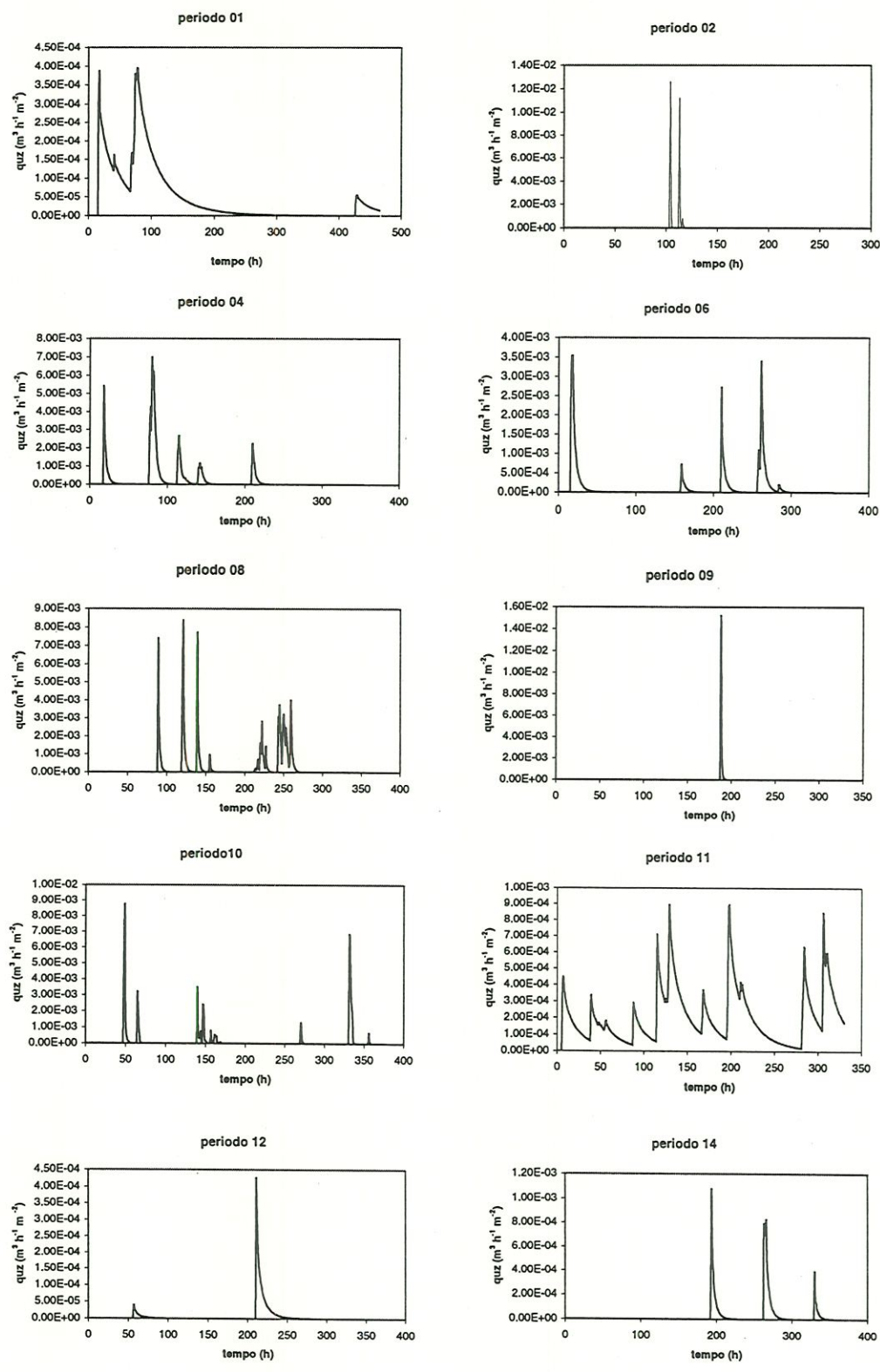


Figura 4.11 (a): Fluxo vertical da zona não-saturada para a zona saturada ( $quz$ ) em função do tempo, para os períodos simulados no primeiro ano (92/93).

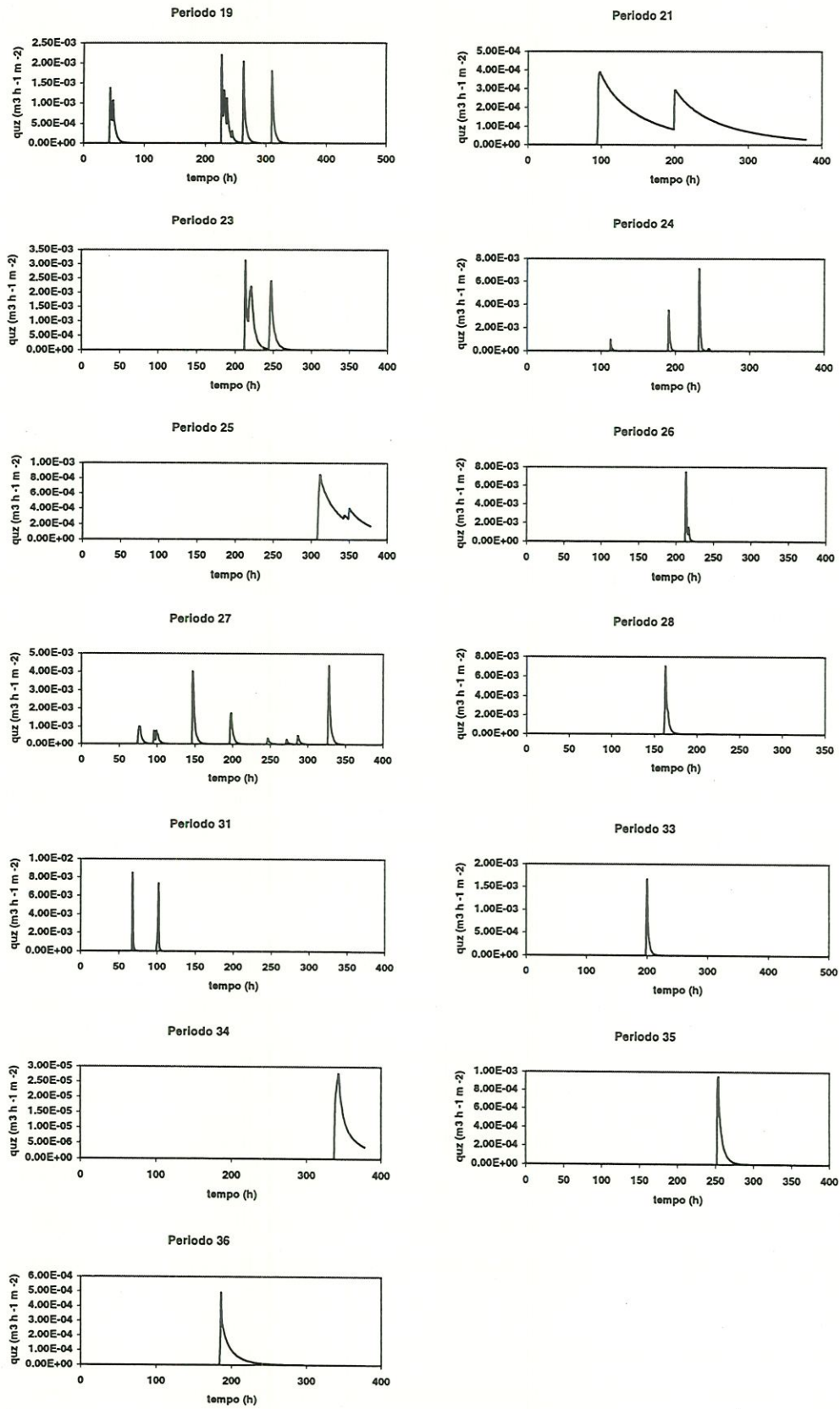


Figura 4.11 (b): Fluxo vertical da zona não-saturada para a zona saturada (quz) em função do tempo, para os períodos simulados no segundo ano (93/94)

paralela à topografia do terreno não corresponde à realidade. A declividade do lençol freático, ou mesmo de uma zona de saturação mais próxima à superfície, normalmente é mais suave que a declividade do terreno, especialmente para o caso de uma bacia com áreas escarpadas, como a de Analândia.

Os valores superestimados do fluxo vertical apresenta-se então como uma outra justificativa para a não sensibilidade do modelo ao parâmetros  $m$ . Pois provoca uma queda abrupta da vazão durante a recessão, que o valor de  $m$  não é capaz de suavizar, dando-lhe a forma hiperbólica.

#### *Parâmetro de tempo de retardo ou tempo de resposta (TD)*

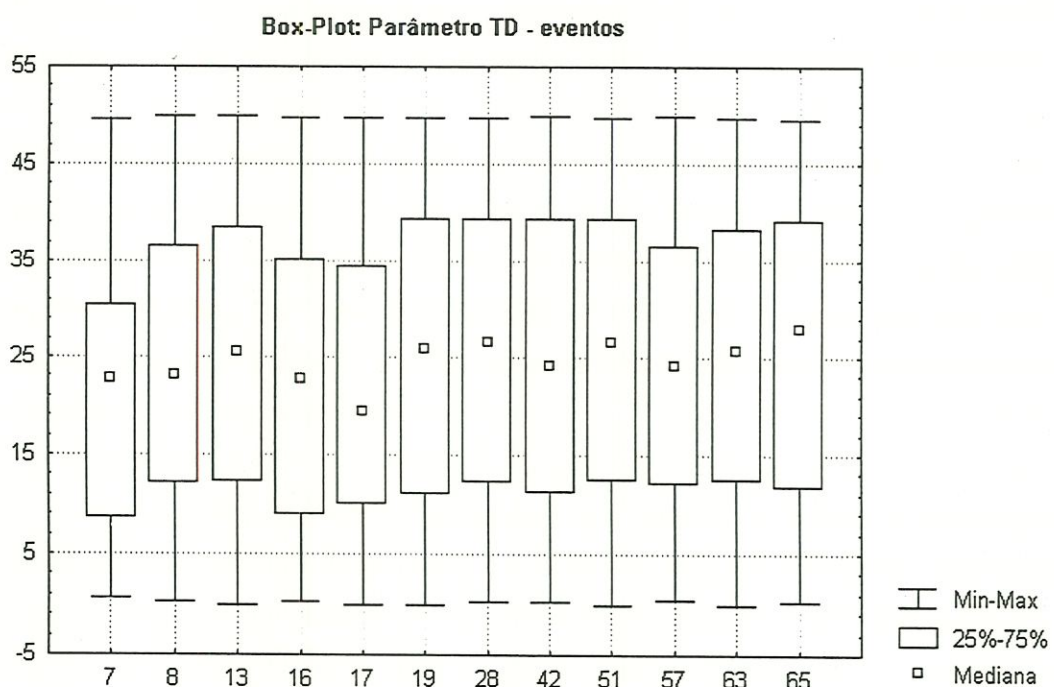
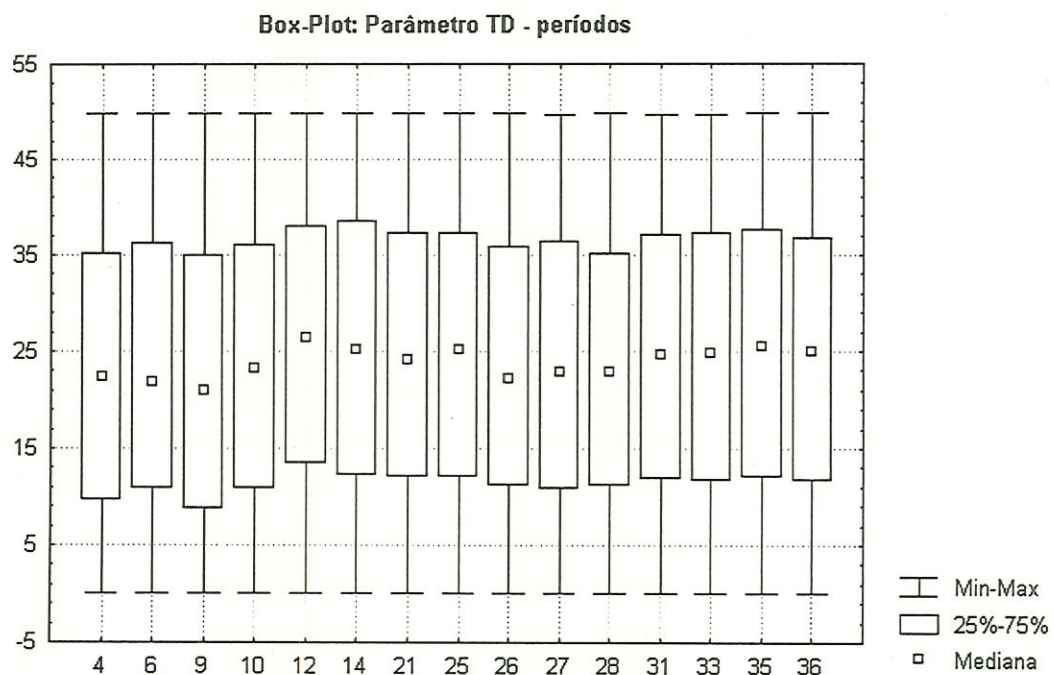
O modelo não apresentou sensibilidade a este parâmetro, como já foi demonstrado pelos testes preliminares e encontrado em outros trabalhos.

O tempo de retardo é utilizado para modelar o movimento da água na zona não saturada, gerando um atraso na chegada da precipitação até a zona saturada deficitária. Este tempo de retardo é inócuo quando a zona não-saturada não é ativa no modelo para a bacia estudada, ocorrendo a percolação da água para a zona saturada, num único passo de tempo. Isto ocorre para valores baixos do tempo de retardo, que deve ser o caso em Analândia, onde o solo arenoso apresenta uma alta permeabilidade (Iorgulescu e Jordan, 1994).

Os gráficos “box-plot” da figura 4.12 mostram que o modelo conseguiu se ajustar em uma larga faixa de valores para o tempo de retardo (de 1 a 50 horas/metro). Uma hipótese apontada por Saulnier (1998, comunicação pessoal) para a não-sensibilidade do modelo ao TD são os altos valores calibrados de  $T_0$ , ocasionando o esvaziamento rápido da zona não-saturada (Figura 4.11). De fato, os valores de TD são determinados em função da transmissividade: maior o valor de  $T_0$ , maior deve ser o valor de TD para ter alguma chance de atrasar o transporte na zona não-saturada. No caso da bacia estudada, mesmo um tempo de retardo (TD) grande pode não ser suficiente para diminuir a velocidade do escoamento.

Além do alto valor de  $T_0$ , o rápido escoamento é função também da superestimativa da declividade da zona saturada, computada como  $\tan \beta$  pelo modelo, conforme foi discutido no item anterior.





**Figura 4.12: Gráficos “box-plot” dos valores aceitáveis de TD para períodos e eventos.**

*Parâmetro de capacidade máxima de armazenamento na zona das raízes (SRmax)*

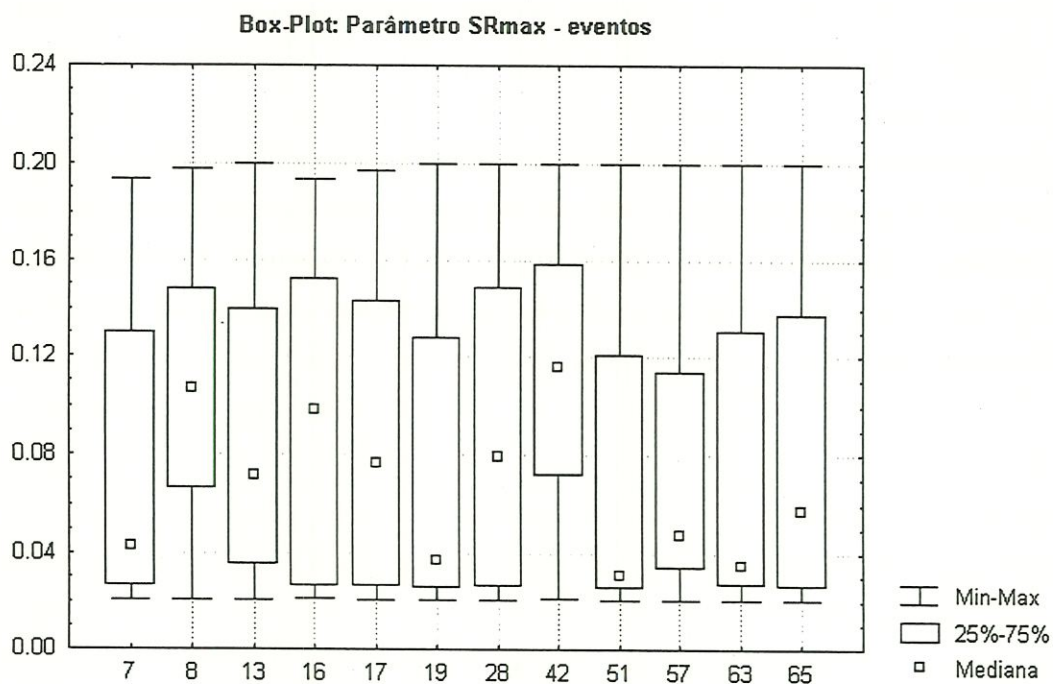
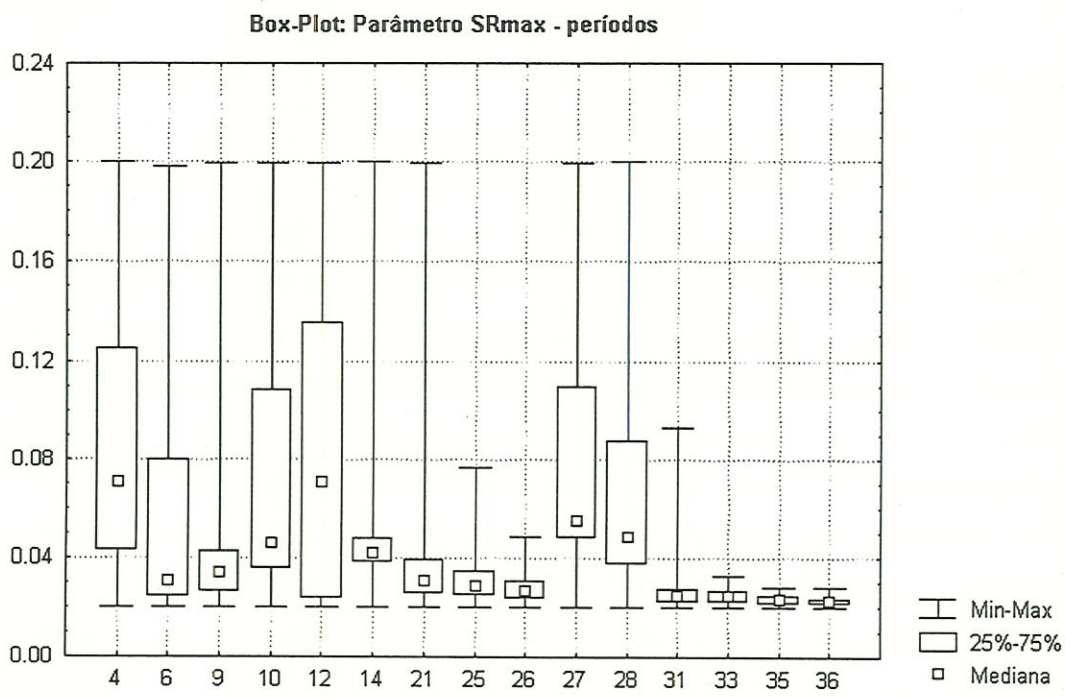
A sensibilidade ao parâmetro SRmax foi observada para eventos e períodos (figura 4.13), com valores médios bem próximos ao estimado pelo estudo de campo, o que indica a possibilidade de se fixar este parâmetro quando se tem dados de porosidade do local. Em geral, os períodos mostraram uma sensibilidade maior à capacidade de armazenamento do solo que os eventos isolados.

Este parâmetro tem relação direta com a determinação da evapotranspiração real, que depleciona o armazenamento na zona das raízes quando a zona drenada por gravidade é exaurida. Os hidrogramas da bacia estudada mostram que as primeiras chuvas dos períodos quinzenais não são percebidas pelo modelo, assim como as chuvas ocorridas após um período prolongado de estiagem (ver figura 4.6 e anexo 2). Nestes dois casos, o reservatório de drenagem rápida permanece desativado até o preenchimento da zona das raízes.

Por outro lado, quando a condição de umidade do solo é próxima à saturação, após várias horas de chuva, a resposta de elevação da vazão simulada a um novo evento de precipitação é imediata, com uma queda também rápida com a cessação da precipitação.

O tempo para o modelo iniciar a simulação destes primeiros eventos em um hidrograma, deve estar associado a um elevado déficit na zona das raízes, ocasionado pela superestimativa da evapotranspiração real. Este déficit aumenta devido a valores altos da capacidade máxima de armazenamento SRmax, o que é pouco provável, ou da evapotranspiração potencial. É possível que o método de cálculo da evapotranspiração seja inadequado para a região de estudo.

Vale ressaltar também a sazonalidade que deve ser associada a este parâmetro (SRmax), merecendo investigações mais detalhadas e avaliações com outros anos hídricos. Como foi sugerido por Saulnier (1998, comunicação pessoal), é conveniente buscar um modelo mais adequado para variar as perdas por evapotranspiração, acoplando-o ao TOPMODEL a fim de simular as vazões de períodos prolongados, uma vez que este simula bem a vazão de base.



**Figura 4.13: Gráficos “box-plot” dos valores aceitáveis de SRmax para períodos e eventos.**



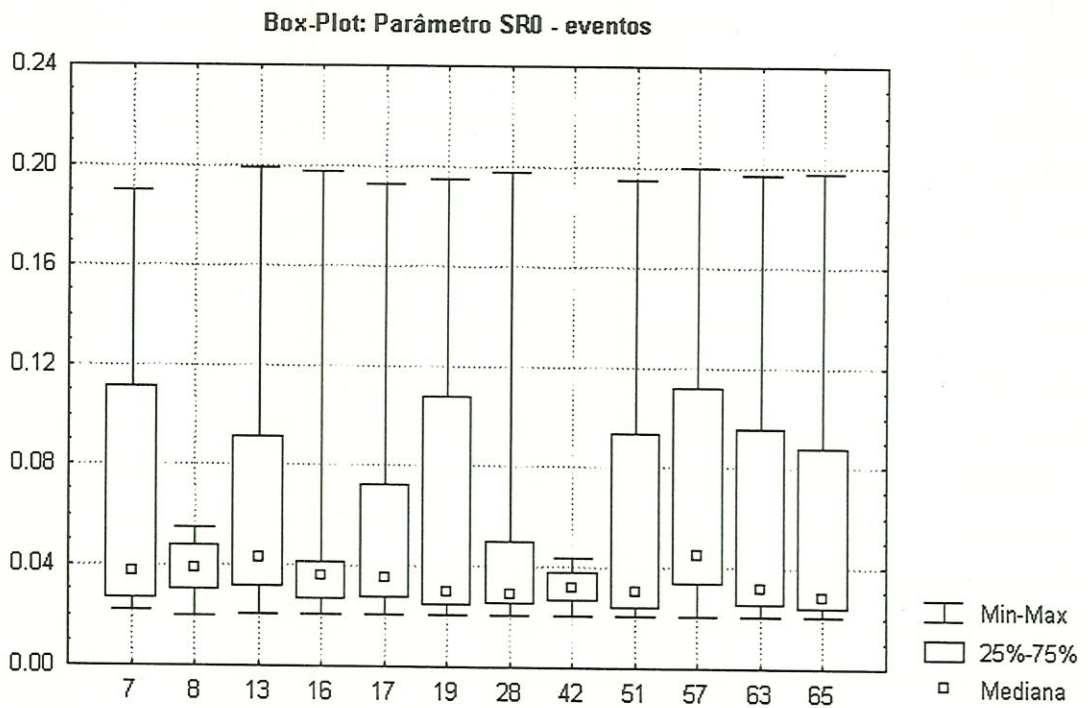
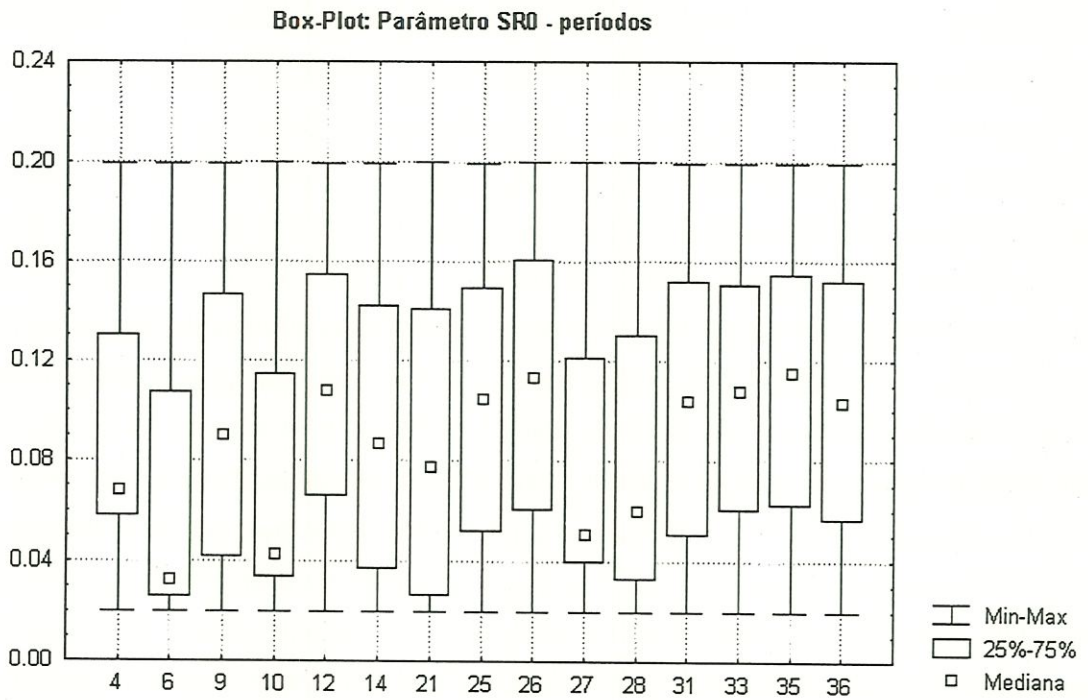


*Parâmetro de déficit inicial de armazenamento de água do solo (SRo)*

Ao contrário do SRmax, o parâmetro SRo mostrou maior efetividade, i.e., o modelo é mais sensível ao parâmetro, na simulação de eventos que na simulação de períodos (ver figura 4.14). A justificativa é simples: para períodos maiores de tempo, como os quinzenais, de 360 a 384 horas, o efeito do déficit inicial é diluído na simulação, enquanto em eventos de 20 a 50 horas de duração este déficit inicial tem um papel preponderante. Os resultados mostram que, para os eventos, a sensibilidade ao déficit inicial é inclusive maior que a sensibilidade à capacidade de armazenamento na zona das raízes (SRmax).

Um estudo hidrológico de Molicová et al. (1997), numa bacia tropical úmida de cobertura florestal, mostrou que as condições iniciais de umidade da bacia influenciaram não só o tempo para o início da hidrógrafa, sendo necessárias diferentes quantidades de chuva para provocar o escoamento direto, como também interferiram no valor total do escoamento. Isto foi observado em dois eventos cujos totais e taxas de intensidade de precipitação não eram significativamente diferentes para justificar a grande diferença entre os escoamentos totais observados.

A sensibilidade ao déficit inicial indica a importância de considerar as condições prévias de umidade da bacia na simulação de eventos. O uso da calibração como ferramenta para determinar este parâmetro, quando não se dispõe da informação real, é um procedimento útil, mas pode falsear o valor físico de SRo, calibrando o modelo com conjuntos de valores que se compensam para simulação da vazão.



**Figura 4.14:** Gráficos “box-plot” dos valores aceitáveis de *SR0* para períodos e eventos.

## CONCLUSÕES

À medida que os resultados foram se apresentando no decorrer deste trabalho, houve um crescente aprendizado dos conceitos propostos pelo TOPMODEL para a compreensão dos processos geradores de escoamento. A partir disso foi possível sintetizar algumas breves conclusões a respeito do uso do modelo nas condições estudadas de uma meso-bacia em região de clima sub-tropical. São elas:

1- O modelo simula razoavelmente a vazão de períodos e eventos, utilizando diferentes combinações de valores dos parâmetros, muitas vezes sem significado real, o que torna a validade física do modelo questionável. Além disso, a simulação das vazões máximas não se mostrou possível pelo TOPMODEL, inviabilizando seu uso onde a previsão de eventos extremos é necessária.

2- As limitações ao processo de modelagem referem-se primeiramente à representação das condições de contorno, como os dados de precipitação e evapotranspiração, que não refletem a variabilidade espacial da bacia.

Aconselha-se a utilização de vários postos pluviográficos, ou, no caso da inexistência de tais postos, uma correção baseada na distribuição espacial de chuvas. Para o estado de São Paulo, foi elaborado recentemente um estudo desta distribuição pelo DAEE.

Para melhorar a estimativa das perdas por evapotranspiração, a inclusão de um modelo mais detalhado acoplado ao TOPMODEL é uma alternativa recomendável. Isto possibilitaria o seu uso em períodos mais longos, uma vez que o TOPMODEL mostrou um bom potencial para simulação do fluxo base, contemplando também a estimativa de vazões mínimas.



3- A ausência de sensibilidade do modelo a certos parâmetros indica como limitante à aplicação do modelo a não-equivalência entre os processos de escoamento representados pelo TOPMODEL e os processos que ocorrem de fato na bacia. Um dos pressupostos do modelo que não corresponde à realidade é que “a declividade do lençol sub-superficial é igual à do terreno”. Na verdade, a zona saturada não é paralela à superfície do solo. A superestimativa da declividade da zona saturada, dada pela componente  $\tan\beta$ , acarreta valores muito altos do fluxo lateral e o conseqüente rápido esvaziamento do reservatório de drenagem rápida do solo.

4- O pressuposto do decaimento exponencial da condutividade hidráulica em função da profundidade ou do déficit de umidade é um artifício de simplificação de cálculo utilizado pelo TOPMODEL. No entanto, o uso de uma função exponencial pode não ser o mais adequado para todos os solos de uma bacia, exigindo estudos de campo mais detalhados e exercícios de simulação para determinar outras funções que relacionem os perfis de condutividade com o déficit de saturação.

Uma sugestão para melhorar a estimativa da transmissividade hidráulica é regionalizar a bacia, atribuindo-se diferentes valores à transmissividade ou condutividade superficial, e ao parâmetro de decaimento  $m$ , para as distintas sub-divisões.

As modificações indicadas para introduzir no modelo a variabilidade espacial de dados de precipitação ou de parâmetros como a transmissividade, têm a desvantagem de diminuir o principal atributo do TOPMODEL: a simplicidade de cálculo oferecida pela integração dos parâmetros da bacia, em detrimento da contabilização da variabilidade existente.

Nas condições estudadas, de clima sub-tropical, o tipo de chuva, de origem orográfica ou convectiva, caracteriza-se por pancadas intensas e isoladas, diferindo em intensidade e frequência das chuvas ciclônicas de regiões temperadas, para as quais o modelo foi desenvolvido. Deste modo, a utilização do TOPMODEL, está condicionada a modificações consistentes, ainda que estas diminuam suas facilidades originais. Do contrário, sua aplicação pode ser tão limitada quanto a de um modelo empírico. Inclusive, uma investigação recomendada é a comparação da eficiência do TOPMODEL, aos resultados oferecidos por modelos mais simples do tipo “black-box”.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMBROISE, B. BEVEN, K. e FREER, J. Toward a generalization of TOPMODEL concepts: Topographic indices of hydrological similarity. **Water Resources Research**, v.32,n.7, 2135-2145, julho/ 1996.
- AMBROISE, B., FREER, Jim e BEVEN, Keith. Application of a generalized TOPMODEL to the small Ringelbach catchment, Vosges, France. **Water Resources Research**, 32(7), p.2147-2159, julho/1996.
- AMOOZEGAR, A. Compact Head Permeameter: A Convenient Device for Measuring. In: TOPP et al. (ed.) **Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice**. Madison, WI : Soil Science Society of America Special Pub. No. 30, 1992. p.31-42.
- ANDERSON, M. G. e BURT, T.P. Modelling Strategies. In: Idem (Ed.) **Hydrological Forecasting**, cap.1. Willey, Chichester, pp.1-13. 1985.
- BACCHI, O.O.S. Análise comparativa de métodos de determinação da condutividade hidráulica de solos não saturados. Piracicaba, 1988. Tese (Doutorado) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”
- BEVEN, K. “Distributed models” In: Anderson, M.G. & Burt, T.P. (Ed.) **Hydrological Forecasting**, cap.13. Willey, Chichester, pp.405-435. 1985.
- BEVEN, K. “TOPMODEL: A Critique”. **Hydrological Processes**, vol.11, n.9, p.1069-1085. julho, 1997.
- BEVEN, K. J. & KIRKBY, M.J. “A physically based, variable contributing area model of basin hydrology”. **Hydrological Sciences Bulletin**, v.24, n1-3, p.43-69, 1979.
- BEVEN, K. J.; LAMB, R.; QUINN, P.; ROMANOWICZ, R.; FREER, J. “TOPMODEL”, in: **Computer Models of Watershed Hydrology**, Water Resources Publications. V.P. Singh ed., pp.627-668. 1995

- BLACKIE, J.R. & EELES, C.W.º (1985) "Lumped catchments models" In: Anderson, M.G. & Burt, T.P. (Ed.) **Hydrological Forecasting**, cap.11. Willey, Chichester, pp.311-345.
- BROOKS, K. et alli. **Hydrology and the Management of Watersheds**. Iowa State University Press, Ames, IW. 1991, 392p.
- CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R. e MAYS, L. W. **Applied Hydrology**, Chap. Atmosphere Water, Mc-Graw-Hill Int. Ed., p.53-98, 1988.
- COMISSÃO ESPECIAL / CONSEMA – Resolução 50/94 "APA Corumbataí e Piracicaba Área I: Propostas para a regulamentação do Decreto estadual 20960/83 e da Lei Estadual 7438/91" (não publicado)
- COOK, F.J. e MACKENZIE, D.H. **Soil Hydraulic Conductivity Measurement**. Canberra, s.ed., 1994.
- COUGHLAN, K. J., McGarry, D. Loch, R.J., Bridge, B., Smith, G.D. "The Measurement of Soil Structure – Some Practical Initiatives." **Aust. Journal of Soil Research**, 29: 869-889, 1991.
- DUNNE, T. e LEOPOLD, L.B. **Water in th Environmental Planning**, Ed. W.H. Freeman and Company, São Francisco, 1978. p.818.
- DURAND, P.; ROBSON, A. e NEAL, C. Modelling the hydrology of submediterranean montane catchments (Mont-Lozère, France) using TOPMODEL: initial results. **Journal of Hydrology**, 139: 1-14, 1992.
- EMBRAPA (1979). **Manual de métodos de análise de solo**, Gráfica Editora Arte Moderna Ltda.
- FRANCHINI, M.; WENDLING, J.; OBLED, C.; TODINI, E. (1996) "Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL". In: **Journal of Hydrology**, v. 175, p.293-338.



- HAAN, C.T.; JOHNSON, H.P.; BRAKENSIEK, D.L. "Hydrologic System Synthesis" In: HAAN, C.T.; JOHNSON, H.P.; BRAKENSIEK, D.L. (Ed.) **Hydrologic Modeling of Small Watershed**, Cap.1. Am. Soc. of Agr. Engrs., St. Joseph, MI, 169-225. 1982.
- HUGGINS, L.F.; BURNEY, J.R. Surface Runoff, Storage and Routing. In: HAAN, C.T.; JOHNSON, H.P.; BRAKENSIEK, D.L. (Ed.) **Hydrologic Modeling of Small Watershed**, Cap.5. Am. Soc. of Agr. Engrs., St. Joseph, MI, 169-225. 1982.
- INSTITUTO FLORESTAL. **Inventário Florestal**. São Paulo, 1993.
- IORGULESCU, I.; JORDAN, J.-P. (1994) "Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment". In: *Journal of Hydrology*, v. 159, p.255-273.
- IPT. Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. Escala 1:1.000.000. 2v. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 1981. 94p.
- KIM, S.; DELLEUR, J.W. "Sensitivity Analysis of Extremes of TOPMODEL for Agricultural Watersheds equipped with tile drains". *Hydrological Processes*, v.11, n.9, Special Issue: TOPMODEL, 1243-1261, Jul. 1997.
- KIRKBY, M.J. "TOPMODEL: A Personal View" .In: *Hydrological Processes*, v.11, n9, p.1087-1097, 1997.
- KOFFLER, N.P. "Análise da utilização do uso da terra da bacia do rio Corumbataí (SP) através de técnicas de mapeamento". Relatório de Pesquisa, UNESP, Rio Claro, 43p., 1993.
- LIMA, W. P. **Impacto Ambiental do Eucalipto**. São Paulo: EDUSP, 1993.
- LIMA, W. P.; ZAKIA, M.J.B. (1997) "Hidrologia de Matas Ciliares" Piracicaba. 24p. (Texto não publicado)
- LINACRE, Edward T. "A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone" *Agricultural Meteorology*, 18, p.409-424, 1977.

- Mc CULLOCH, J.S.G.; ROBINSON, M. (1993) "History of Forest Hydrology". **Journal of Hydrology**, v. 150, p.189-216.
- Mc NAUGHTON, K.G.; JARVIS, P.G. (1983) "Predicting effects of vegetation changes on transpiration and evaporation" In: Koslovsky, "Water Deficit and Plant Growth", vol. VII, p. 1-47.
- MENDIONDO, E.M.; TUCCI, C. E. M. "Escalas Hidrológicas. II: Diversidade de Processos na Bacia Vertente", **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**,v.2, n.1, p.81-100, Jan/Jun, 1997.
- MINE, M.R.M.; CLARKE, R.T. "O uso do TOPMODEL em condições brasileiras: Resultado preliminar", **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**,v.1, n.2, p.89-105, Jul/Dez 1996.
- OSTENDORF, B.; MANDERSCHEID, B. "Seasonal Modelling of Catchment Water Balance: A two-level cascading modification of TOPMODEL to increase the realism of spatio-temporal processes". **Hydrological Processes**, v.11, n.9, Special Issue: TOPMODEL, 1231-1242, Jul. 1997.
- QUINN, P.F.; BEVEN, K. J.;CHEVALIER, P.; PLANCHON,O. "The Prediction of Hillslope Flow Paths for Distributed Hydrological Modelling Using Digital Terrain Models, **Hydrological Processes**, v.5, p.59- 79, 1991.
- QUINN, P.F.; BEVEN, K. J.; LAMB, R. "The  $\ln(a/\tan\beta)$  index: how to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework". In: **Hydrological Processes**, v. 9, n.3, p.783-790, 1995.
- SALATI, E. Diagnóstico ambiental sintético e qualidade da água como subsídio para o planejamento regional integrado da Bacia Hidrográfica do Rio Corumbataí (SP). São Carlos. Tese (Doutorado). Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo. 199 p. 1996.

- SAULNIER, G-M. (1996) Information Pedologique spatialisee et traitements topographiques ameliorees dans la modelisation hydrologique par TOPMODEL. Grenoble, 1996. 283p. Tese (Docteur) -L'Institut National Polytechnique de Grenoble.
- SIEGEL, Sidney. **Nonparametric Statistics: for the Behavioral Sciences** Tokyo: McGraw-Hill Book Company, 1956. 312p., p.127-136, 279.
- SILVA, Ana Paula B. A.. "Desenvolvimento e subsídios para Aproveitamento Hidroagrícola do Estado de Sergipe com base nas condições hidrometeorológicas. São Carlos, 1992. 141p. Dissertação (Mestrado) - EESC/USP
- SIVALAPAN, M.; BEVEN, K.; WOOD, E.F. "On hydrological similarity:2. A scaled model of storm runoff production." In: **Water Resources Research**, 23(12):2266-2278, 1987.
- SIVALAPAN, M., WOODS, R. S. e KALMA, J. D. "Variable bucket representation of TOPMODEL and Investigation of the effects of Rainfall Heterogeneity" **Hydrological Processes**, v.11, n.9, p.1307-1330, julho, 1997.
- SKLASH, M. e FARVOLDEN, R. "The Role of Groundwater in Storm Runoff", **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 43, p.45-65. 1979.
- TALLAKSEN, L.M. "A review of baseflow recession analysis". In: **Journal of Hydrology**, 165:349-370, 1995.
- TALSMA, T. (1987). "Re-evaluation of the well permeameter as a field method for measuring hydraulic conductivity." **Aust. J. Soil Res.**, 25: 361-368.
- TROENDLE, C.A. (1985) "Variable source area models" In: Anderson, M.G. & Burt, T.P. (Ed.) **Hydrological Forecasting**, cap.12. Willey, Chichester, pp.347-403.
- TUCCI, C.E.M. e BELTRAME, L.F.S. Evaporação e Evapotranspiração. In: TUCCI, C.E.M. (Org.), **Hidrologia 4: Ciência e Aplicação**. Edusp, ABRH e UFRGS, 1993. Cap. 7, p.253-288.

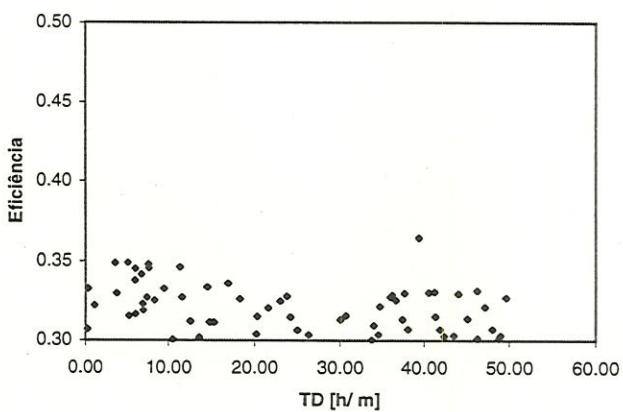
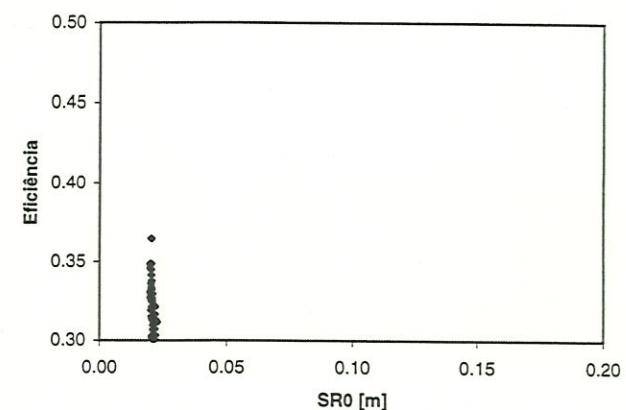
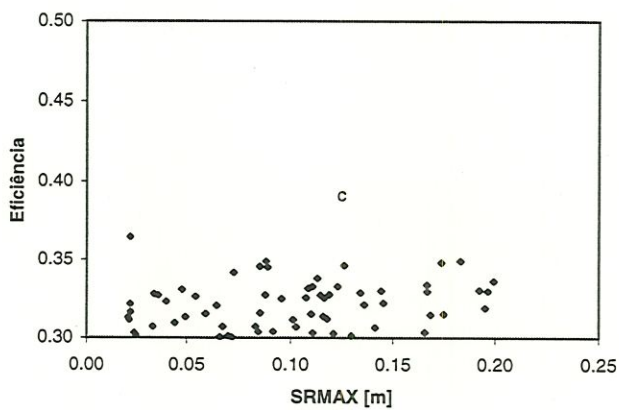
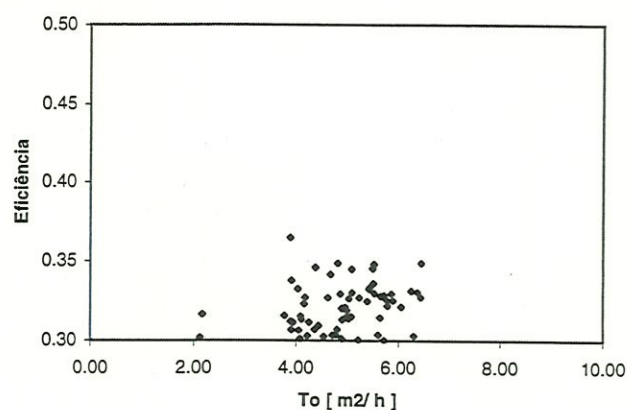
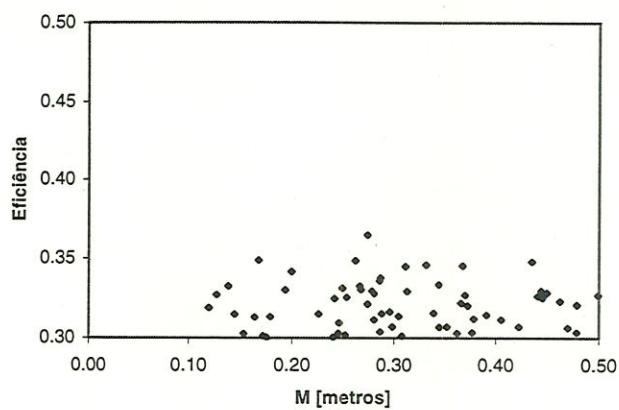


- WHITE, I. , SULLY, M. J., PERROUX, K. M. "Measurement of Surface – Soil Hydraulic Properties: Disk Permeameters, Tension Infiltrometers, and Other Techniques" In: TOPP et al. (ed.) **Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice**. Madison,WI : Soil Science Society of America Special Pub. No. 30, 1992.
- WHITEHEAD, P.G. e ROBINSON, M. (1993) "Experimental basin studies - an international and historic perspective of forest impacts", **Journal of Hydrology**, v. 145, p.217- 230.
- WOOD, E.F. , SIVALAPAN, M., BEVEN, K. & BAND, L. (1988) "Effects of Spatial Variability and Scales withj implications to Hydrological Modelling". **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 102, p.29-47.
- WOOLHISER, D.A. "Search for physically based runoff model - a hydrologic El Dorado?" **Journal of Hydraulic Engineering**, vol. 122. No. 3, pp.122-129. 1996.
- ZAKIA, M.J.B. Identificação e Caracterização da Zona Ripária em uma Microbacia experimental: Implicações no Manejo de Bacias Hidrográficas e na Recomposição de Matas Nativas. São Carlos, 1998. 93p. Tese (Doutorado) – Escola Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.

ANEXO 1

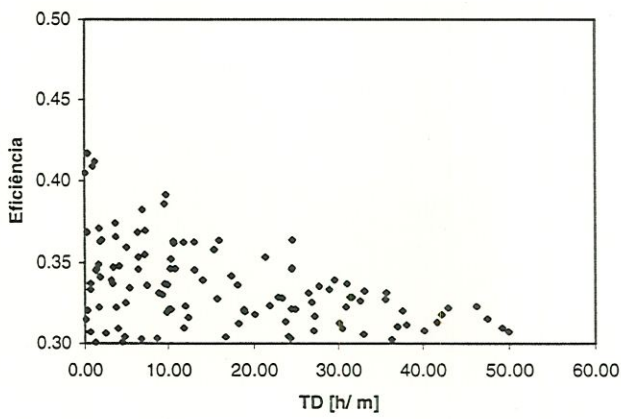
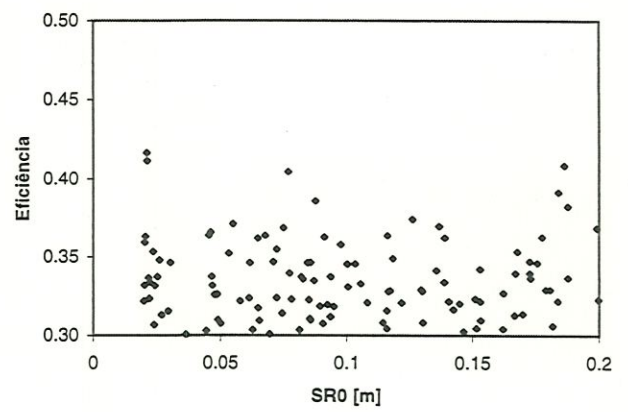
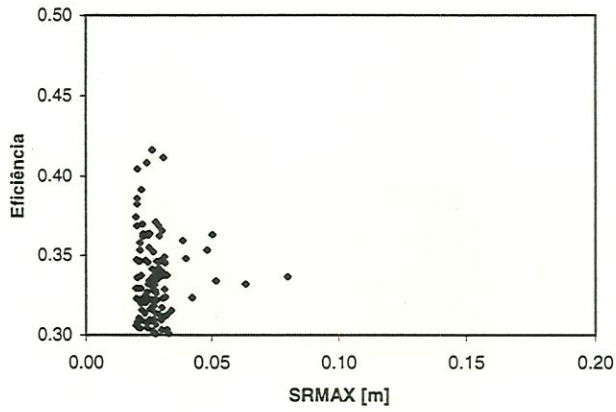
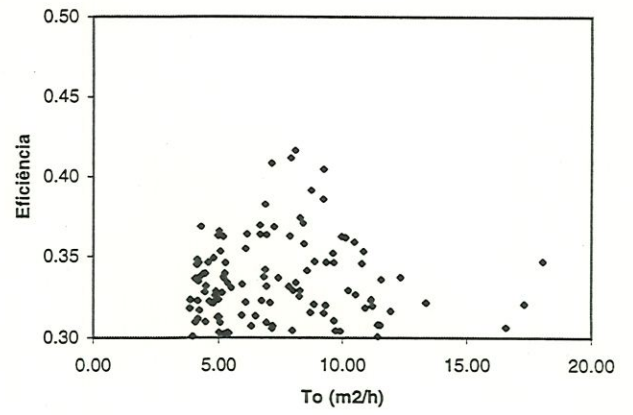
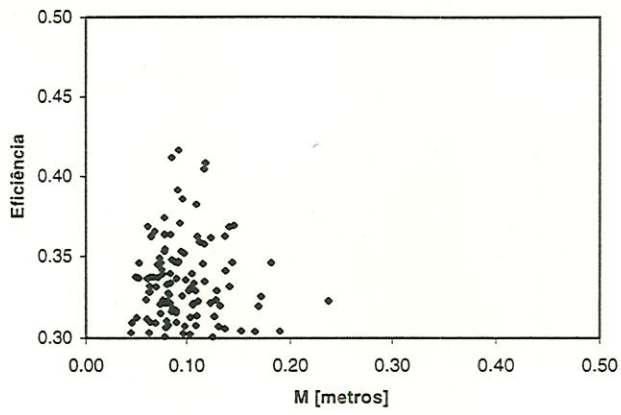


Período 01 (15 a 30/09/92)

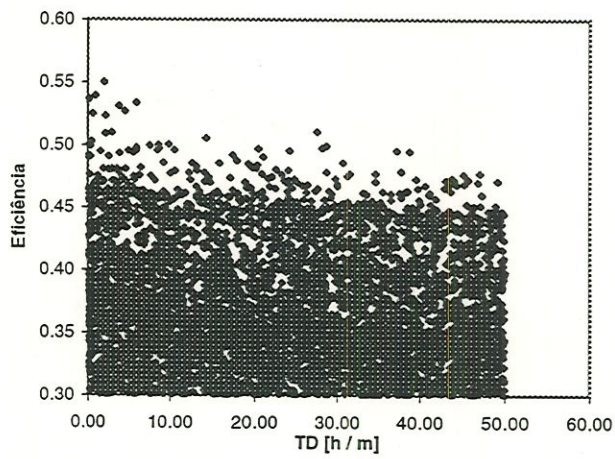
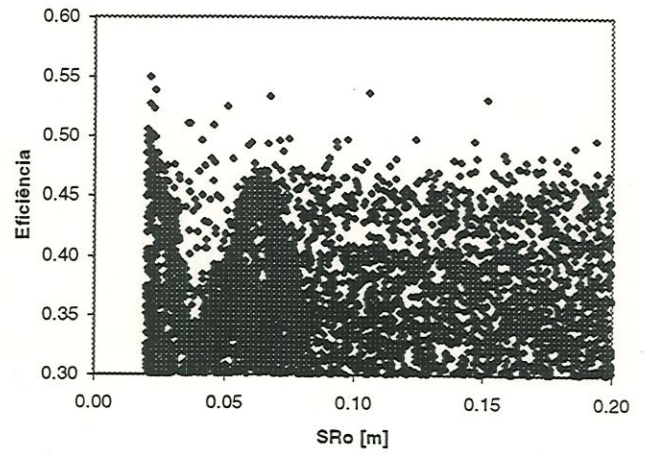
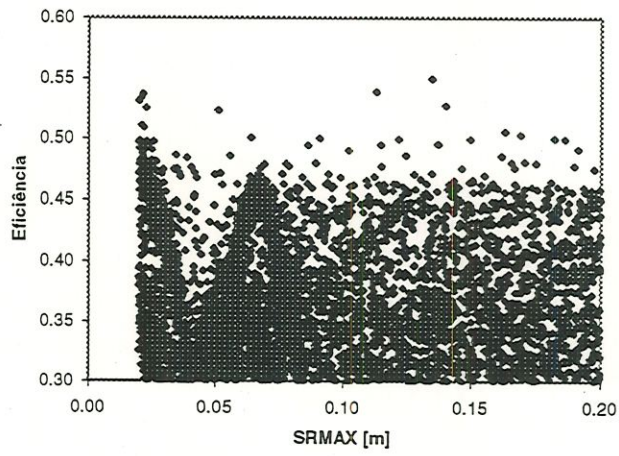
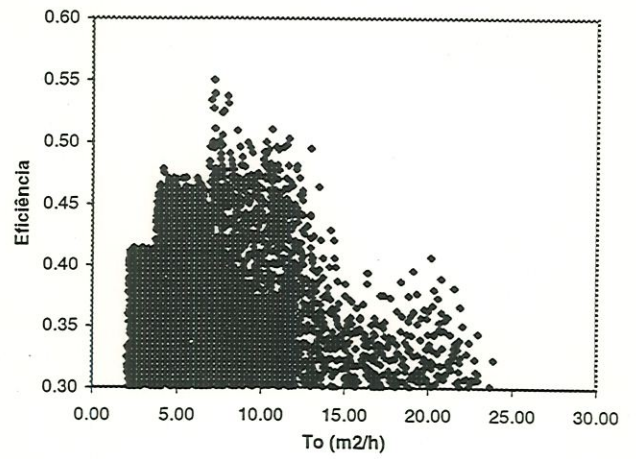
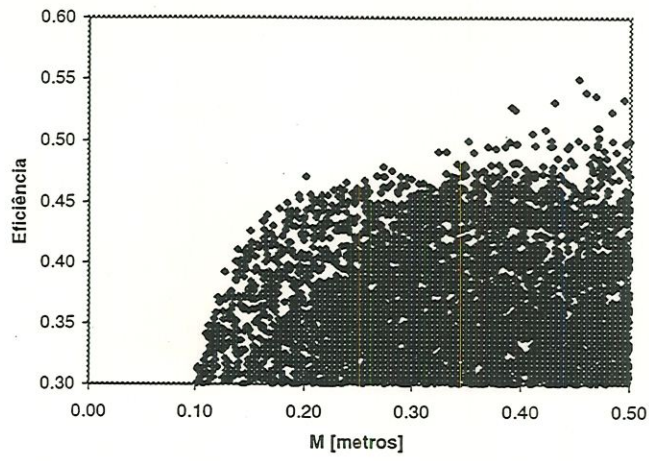




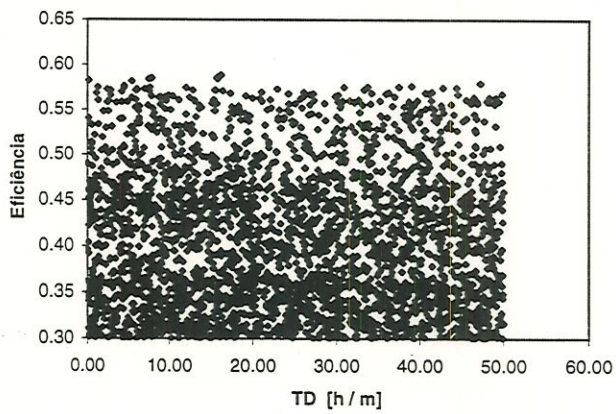
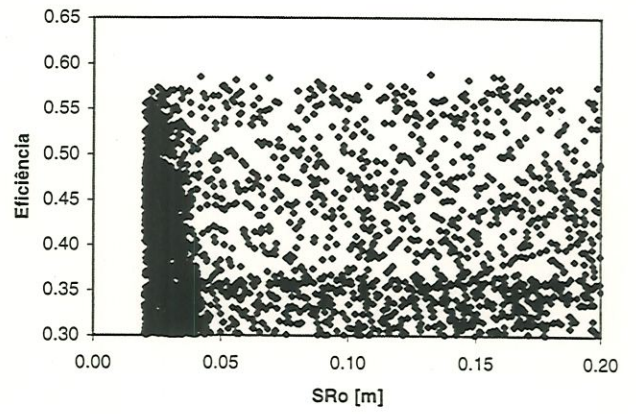
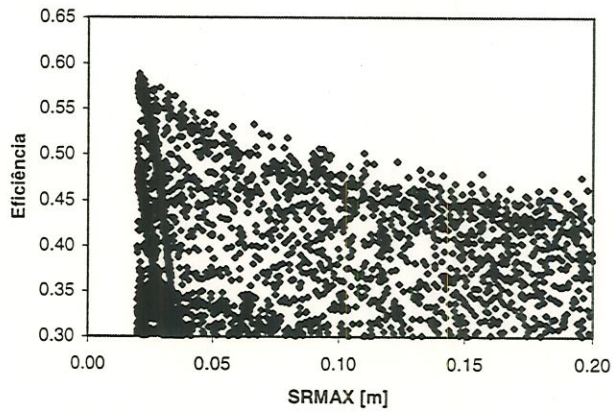
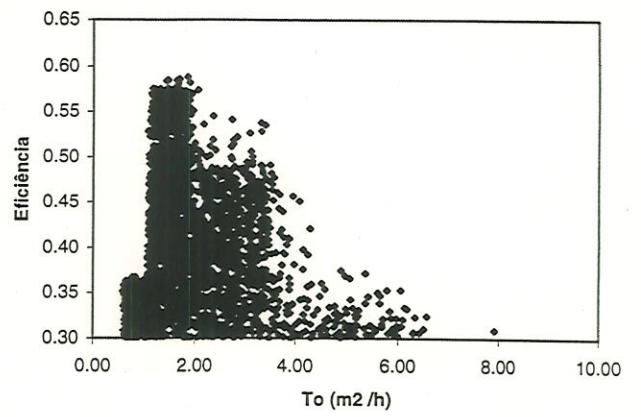
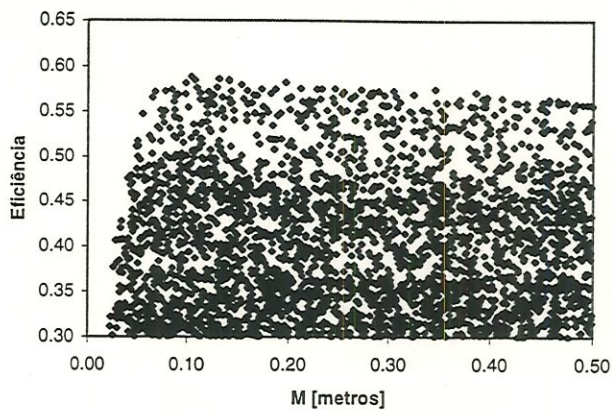
Período 02 (08 a 18/10/93)



Período 04 ( 01 a 15/11/92)

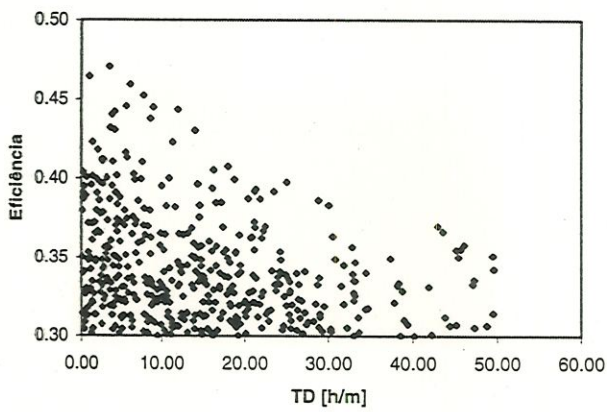
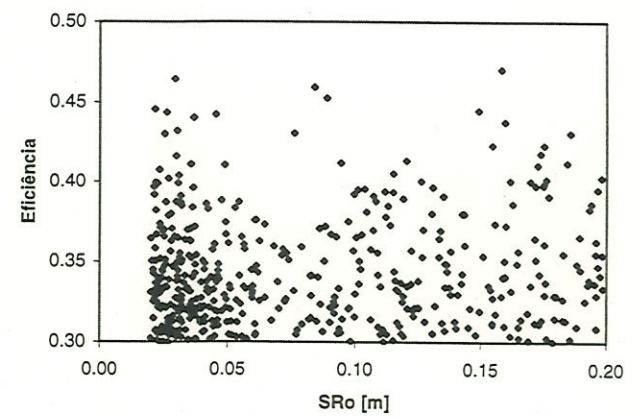
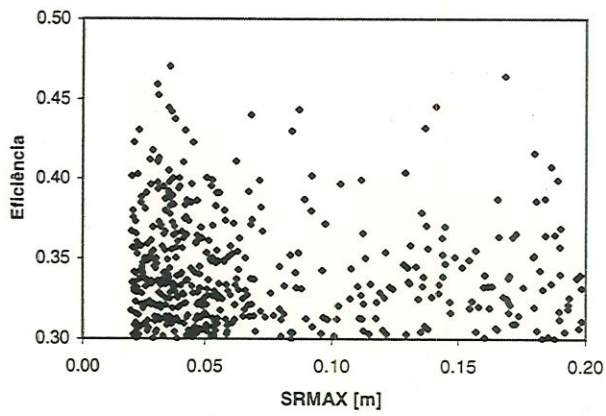
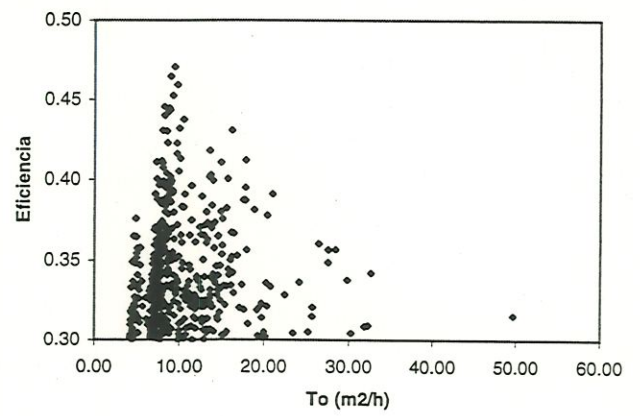
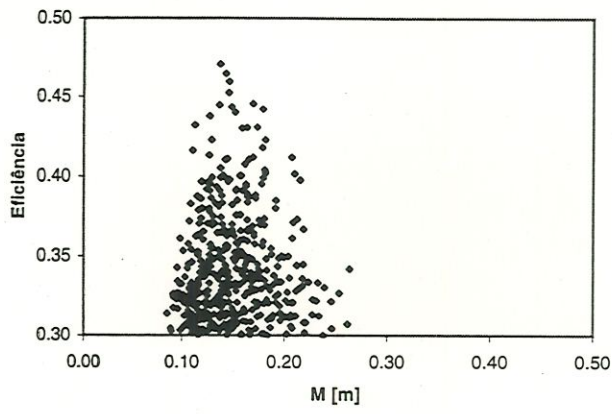


Período 06 (01 a 15/12/92)

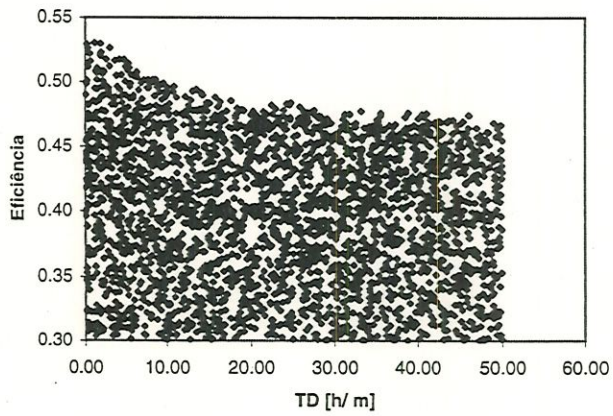
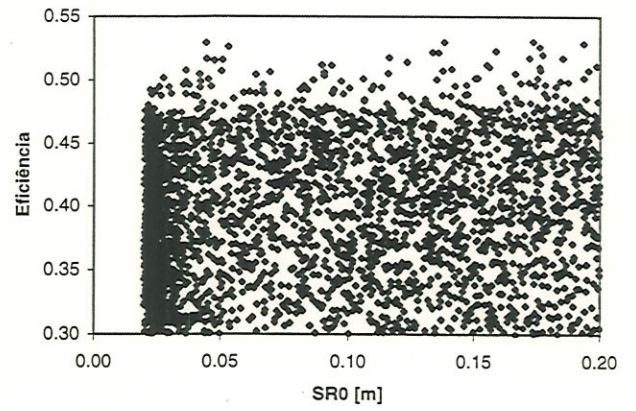
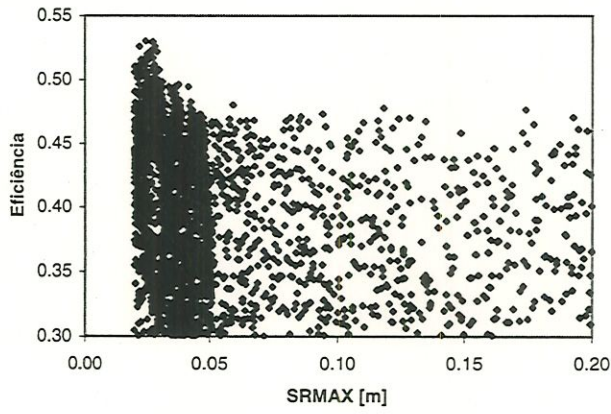
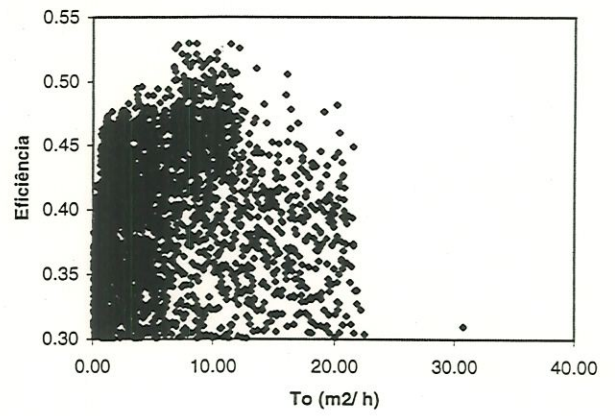
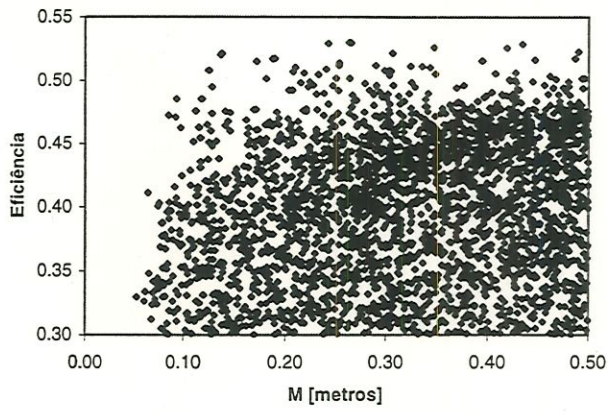




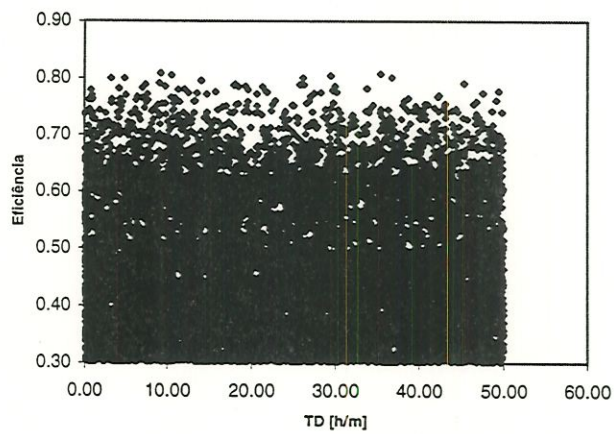
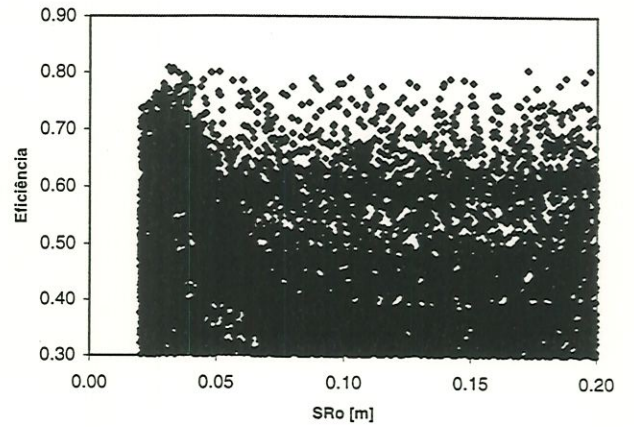
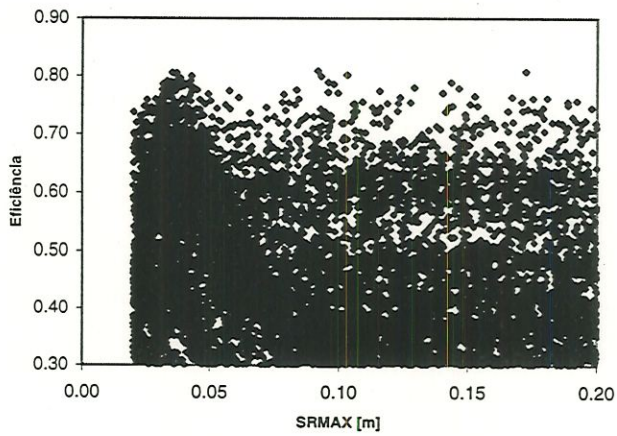
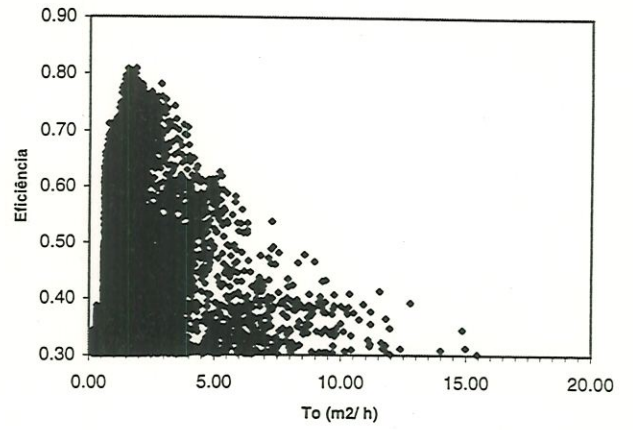
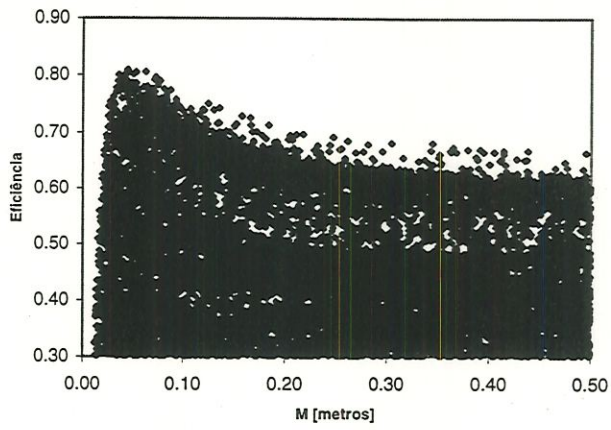
Período 08 (01 a 15/01/93)



Período 09 (16 a 29/01/93)

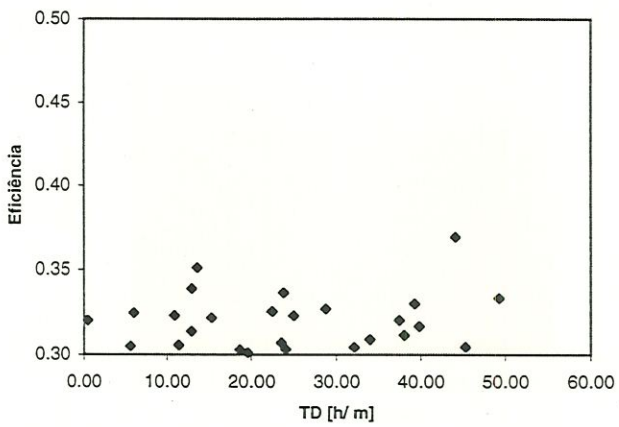
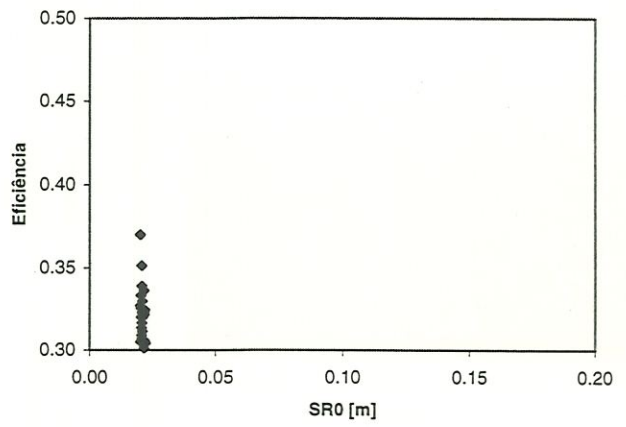
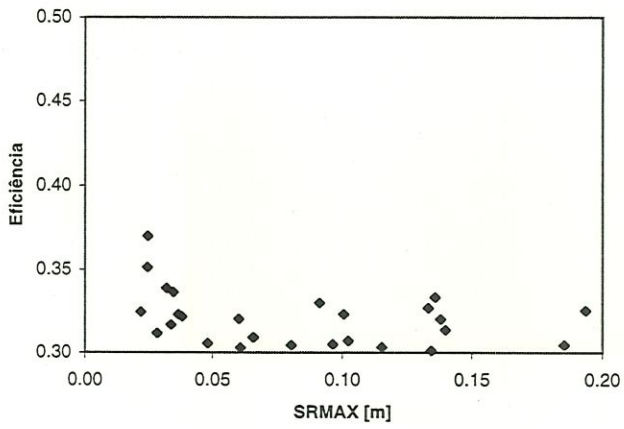
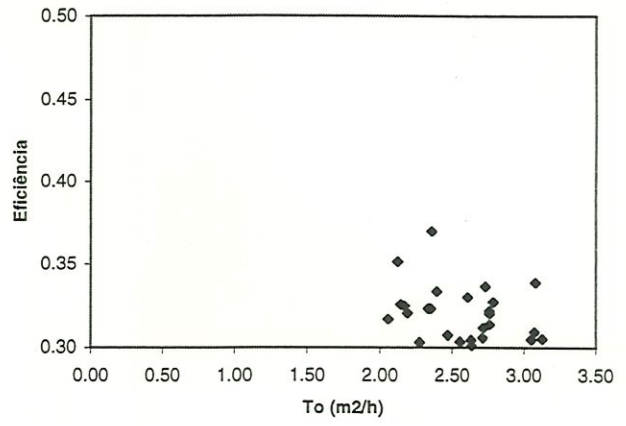
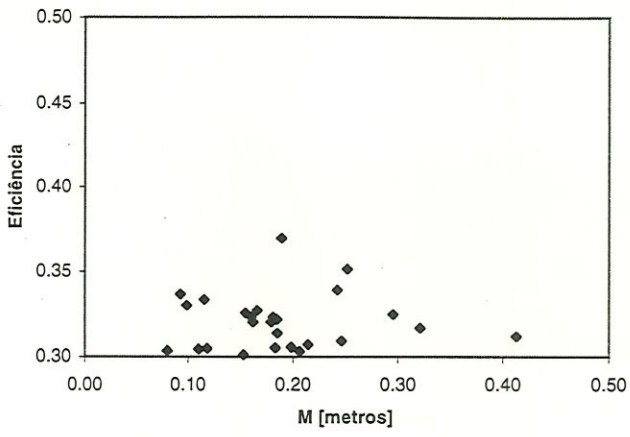


Período 10 (30/01 a 14/02/93)

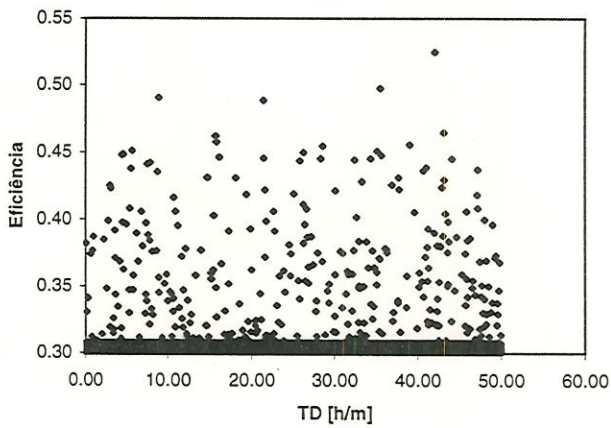
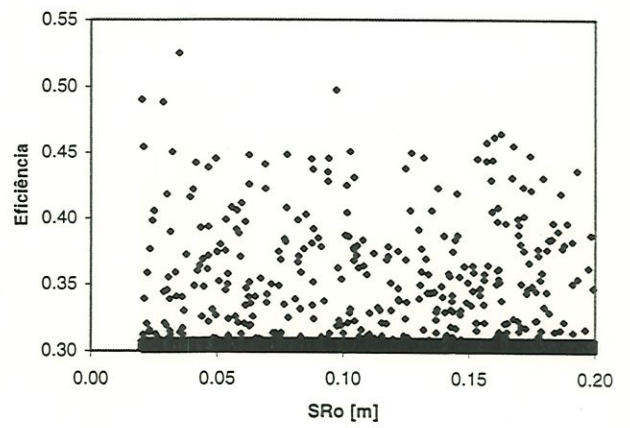
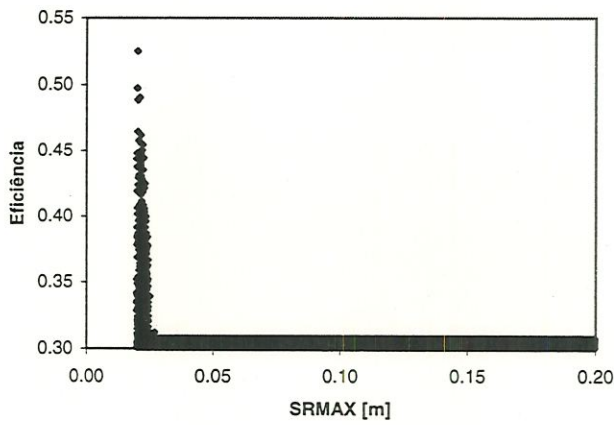
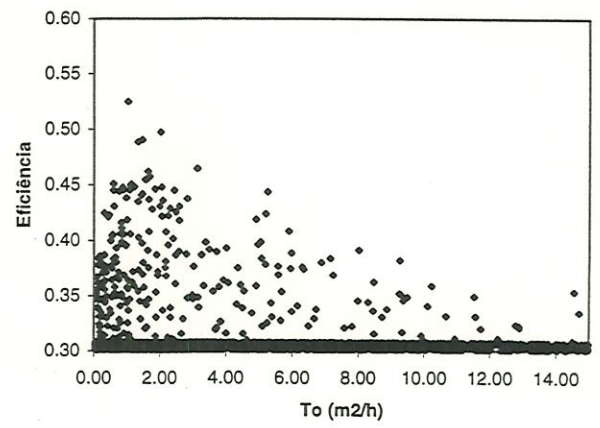
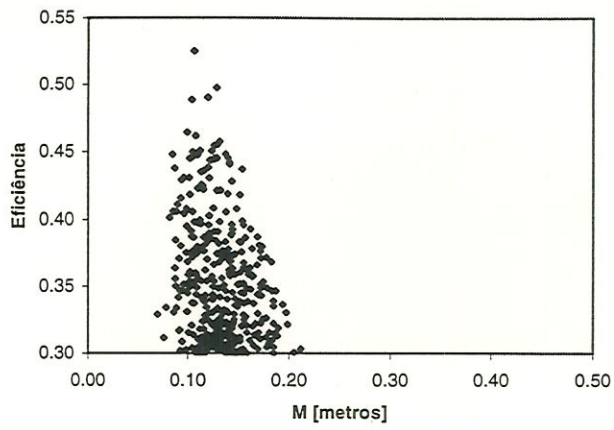




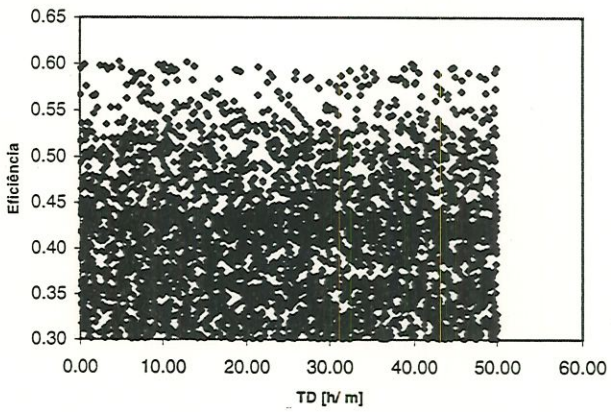
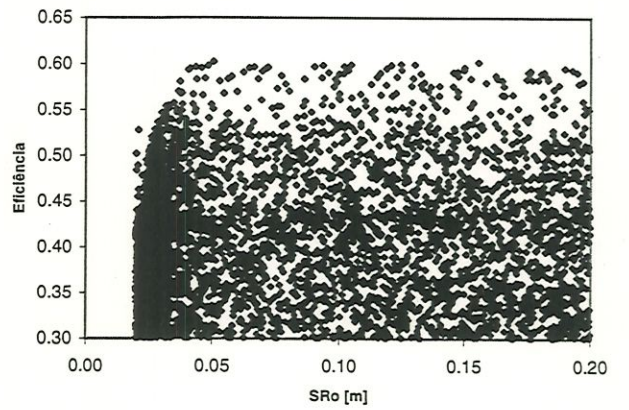
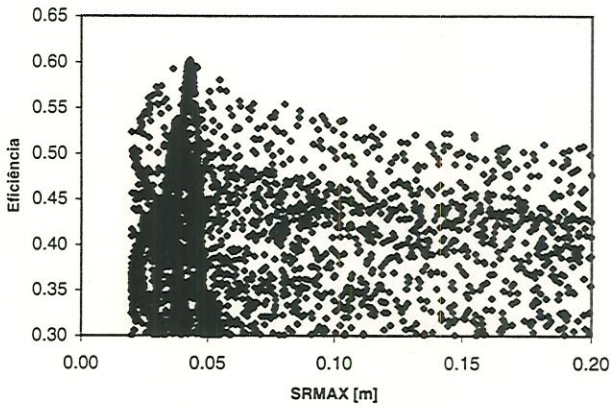
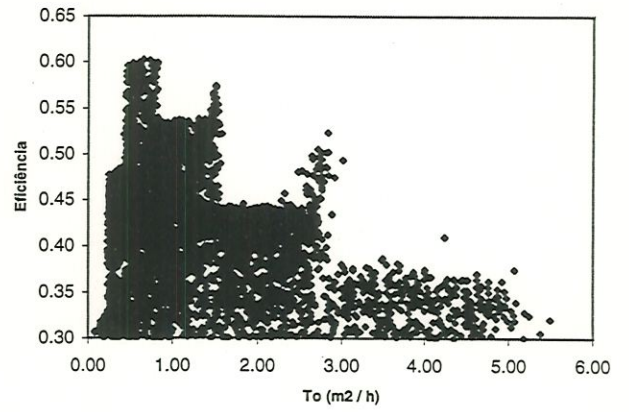
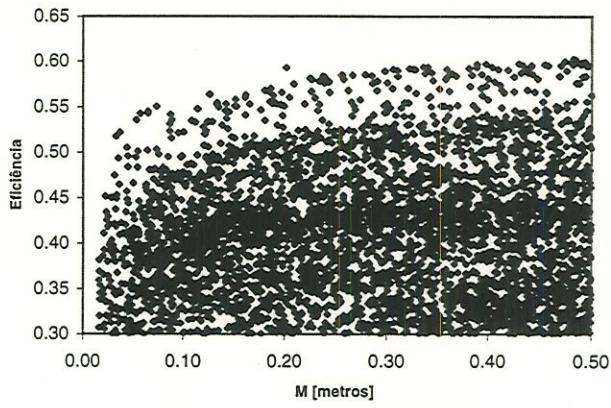
Período 11 (15 a 28/02/93)



Período 12 (01 a 15/03/93)

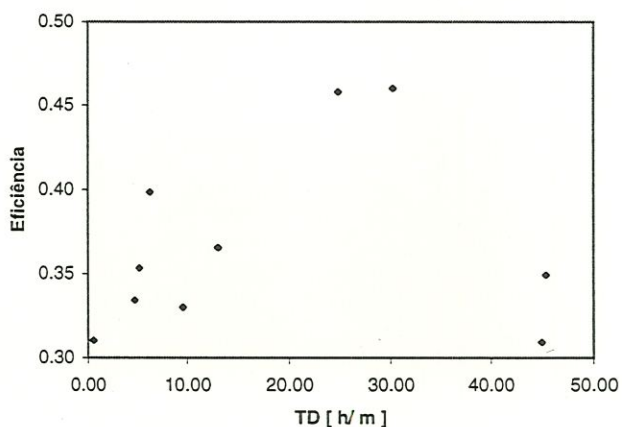
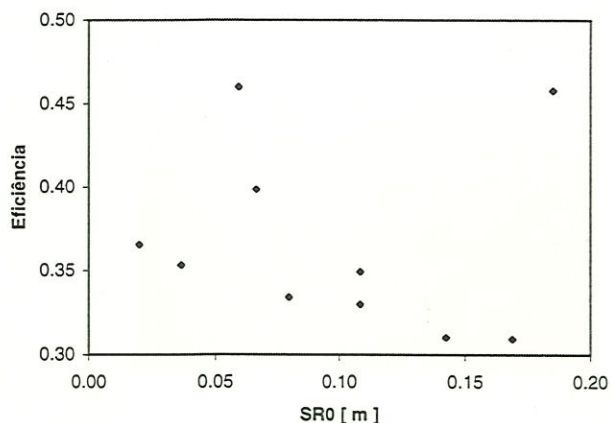
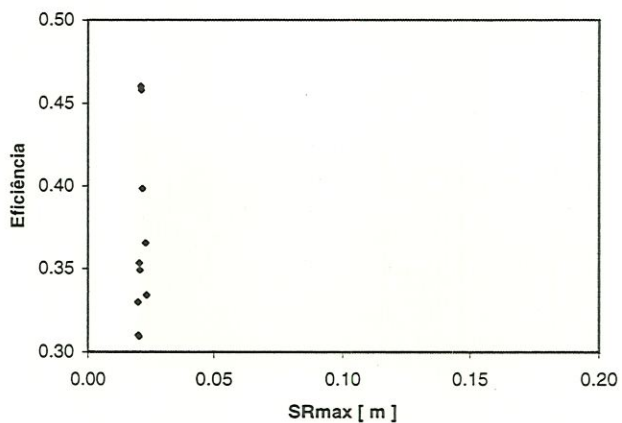
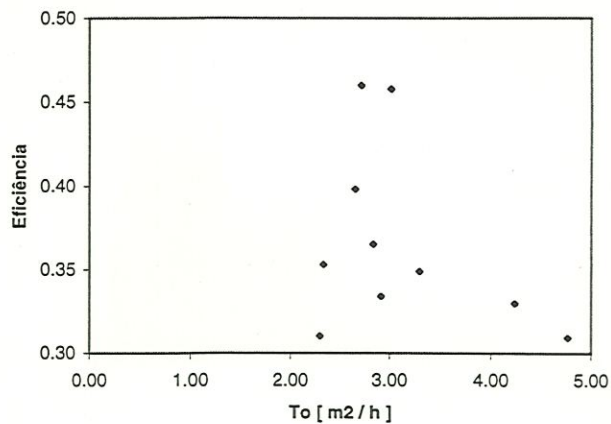
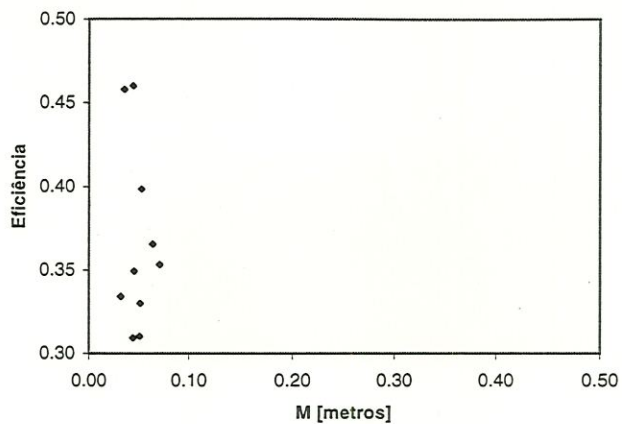


Período 14 (01 a 15/04/93)

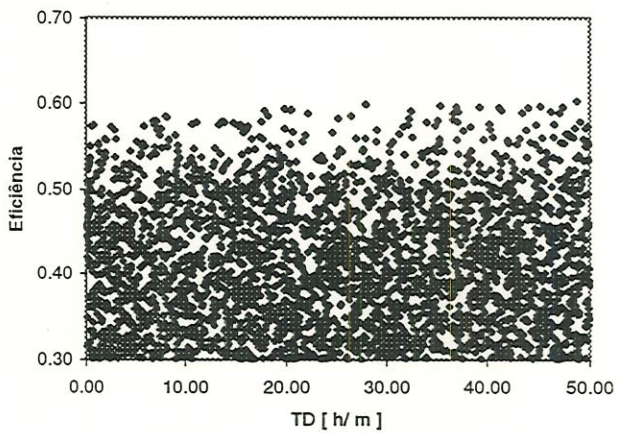
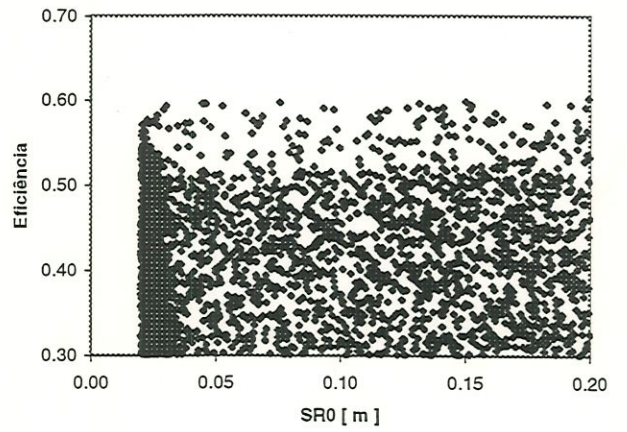
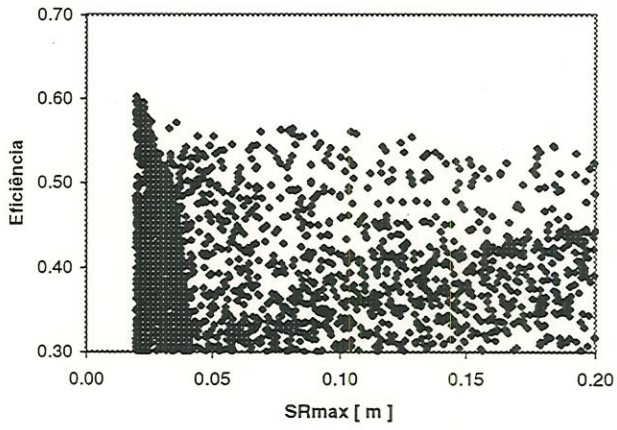
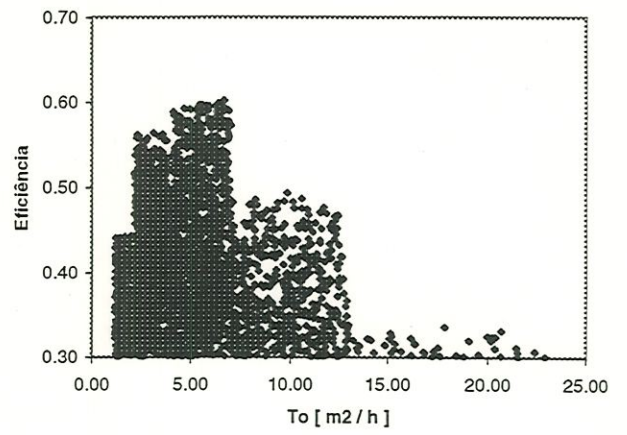
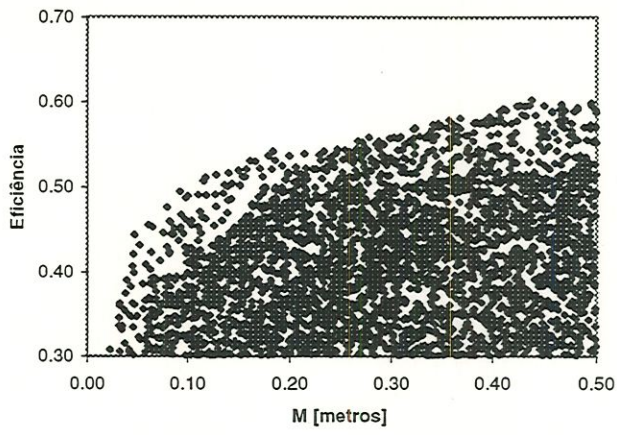




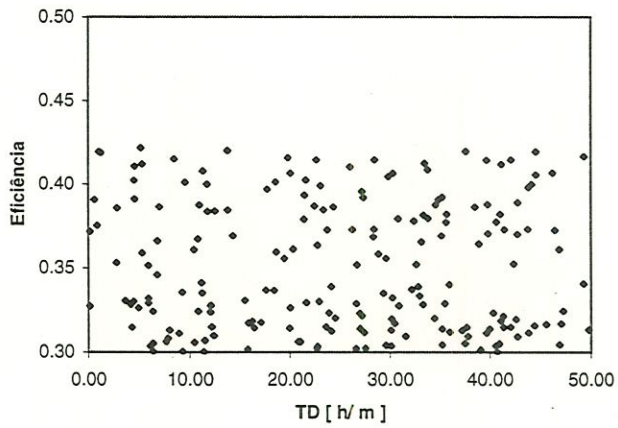
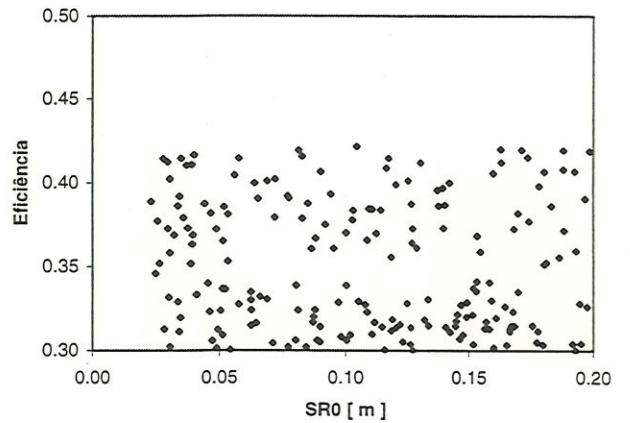
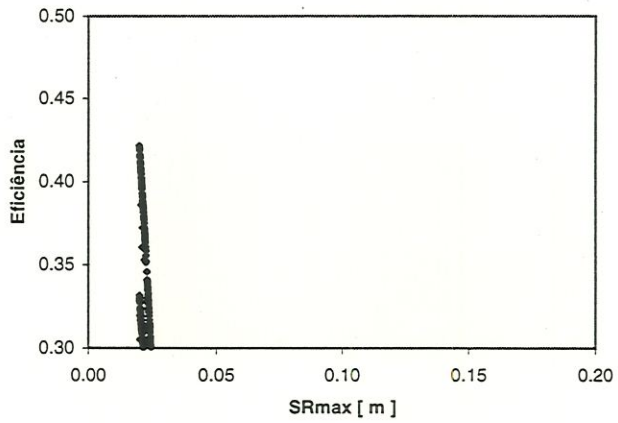
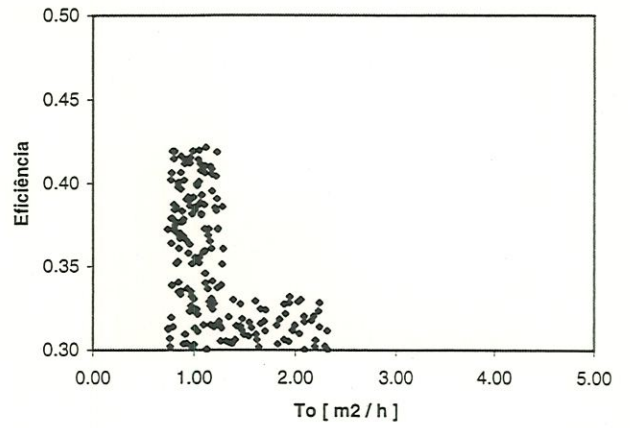
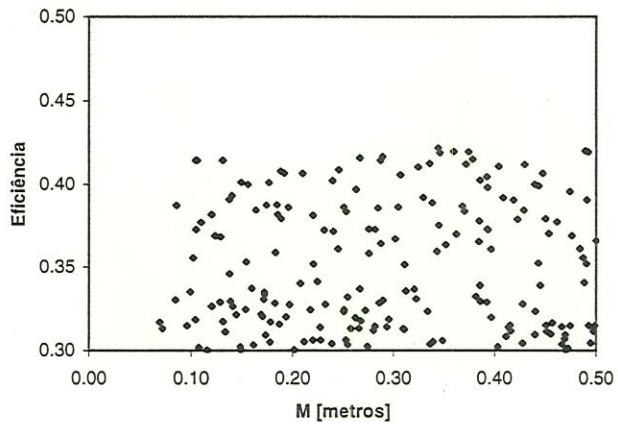
Período 19 (14 a 30/09/93)



Período 21 (16 a 31/10/93)

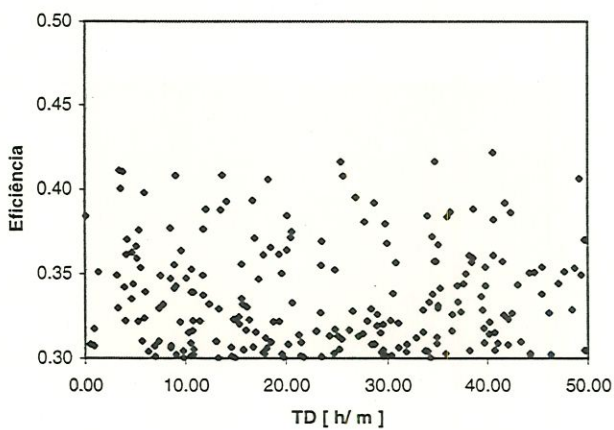
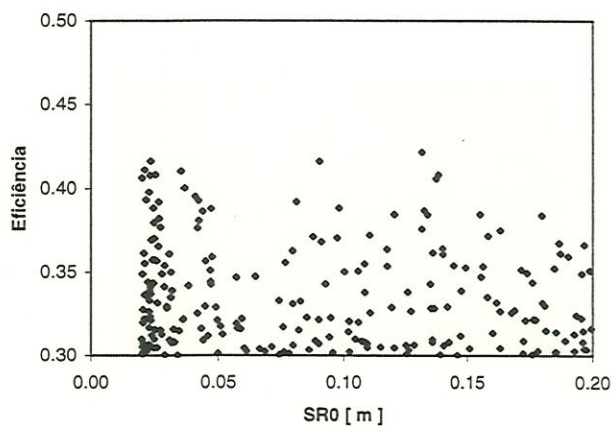
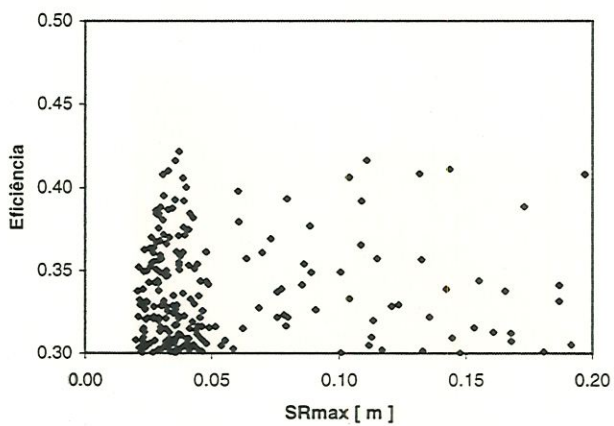
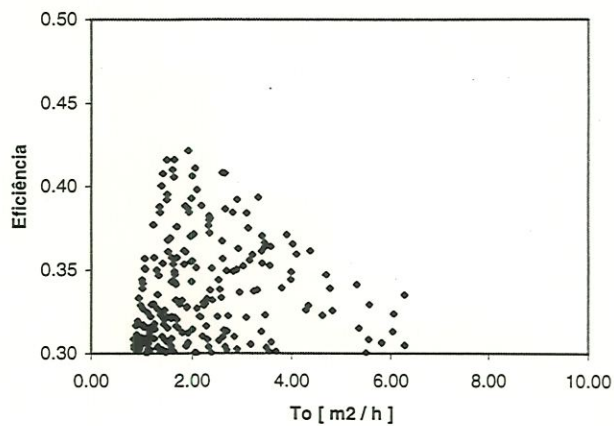
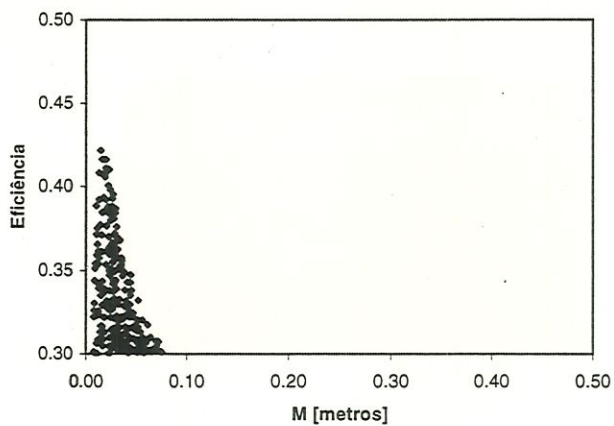


Período 23 (16 a 30/11/93)

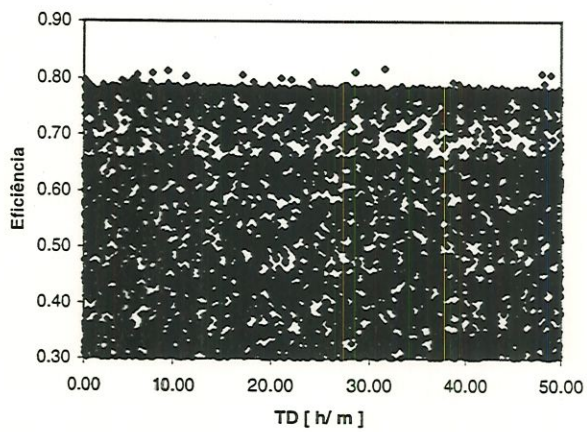
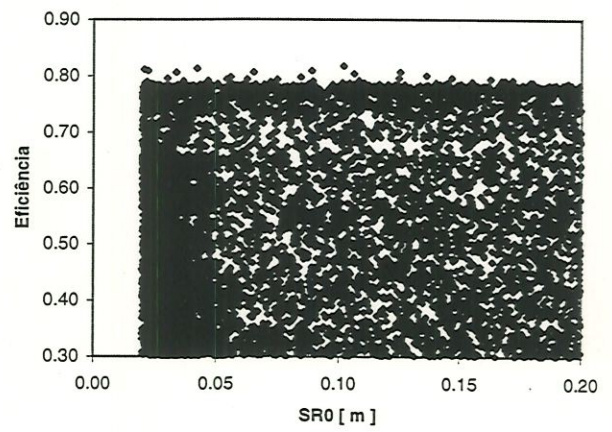
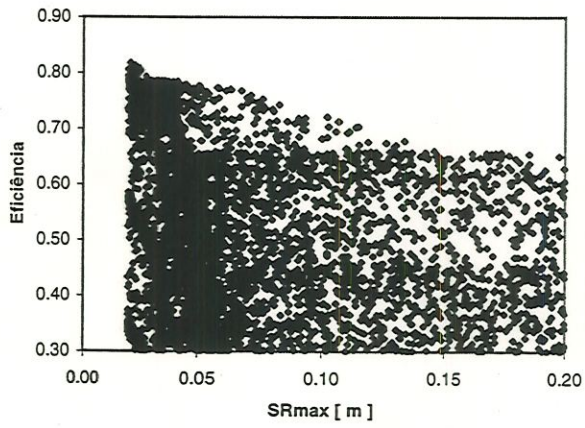
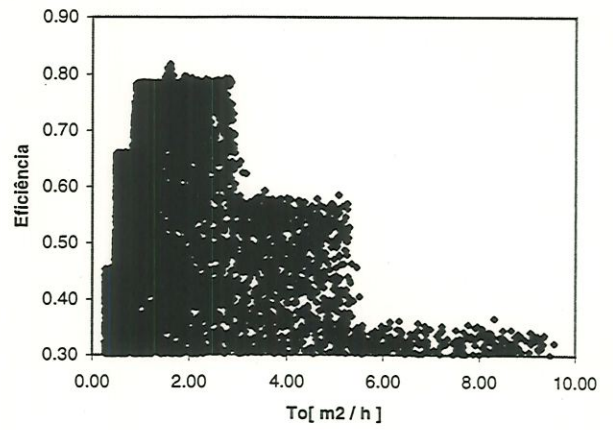
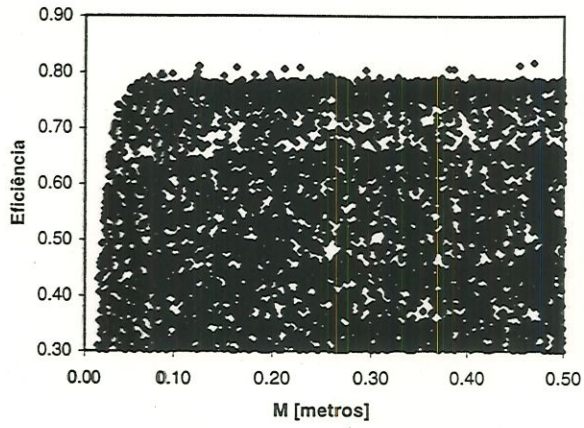




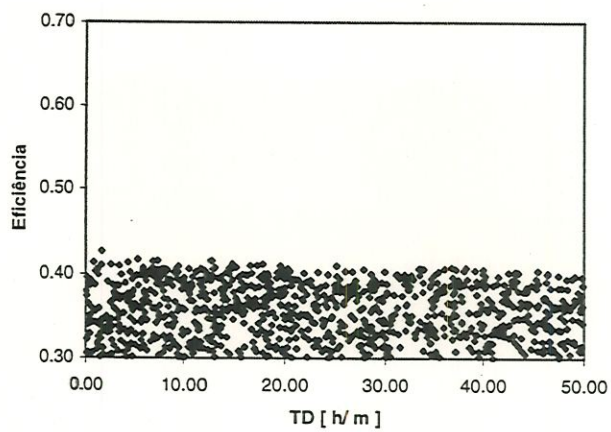
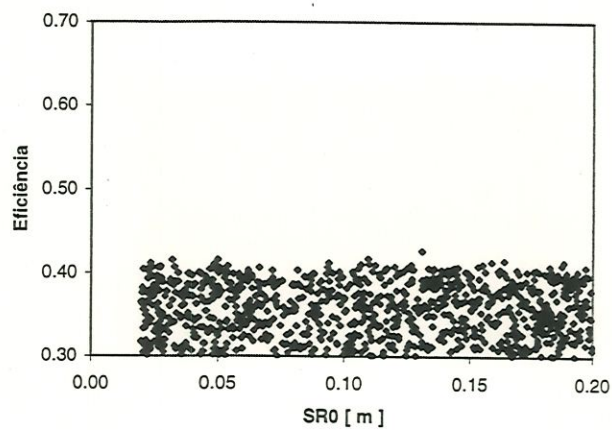
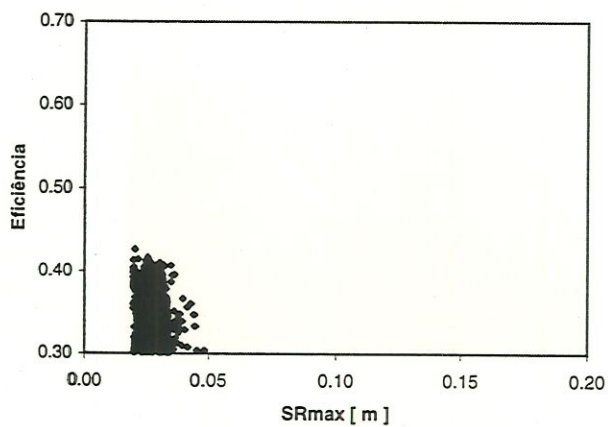
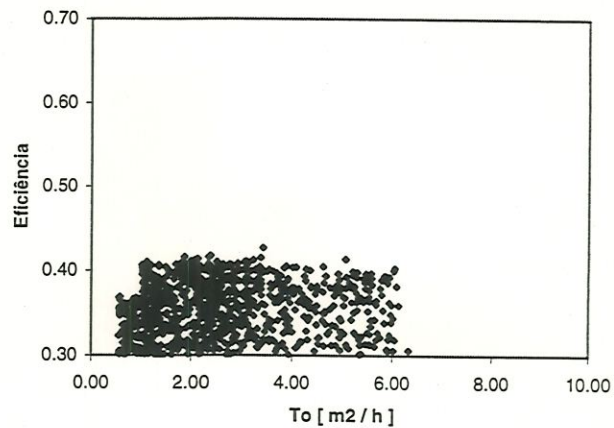
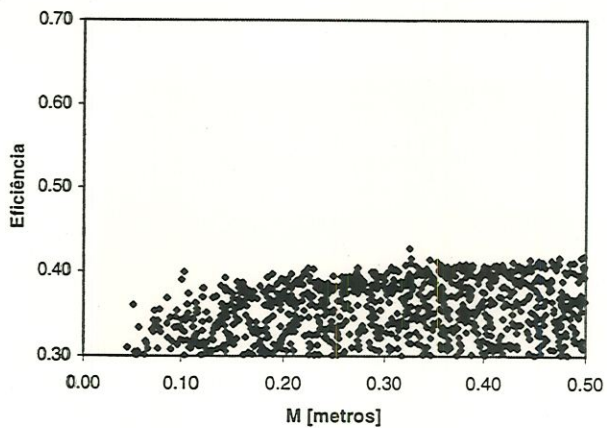
Período 24 (01 a 15/12/93)



Período 25 (16 a 31/12/93)

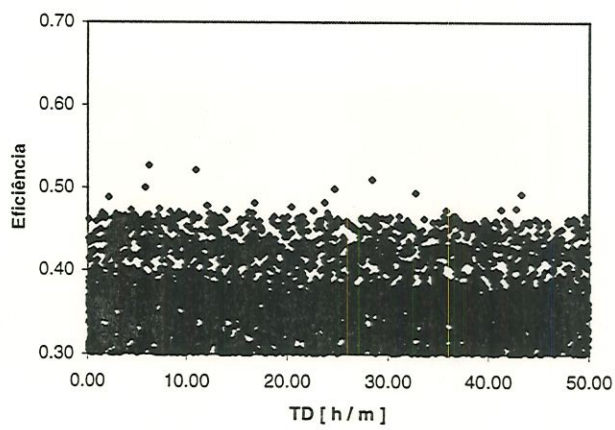
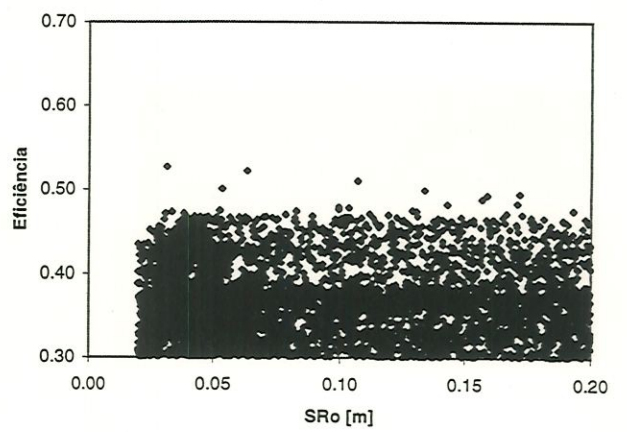
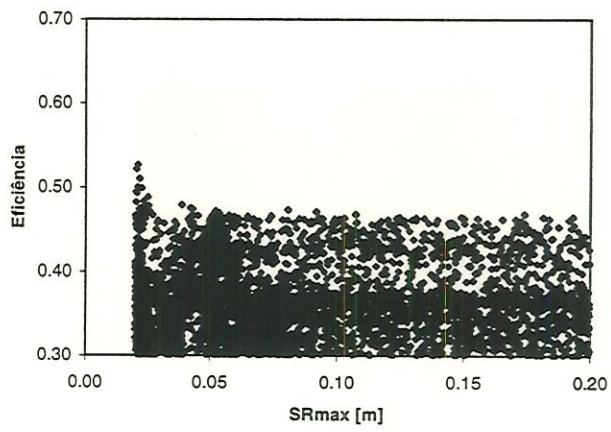
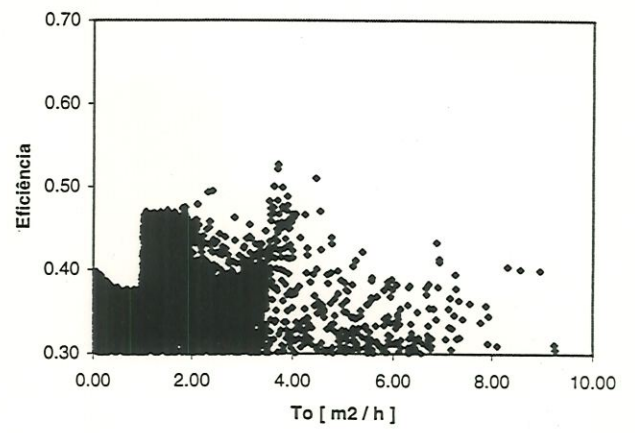
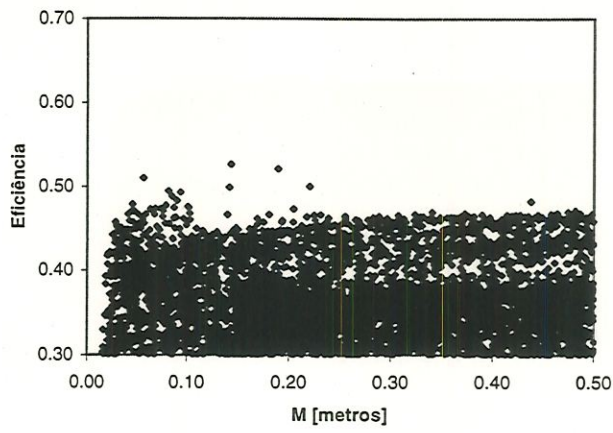


Período 26(01 a 15/01/94)

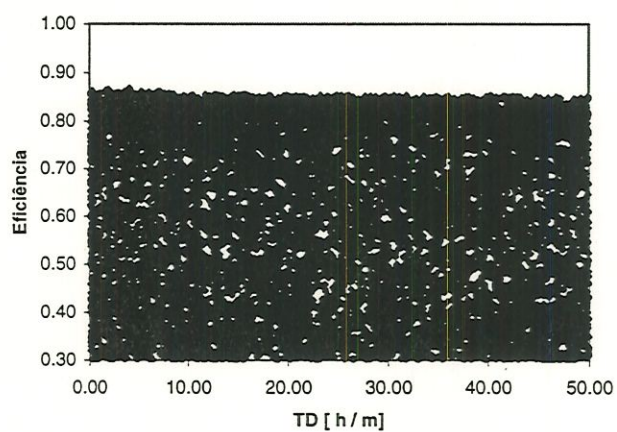
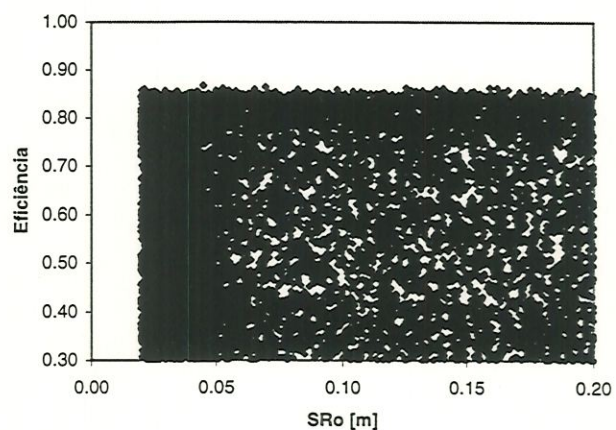
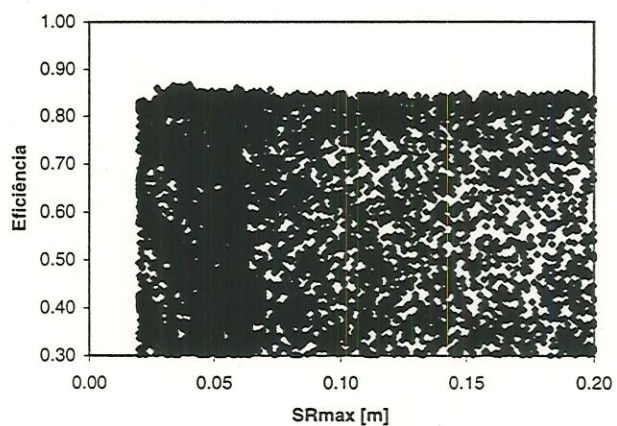
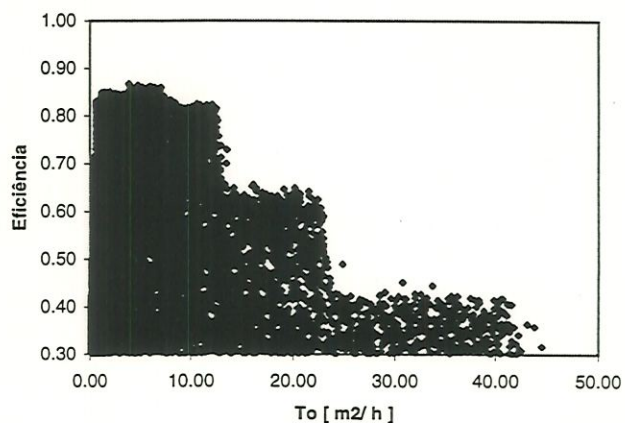
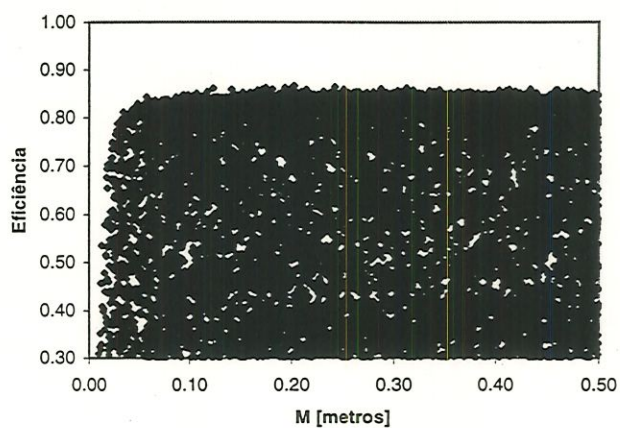




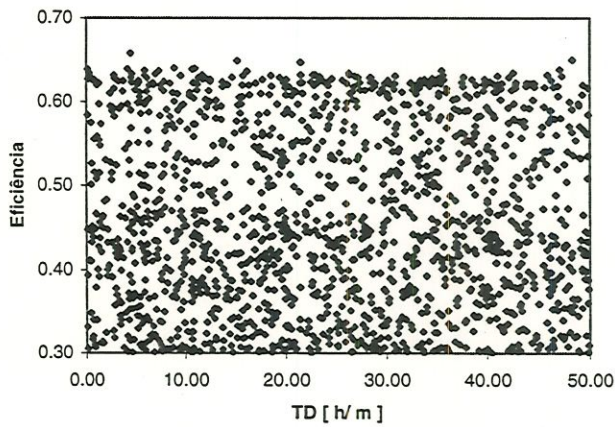
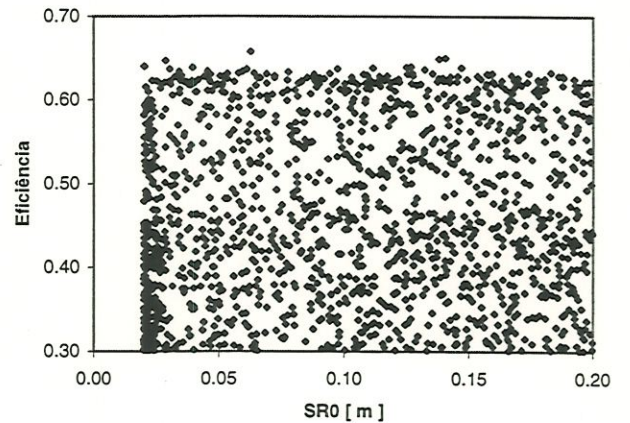
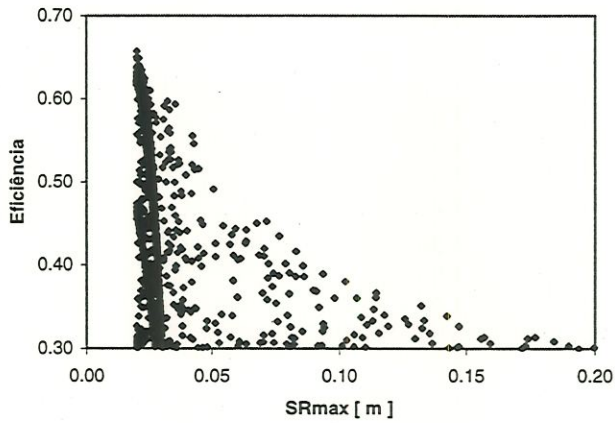
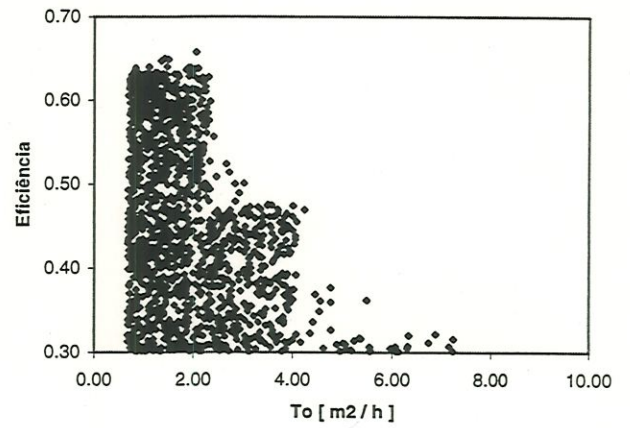
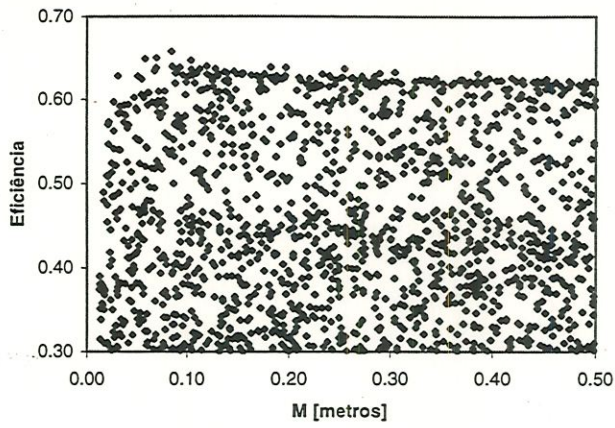
Período 27 (16 a 31/01/94)



Período 28 (01a13/02/94)

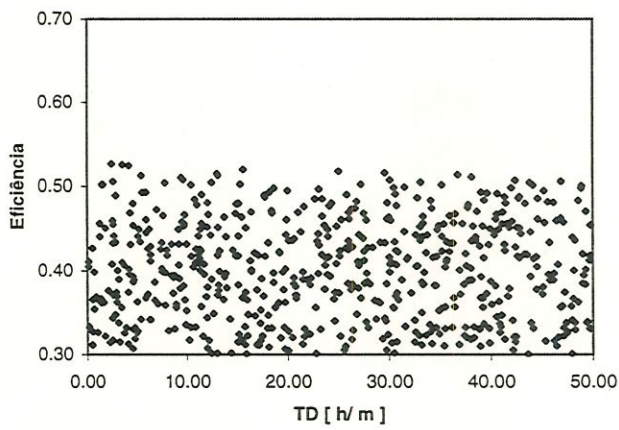
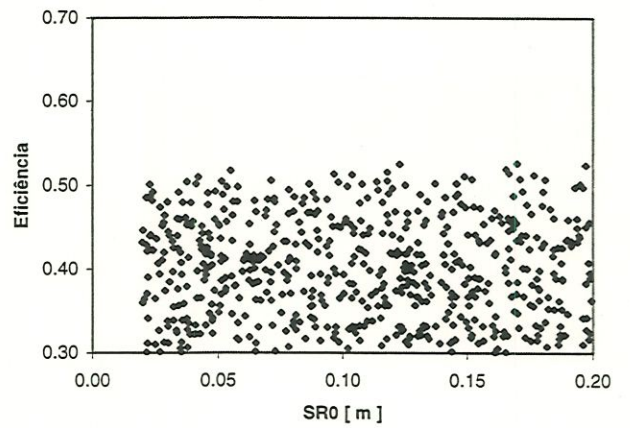
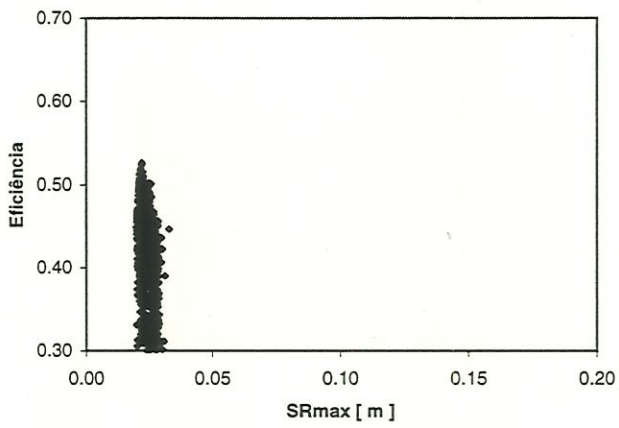
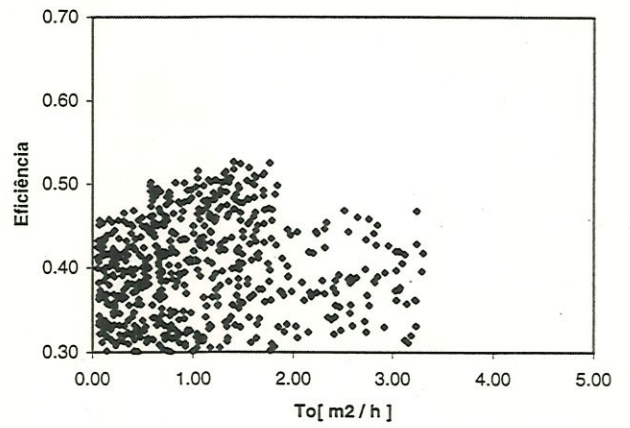
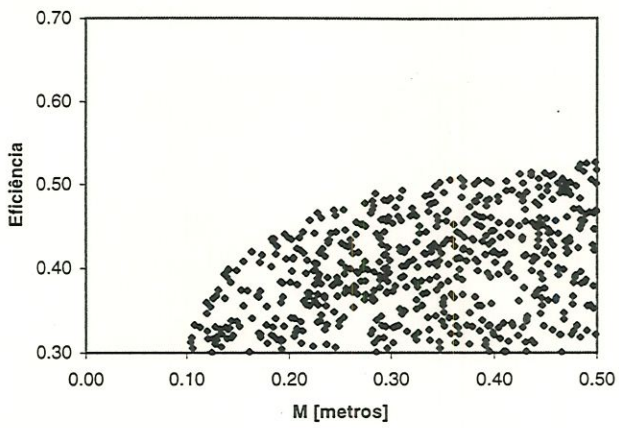


Período 31 (16 a 30/03/94)

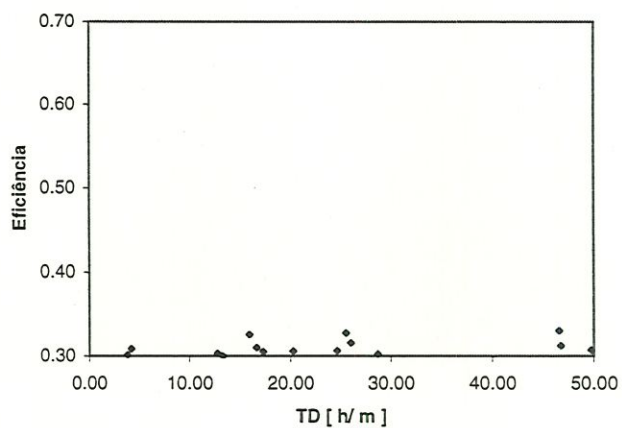
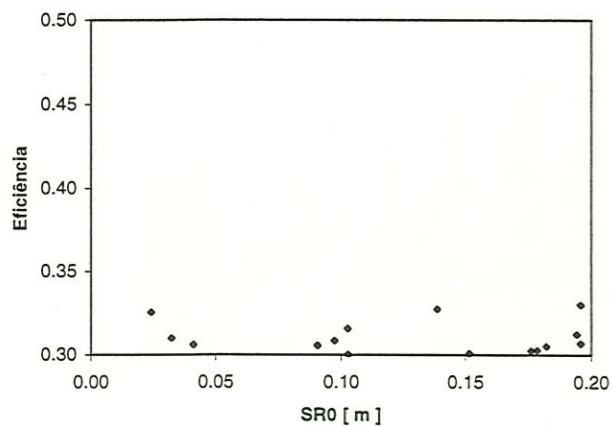
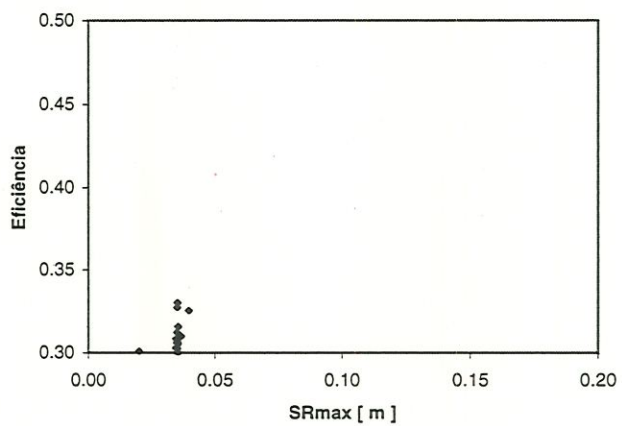
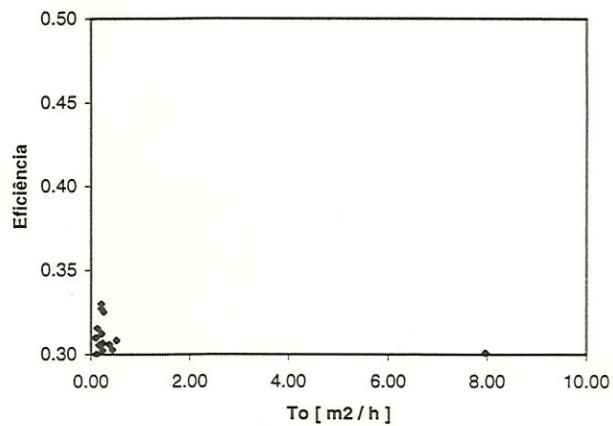
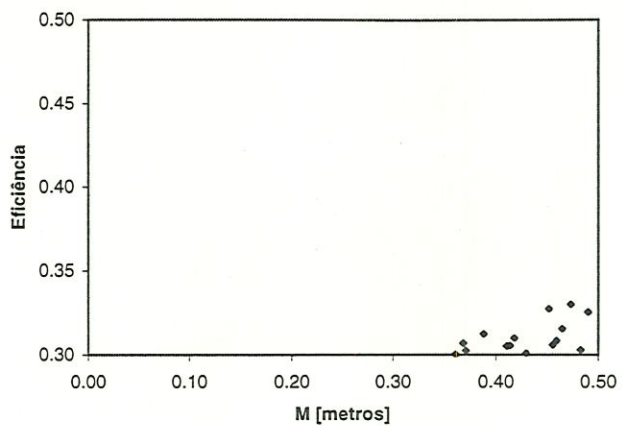




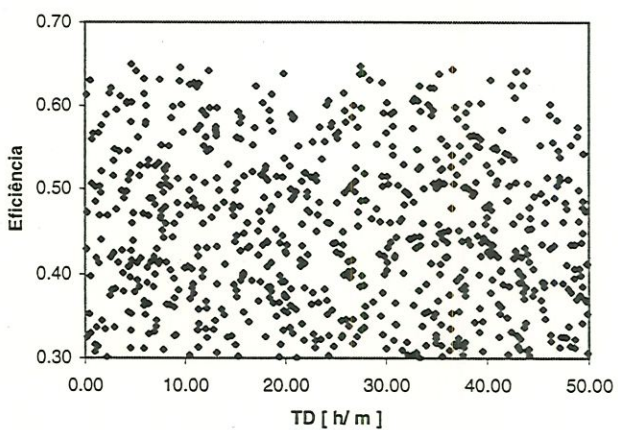
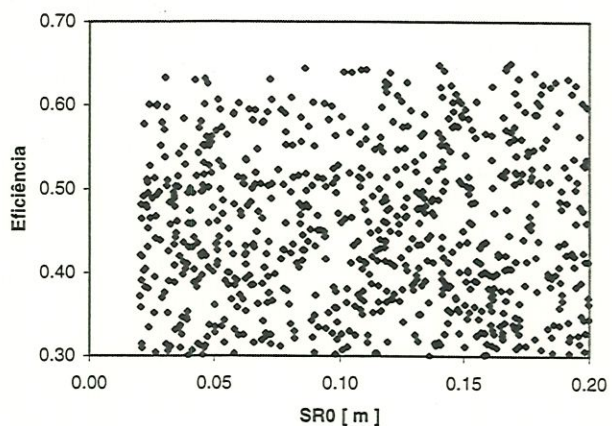
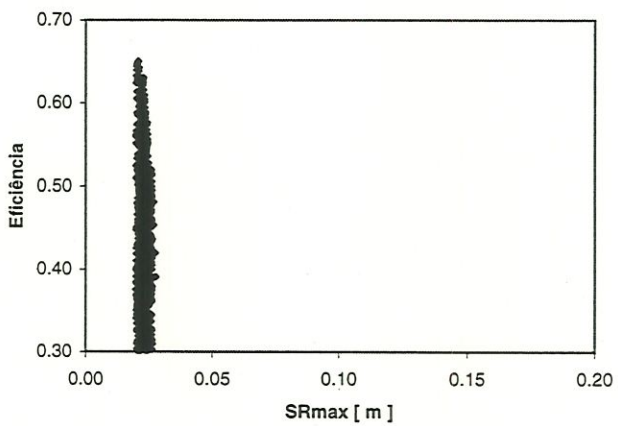
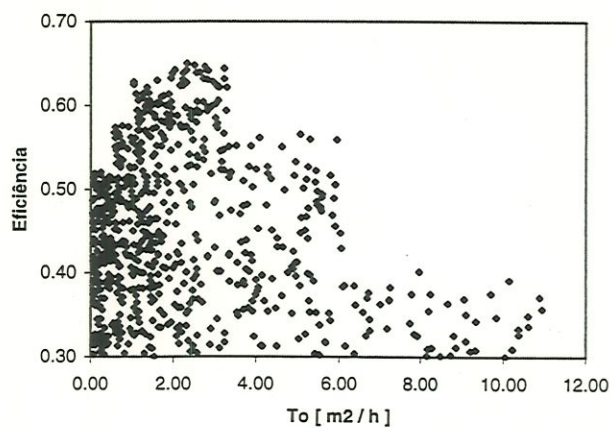
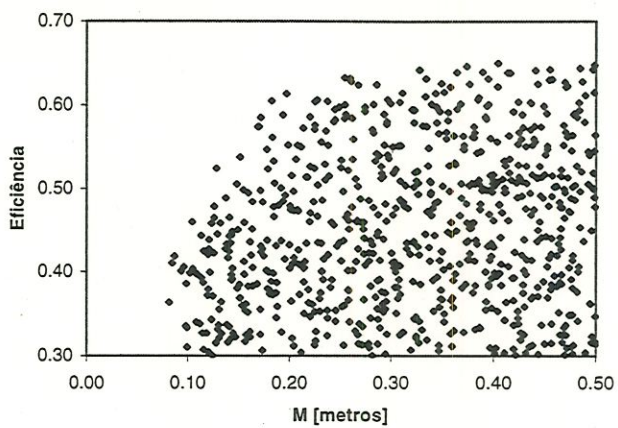
Período 33 (14 a 30/04/94)



Período 34 (01 a 16/05/94)

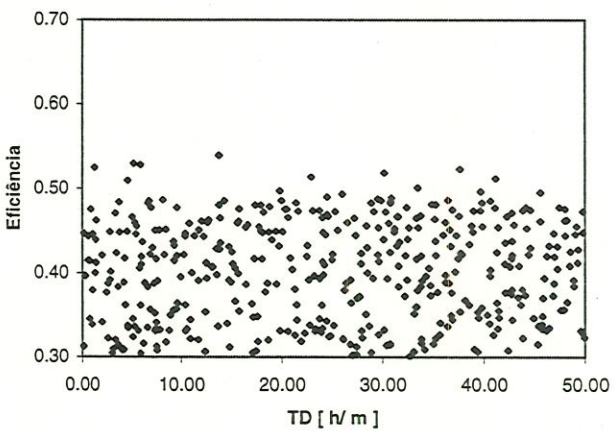
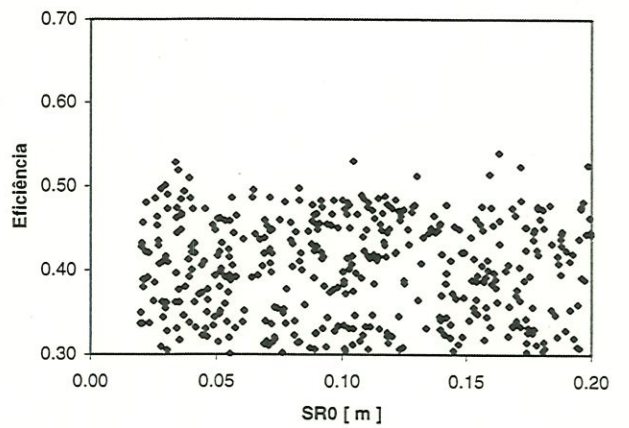
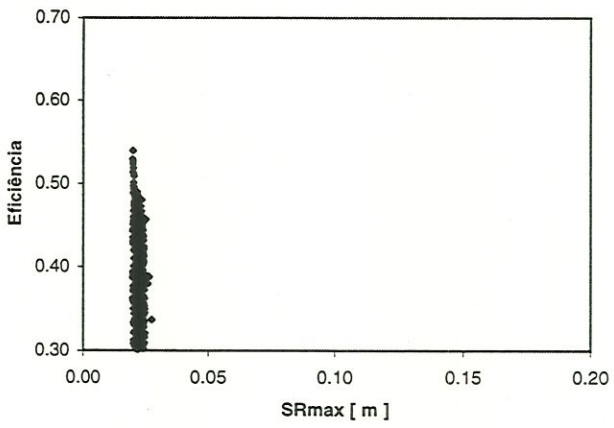
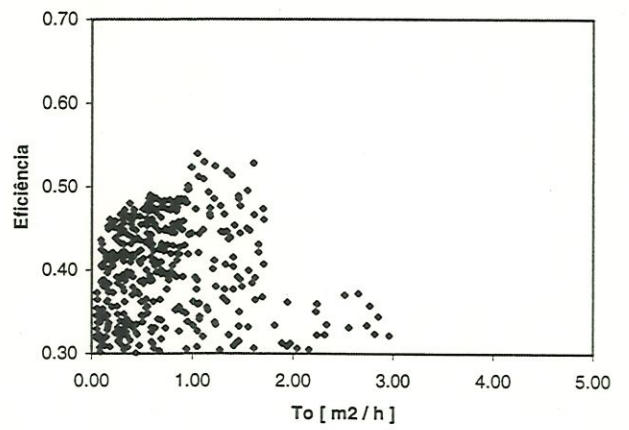
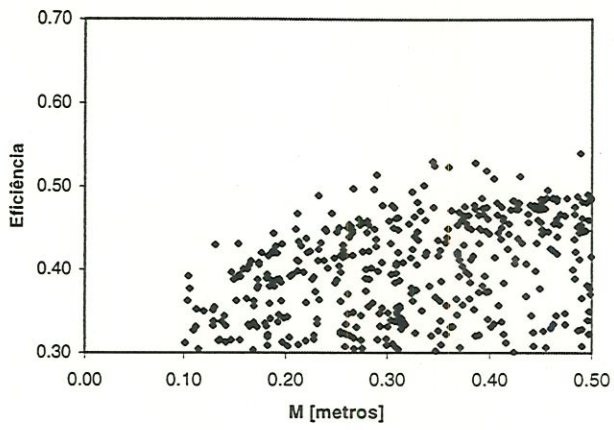


Período 35 (17 a 31/05/94)





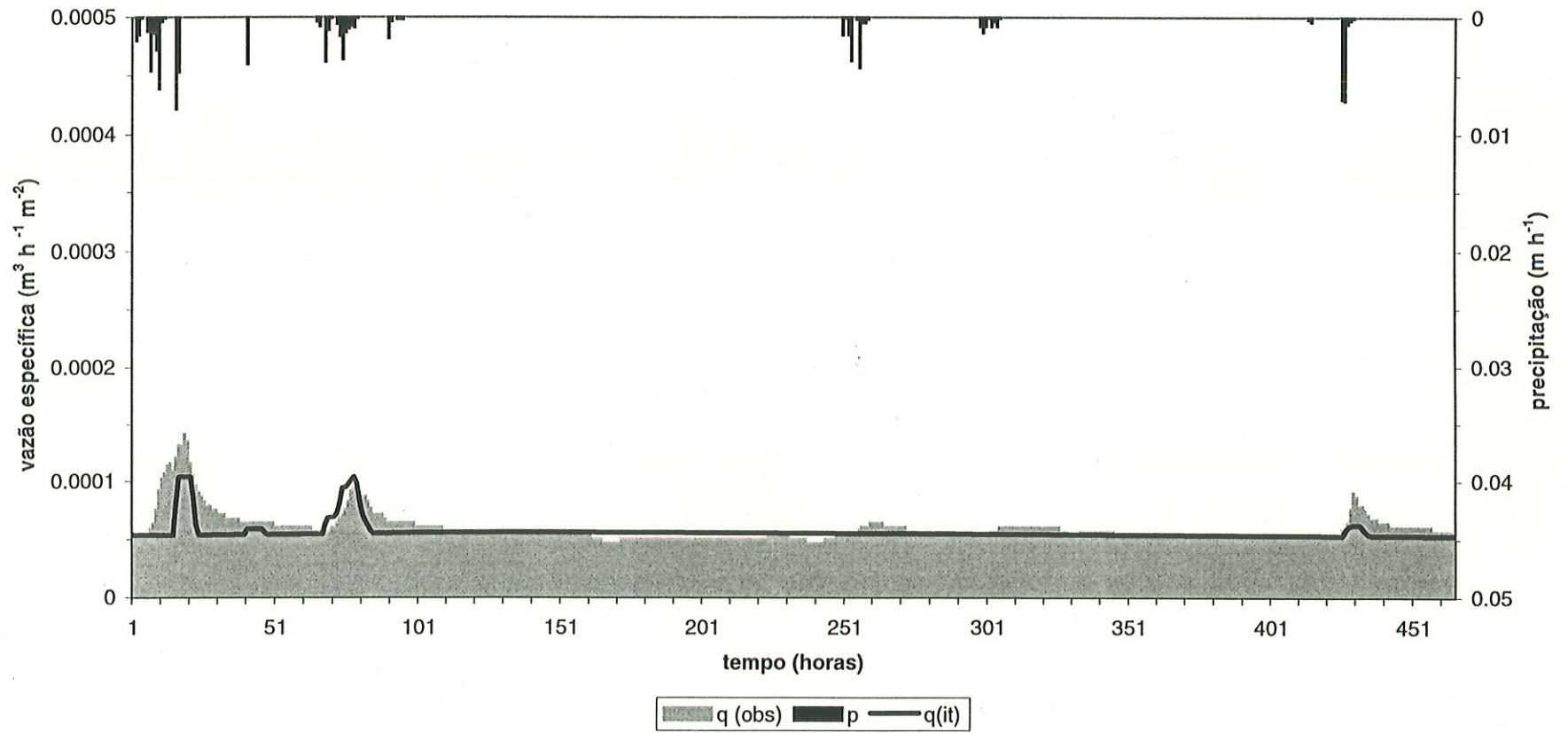
Período 36 (15 a 30/06/94)



ANEXO 2



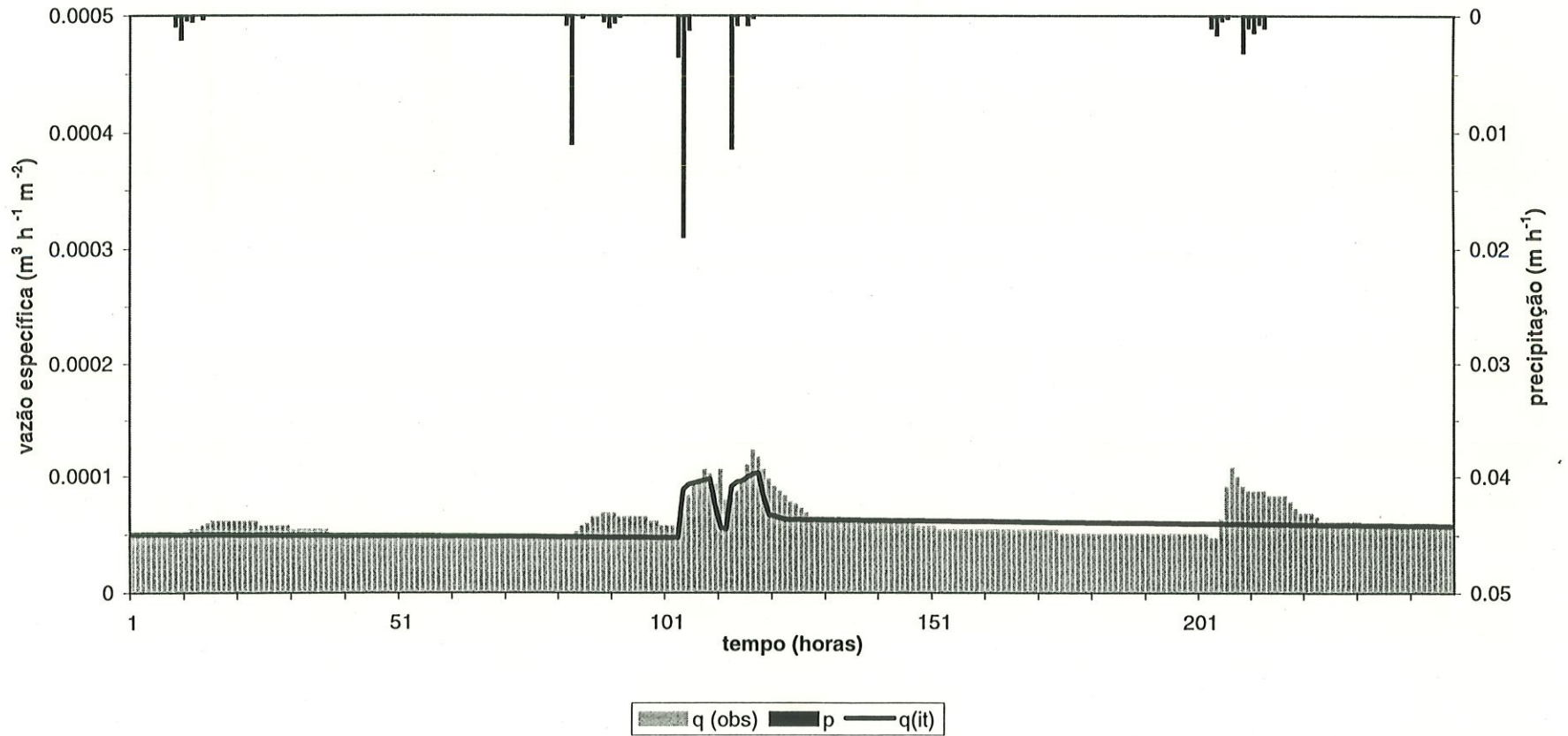
Período 01 (15 a 30/09/92)



$m=0.2733$ ,  $\ln T_0=1.356$ ,  $t_d=39.35$ ,  $SR_{\max}=0.0218$ ,  $SR_0=0.0204$ ,  $E=0.365$

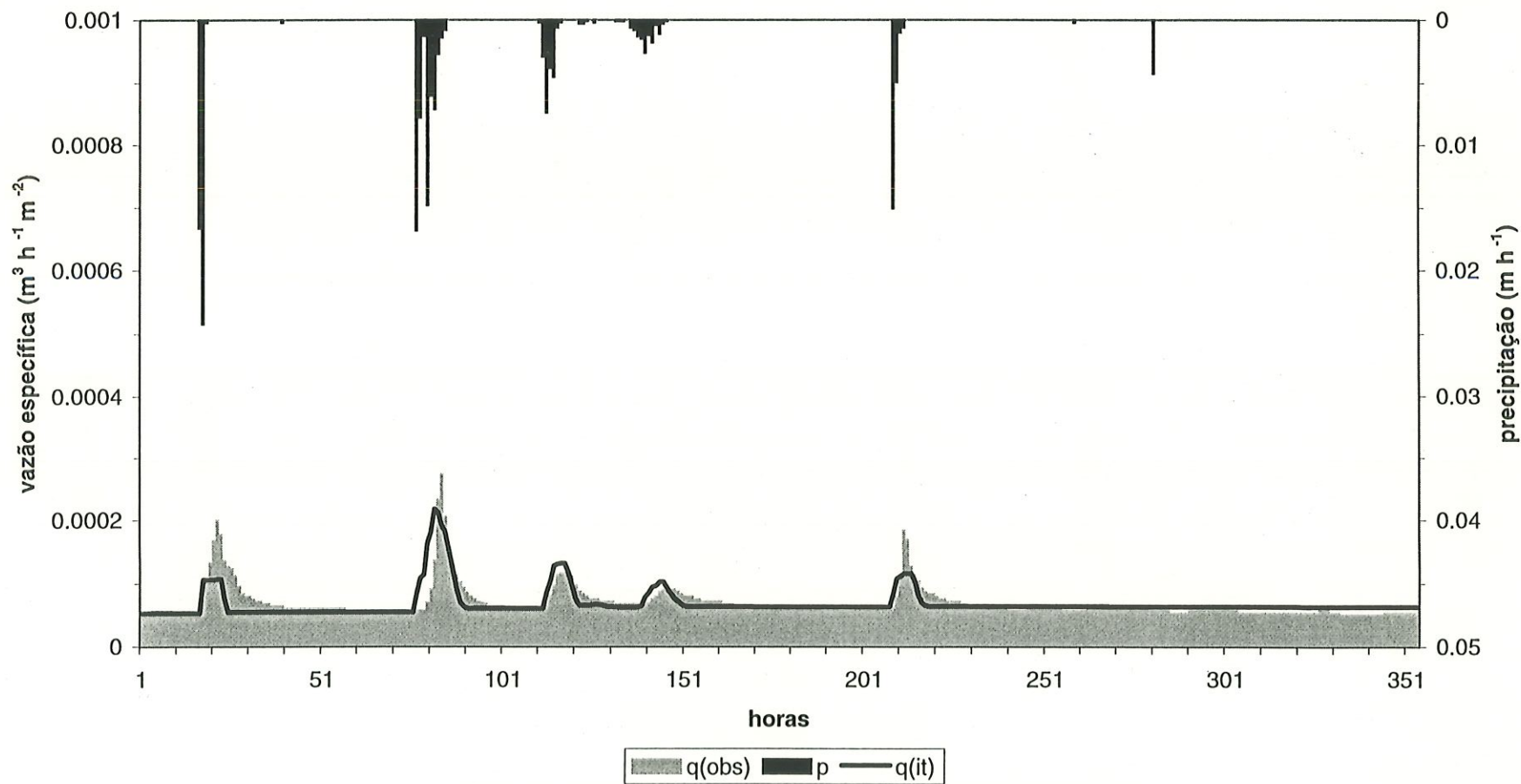


Período 02 (08 a 18/10/92)



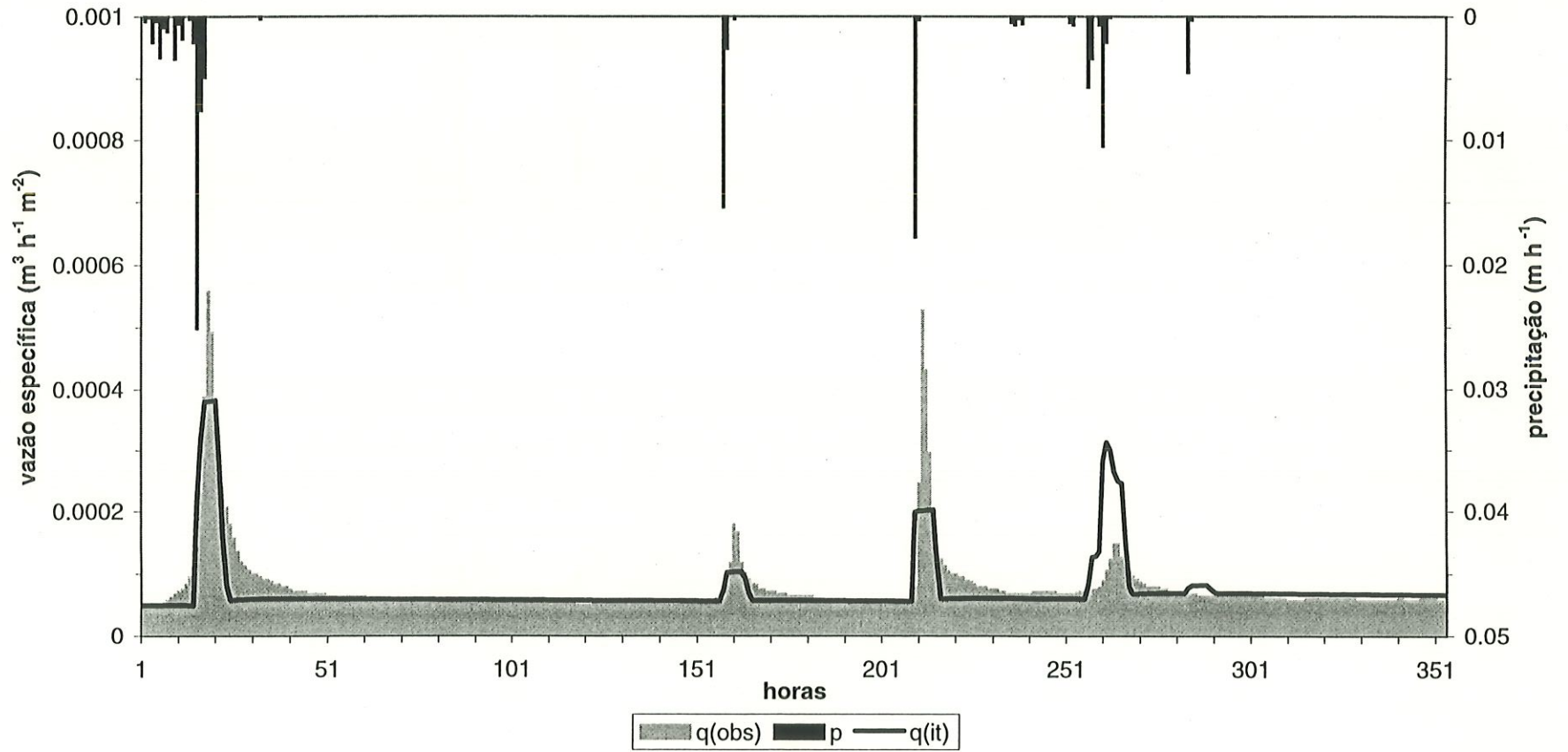
$m=0.0921$ ,  $\ln T_0=2.092$ ,  $t_d=0.3751$ ,  $SR_{max}=0.0266$ ,  $SR_0=0.0211$ ,  $E=0.417$

Período 04 (01 a 15/11/92)



$m = 0.452$ ,  $\ln T_0 = 1.966$ ,  $t_d = 2.022$ ,  $SR_{\max} = 0.1345$ ,  $SR_0 = 0.0212$ ,  $E = 0.55$

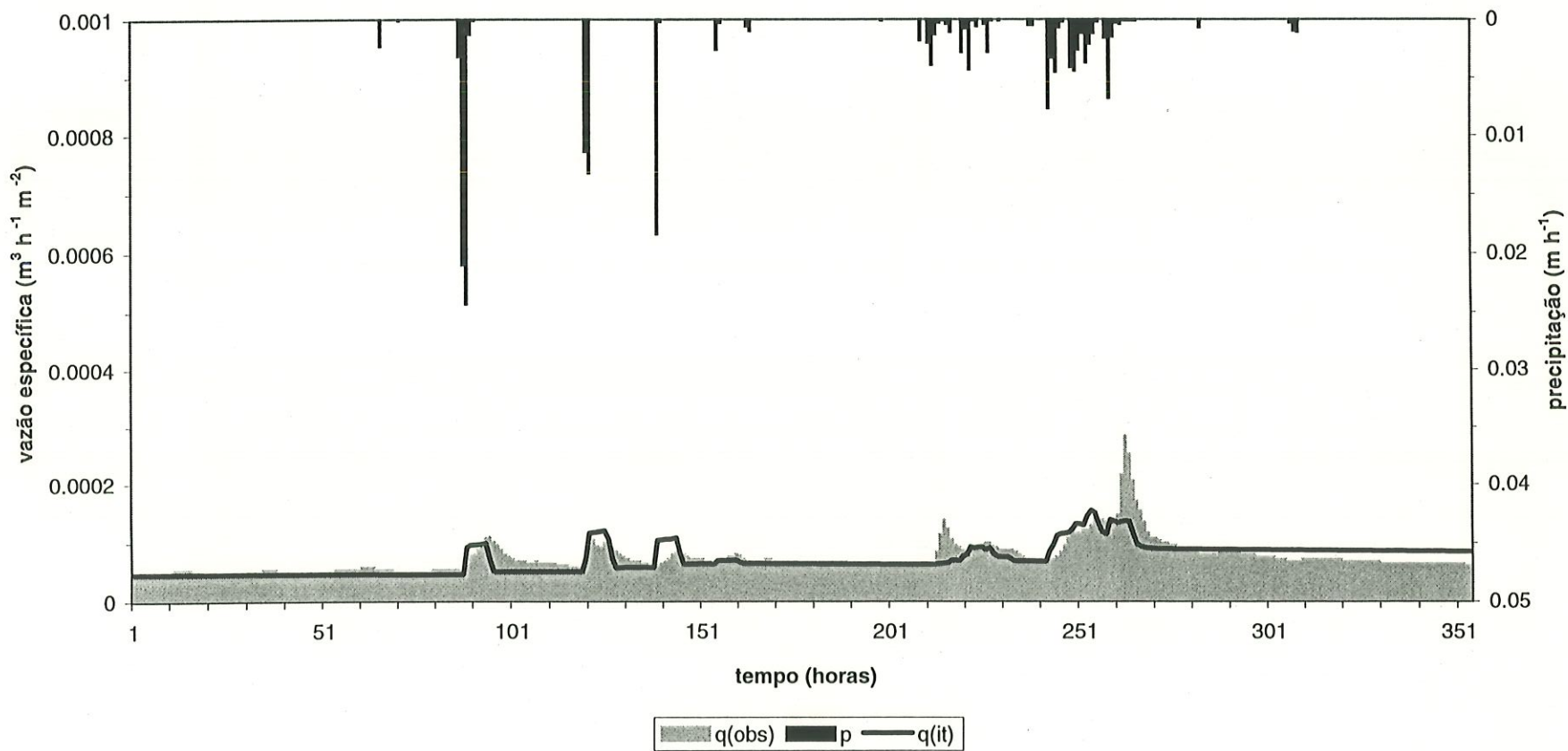
Período 06 (01 a 15/12/92)



$m= 0.1043, \ln T_0= 0.6126, t_d= 16.16, SR_{\max}=0.0207, SR_0= 0.1320, E=-0.588$

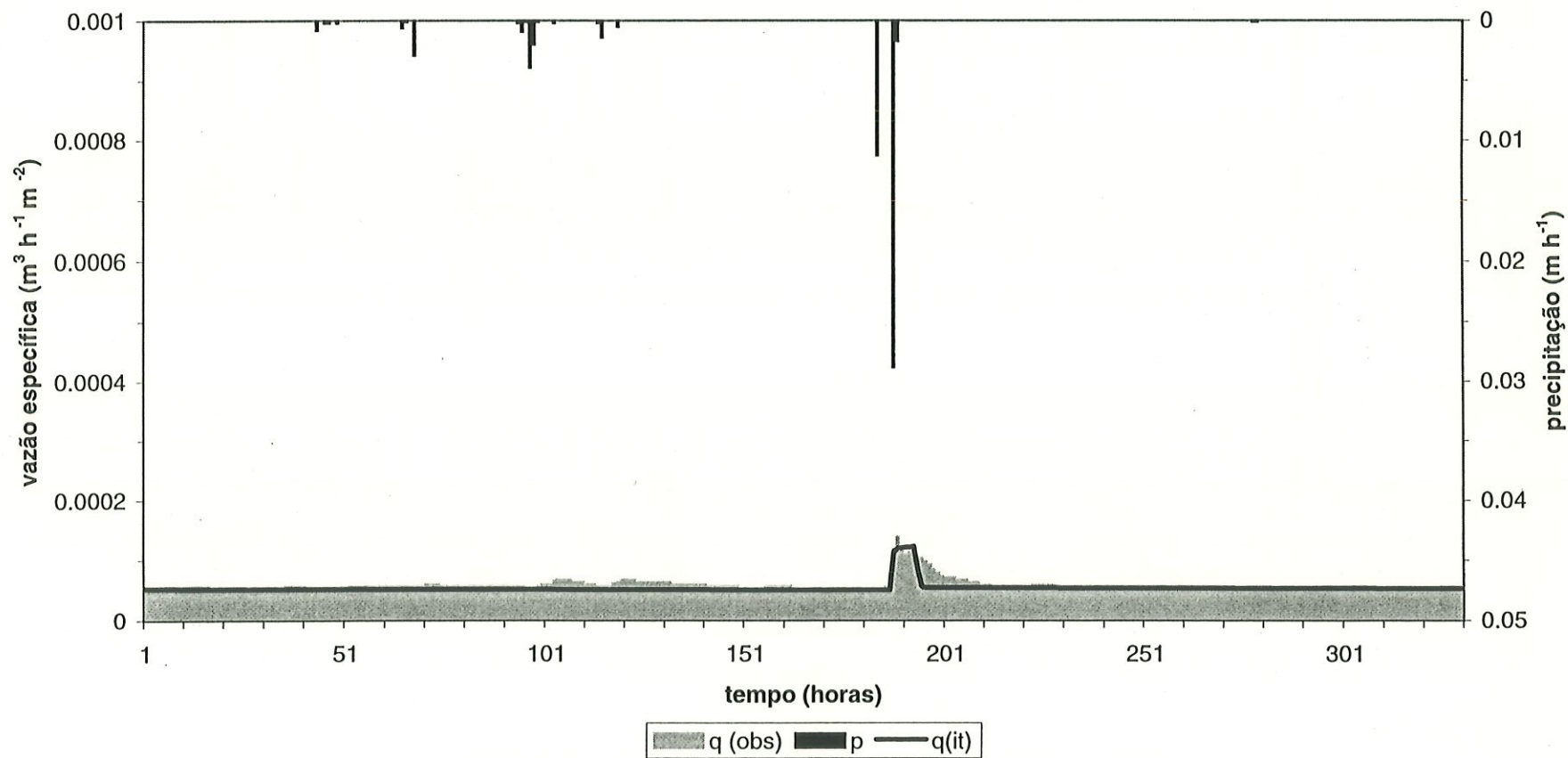


Período 08 (01 a15/01/93)



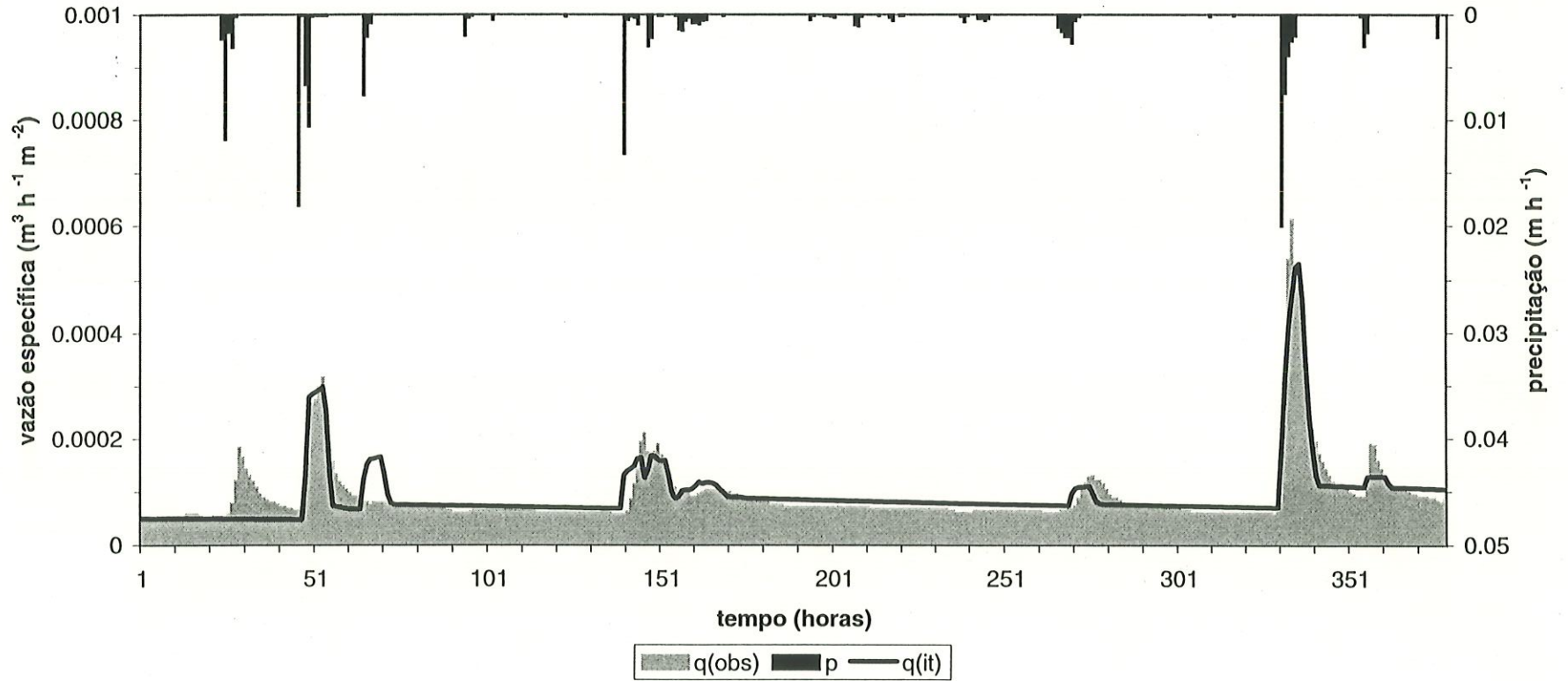
$m=0.1368$ ,  $\ln T_0=2.24$ ,  $t_d=3.572$ ,  $SR_{\max}=0.0358$ ,  $SR_0=0.1583$ ,  $E=0.471$

Período 09 (16 a 29/01/93)



$m=0.2632, \ln T_o=2.073, t_d= 1.13, SR_{max}=0.0246, SR_o=0.1737, E=0.53$

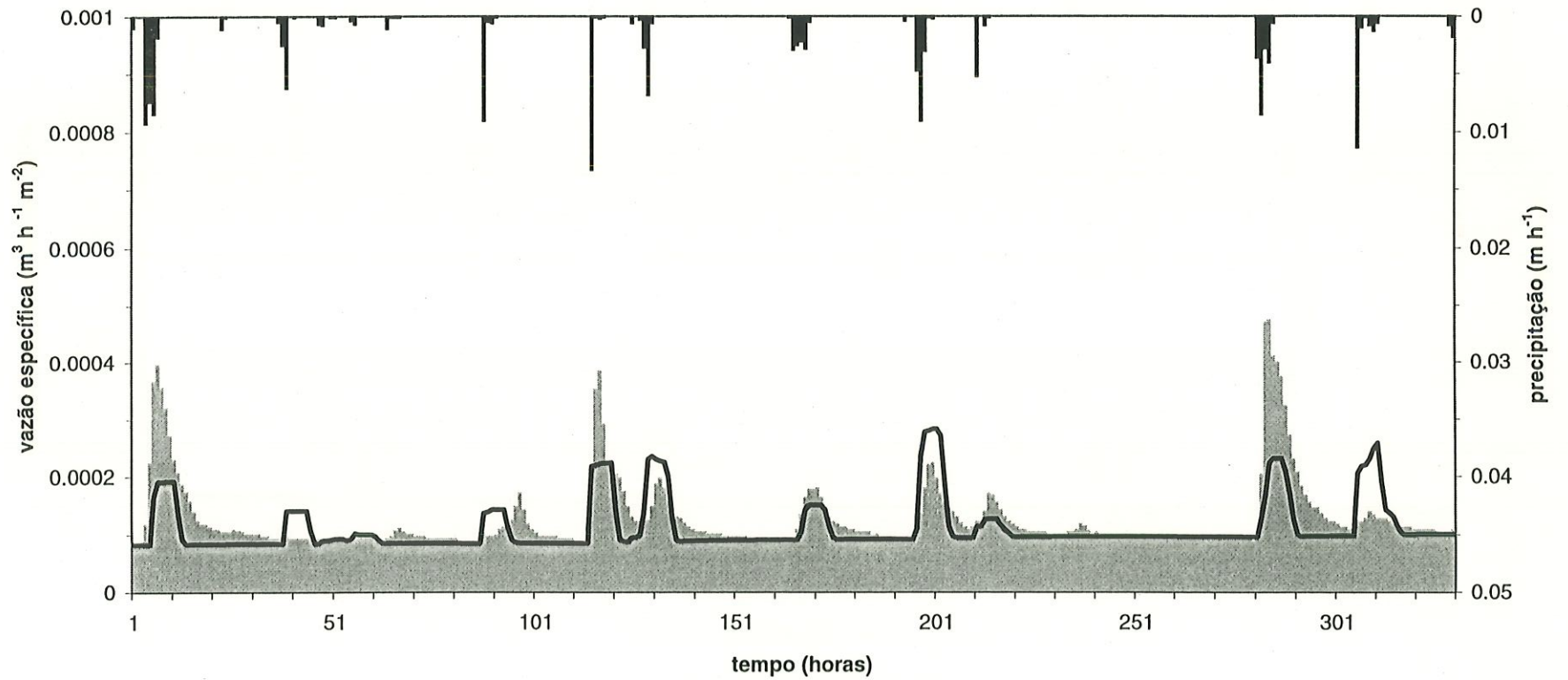
Período 10 (30/01 a 14/02/93)



$m= 0.0445$ ,  $\ln T_o= 0.6107$ ,  $td= 9.232$ ,  $SR_{\text{max}}=0.0918$ ,  $SR_o= 0.0312$ ,  $E=0.808$



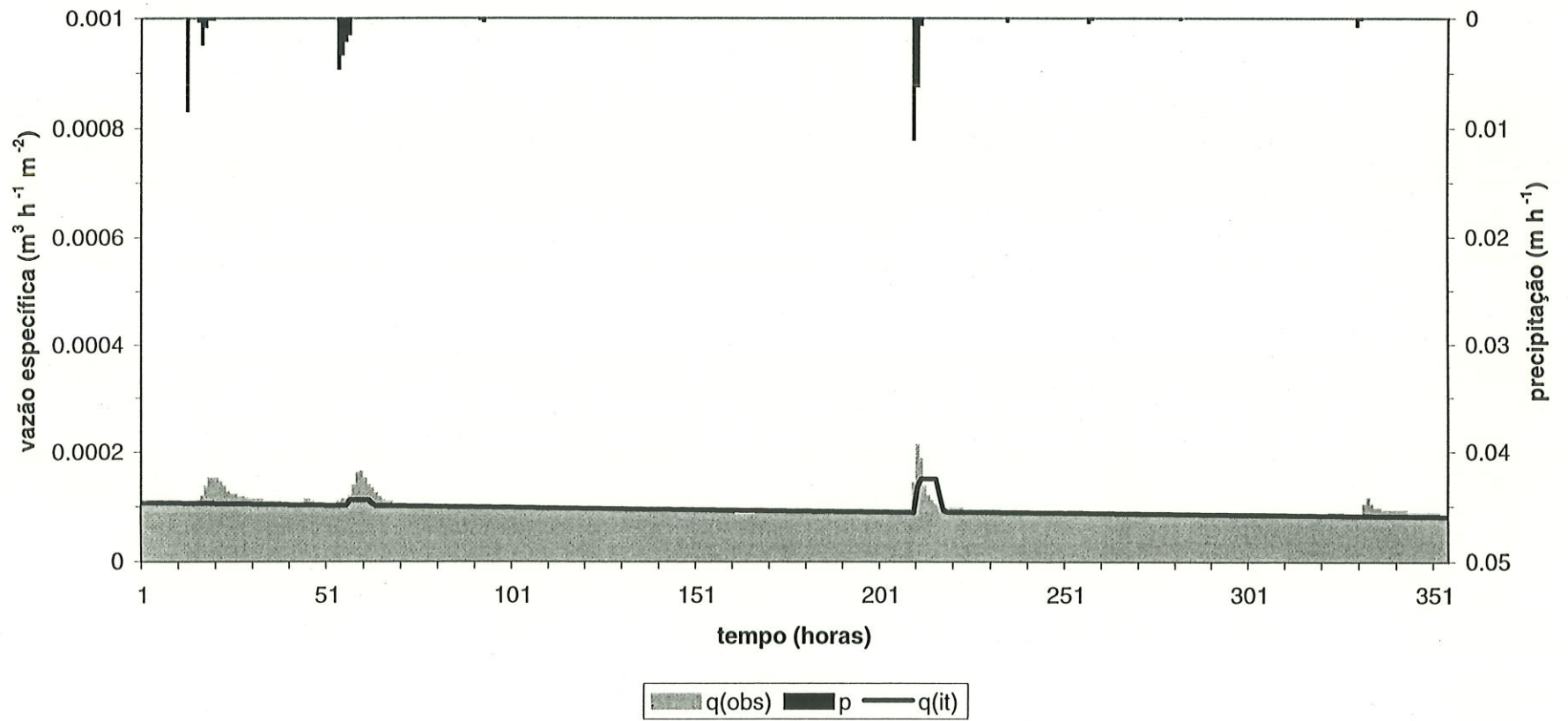
Período 11 (15 a 28/02/93)



q(obs) p q(it)

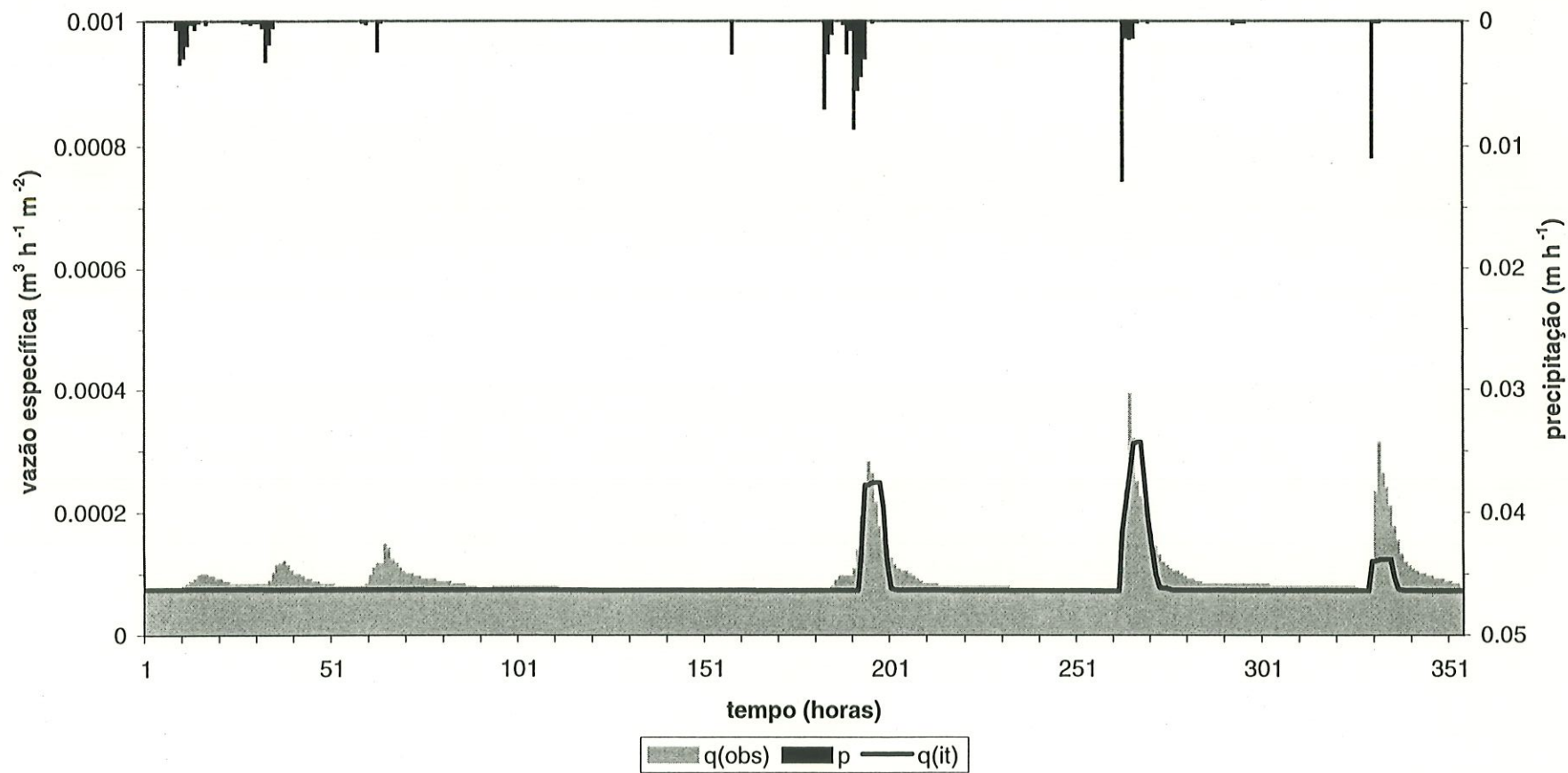
$m=0.1890$ ,  $\ln To=0.8568$ ,  $td=44.08$ ,  $SR_{max}=0.0248$ ,  $SR_o=0.020$ ,  $E=0.37$

Período 12 (01 a 15/03/93)



$m= 0.1059, \ln T_0= 0.0351, t_d= 42.09, SR_{\max}=0.0202, SR_0= 0.0351$

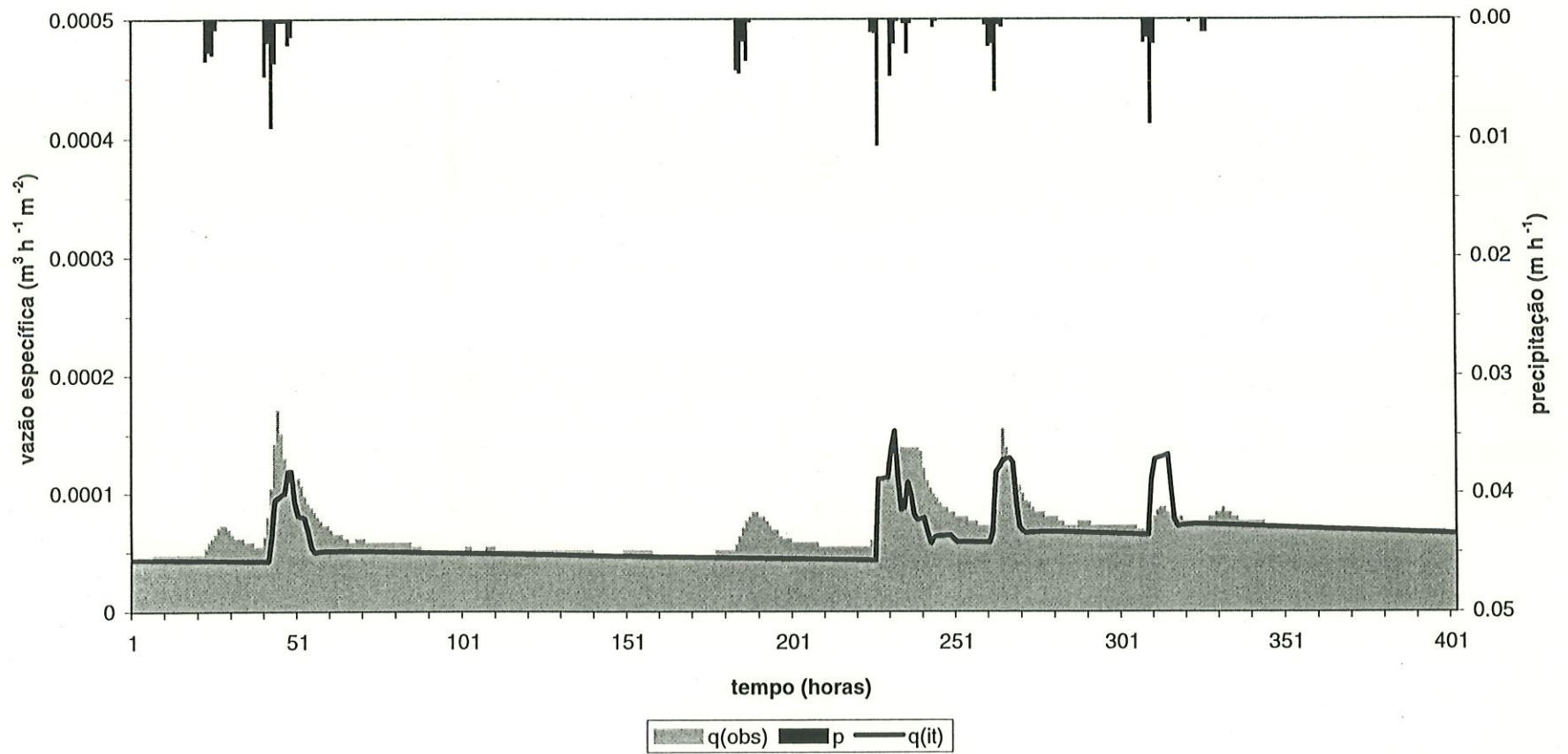
Período 14 (01 a 15/04/93)



$m= 0.4824$ ,  $\ln T_0= -0.4264$ ,  $t_d= 4.798$ ,  $SR_{\text{max}}=0.0431$ ,  $SR_0= 0.0504$

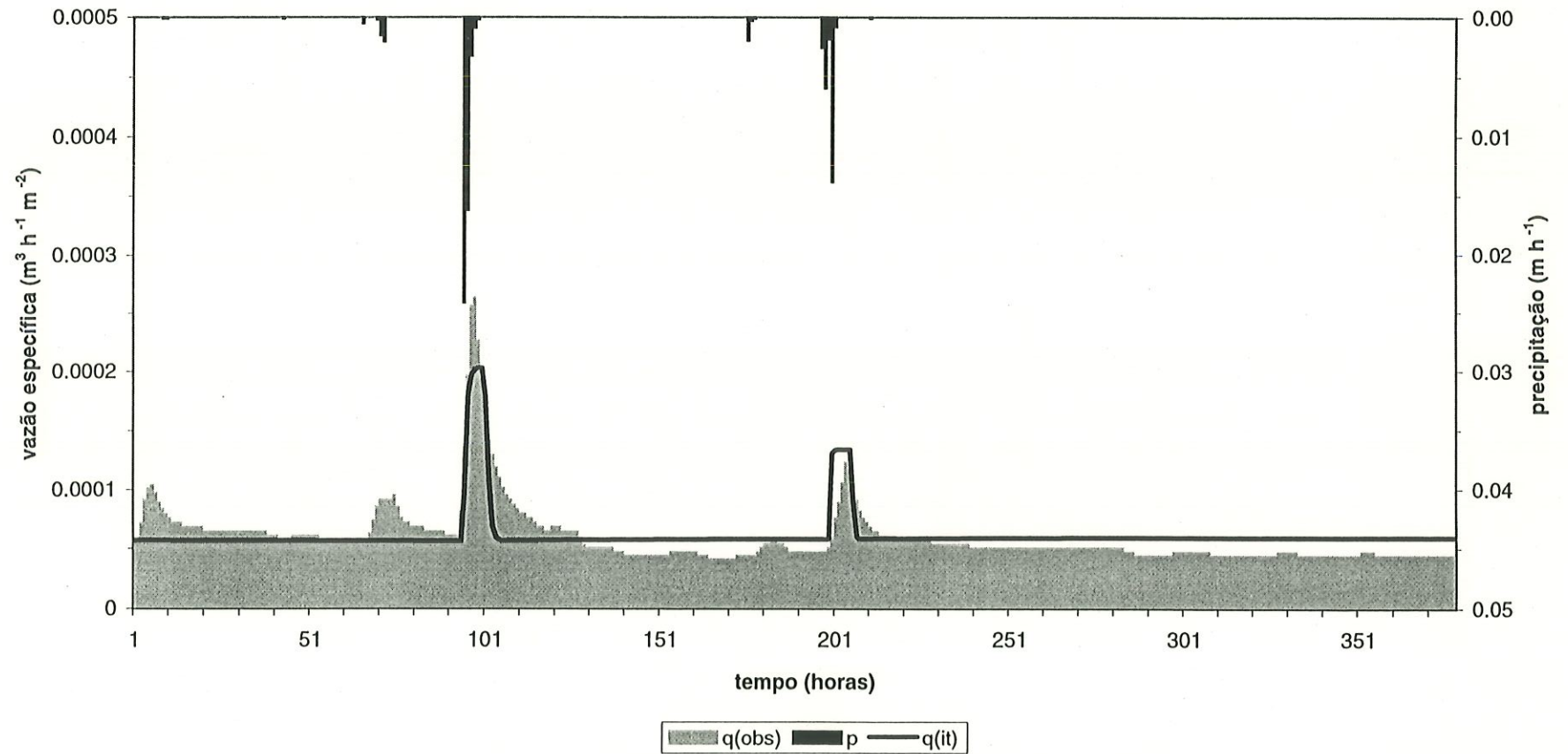


Período 19 (14 a 30/09/93)



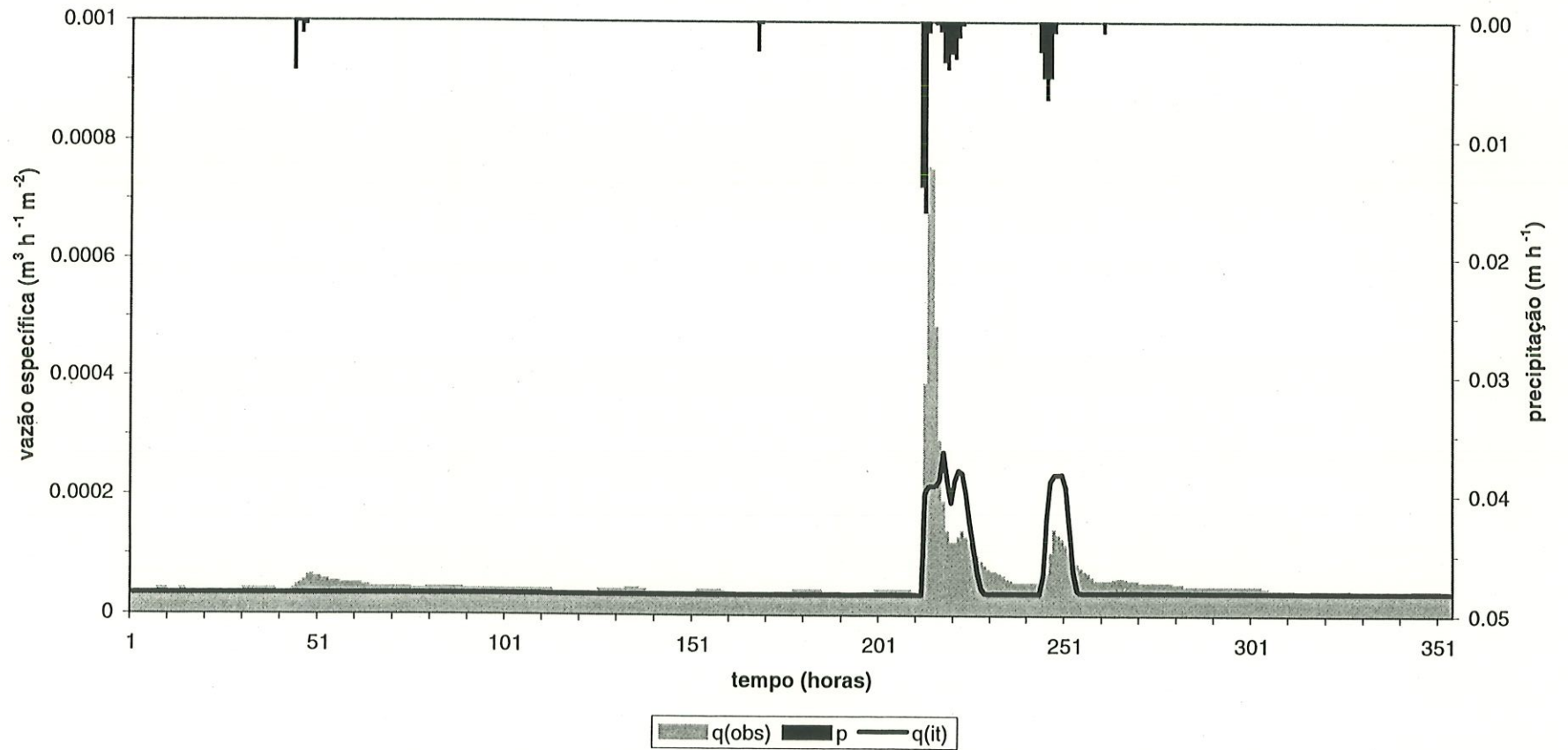
$m= 0.044$ ,  $\ln T_o= 0.9992$ ,  $t_d= 30.25$ ,  $SR_{max}=0.0212$ ,  $SR_o= 0.0594$ ,  $E=0.46$

Período 21 (16 a 31/10/93)



$m = 0.4377$ ,  $\ln T_o = 1.899$ ,  $t_d = 48.79$ ,  $SR_{\max} = 0.0203$ ,  $SR_o = 0.1995$ ,  $E = 0.602$

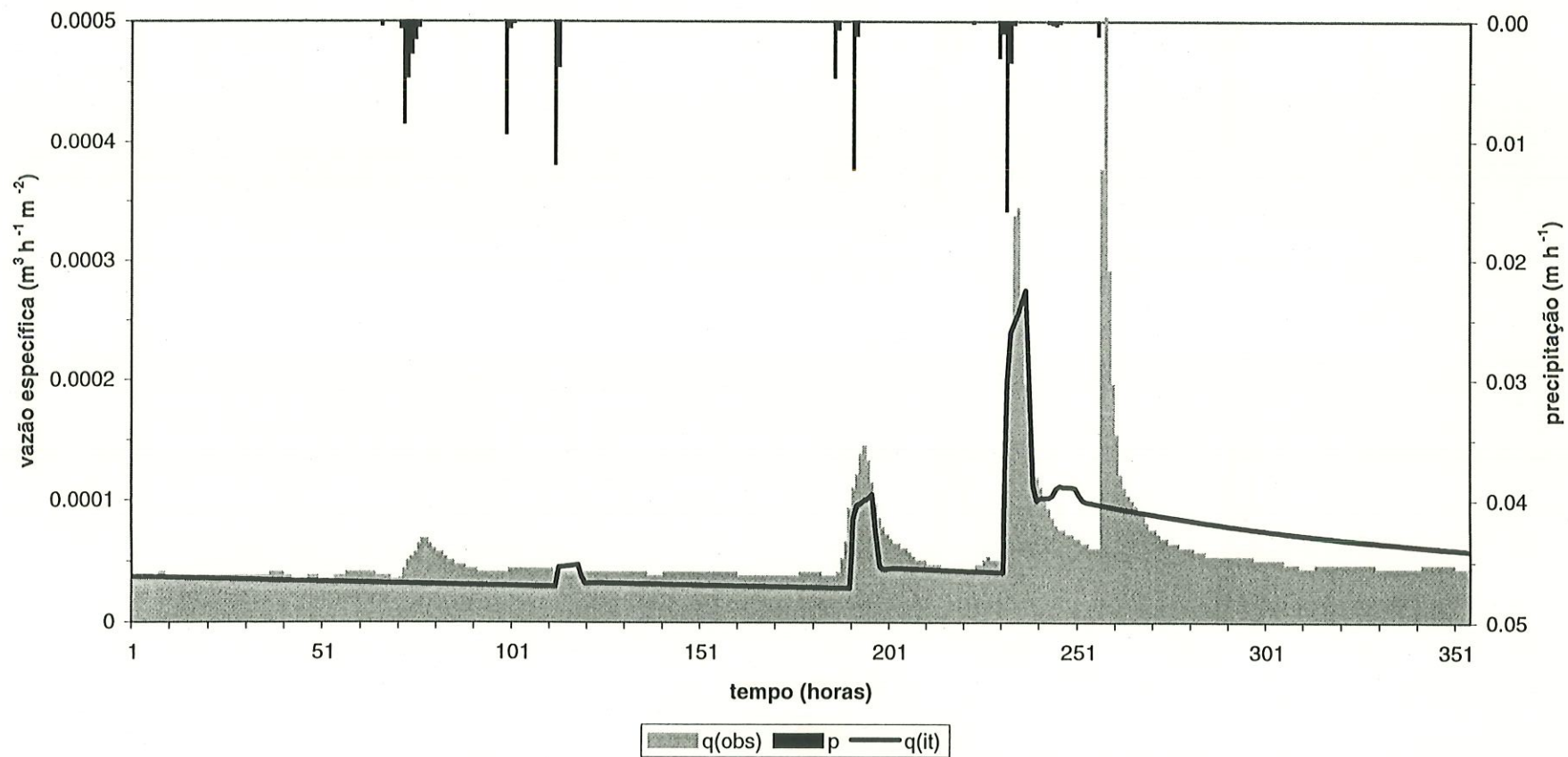
Período 23 (16 a 30/11/93)



$m= 0.3439$ ,  $\ln T_o= 0.1033$ ,  $t_d= 5.186$ ,  $SR_{\text{max}}=0.020$ ,  $SR_o= 0.1044$ ,  $E=0.422$

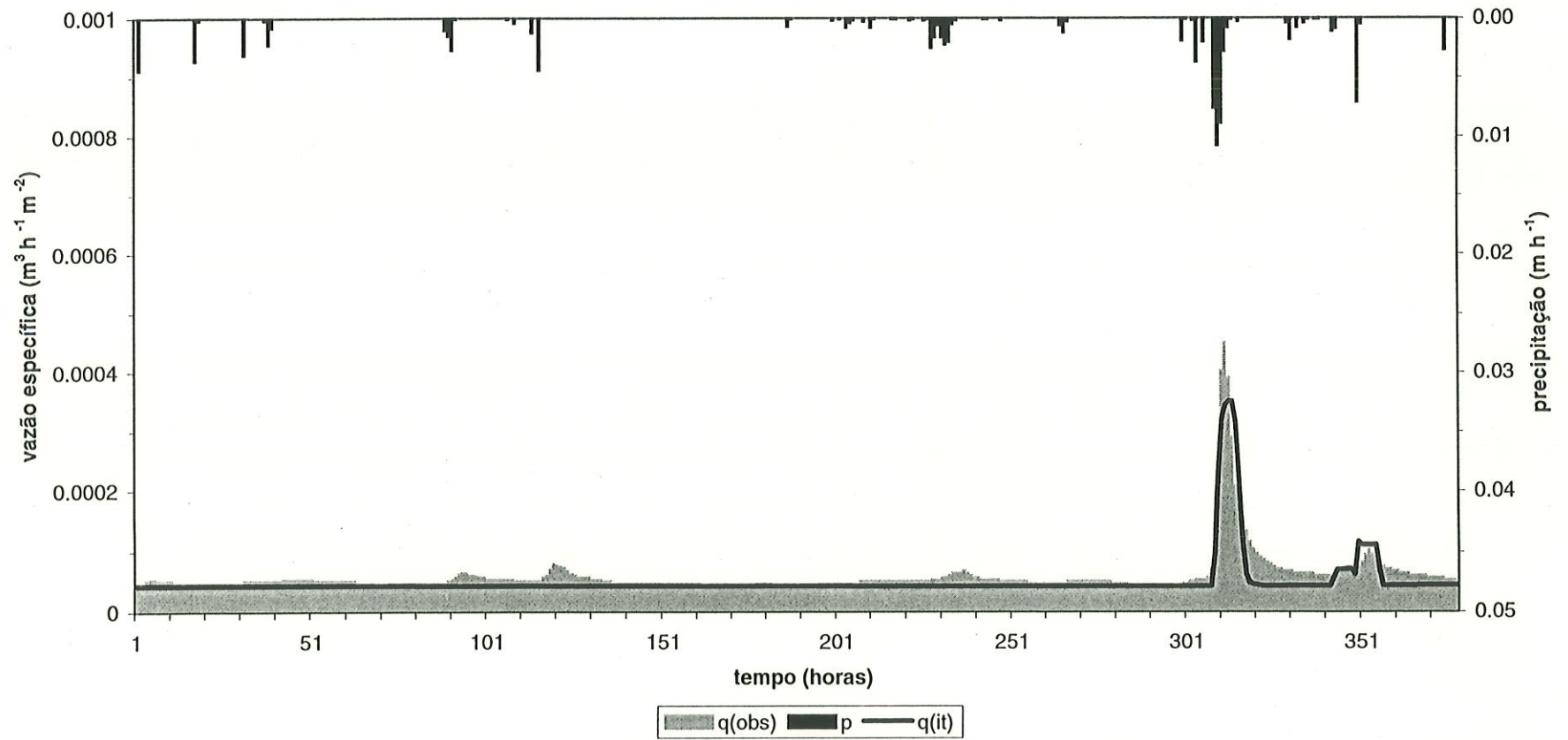


Período 24 (01 a 15/12/93)



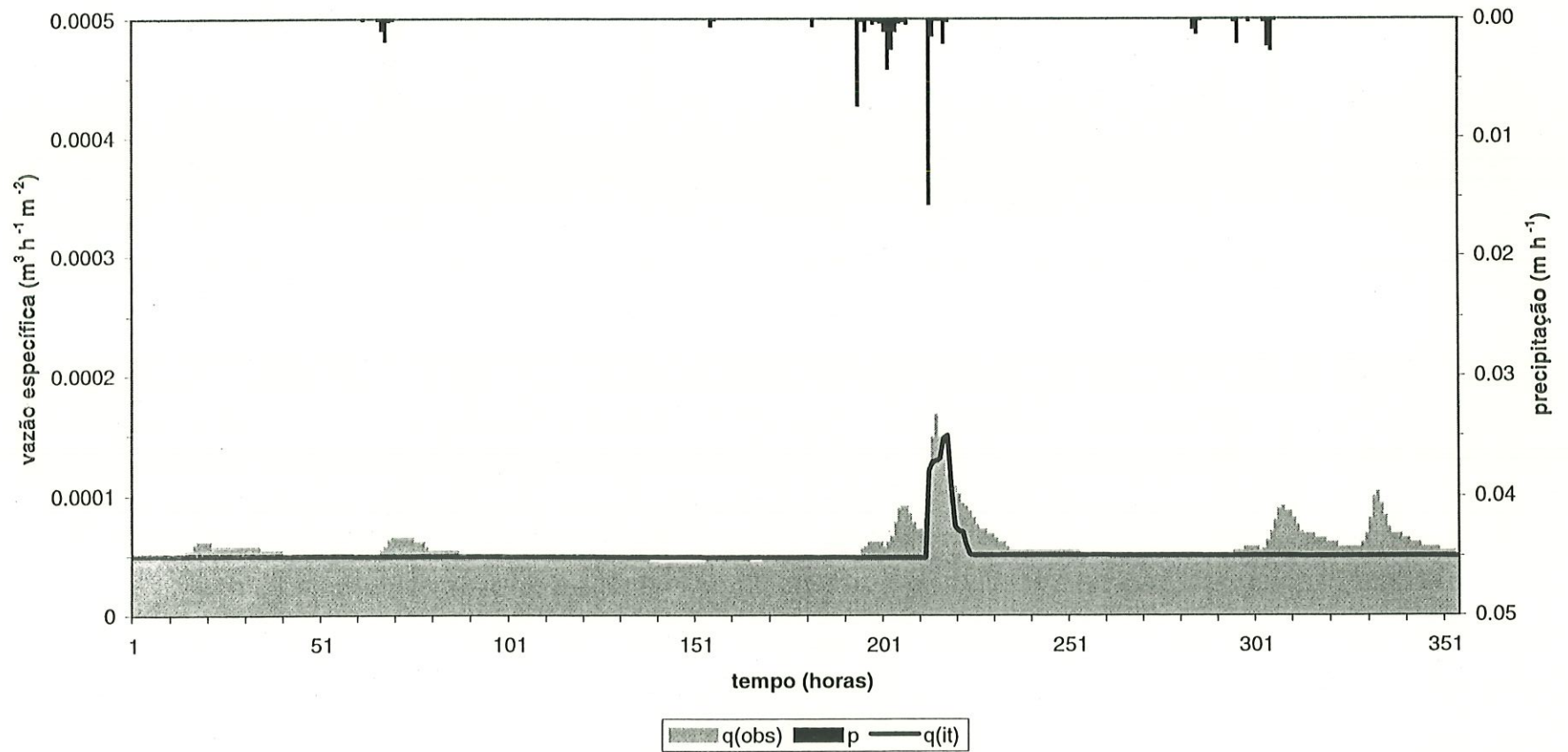
$m = 0.015$ ,  $\ln T_o = 0.6489$ ,  $t_d = 40.56$ ,  $SR_{max} = 0.0373$ ,  $SR_o = 0.1313$ ,  $E = 0.422$

Período 25 (16 a 31/12/93)



$m=0.4691, \ln T_0=0.4748, t_d=31.56, SR_{\max}=0.021, SR_0=0.1019, E=0.818$

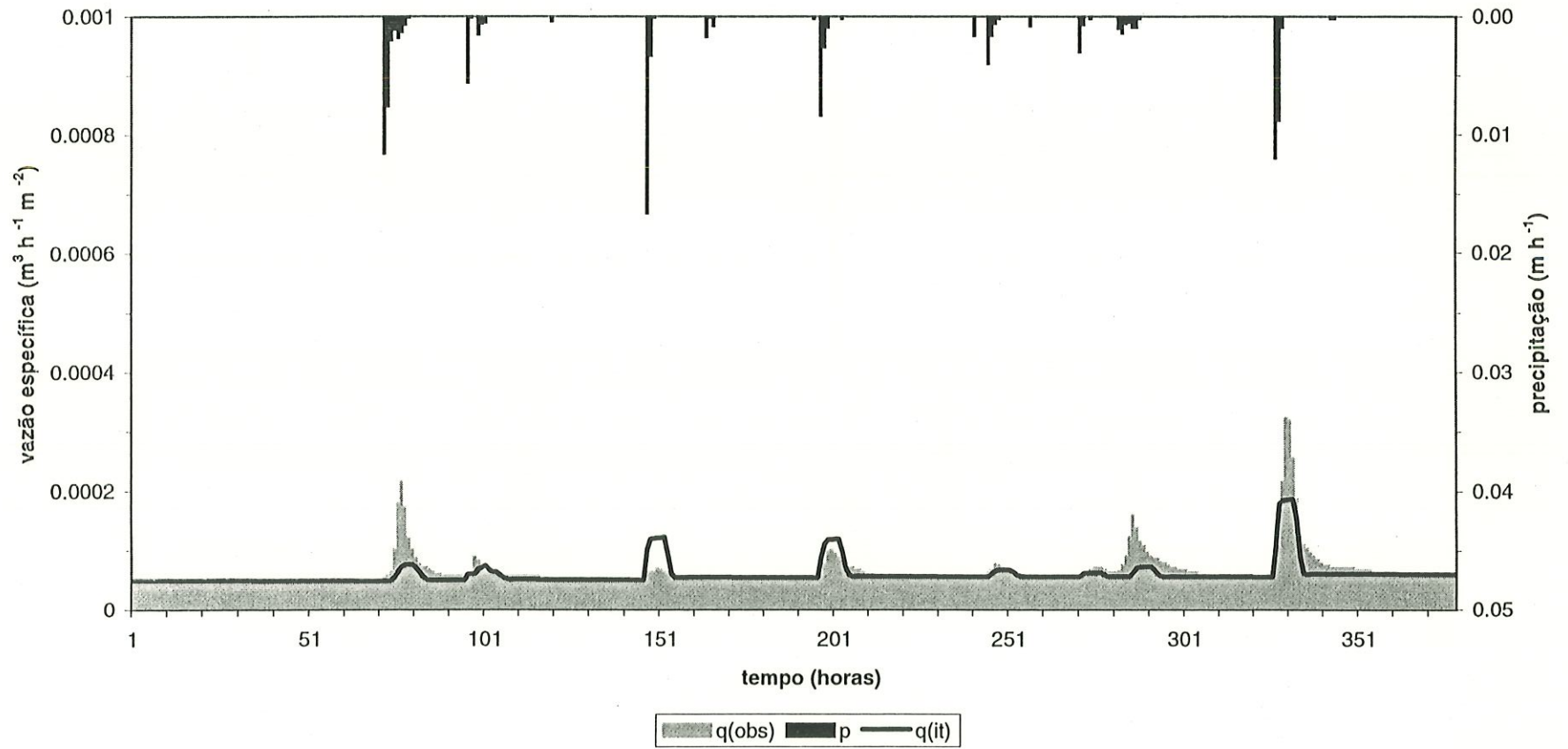
Período 26 (01 a 15/01/94)



$m = 0.3252$ ,  $\ln T_o = 1.225$ ,  $t_d = 1.636$ ,  $SR_{max} = 0.0208$ ,  $SR_o = 0.1307$ ,  $E = 0.427$

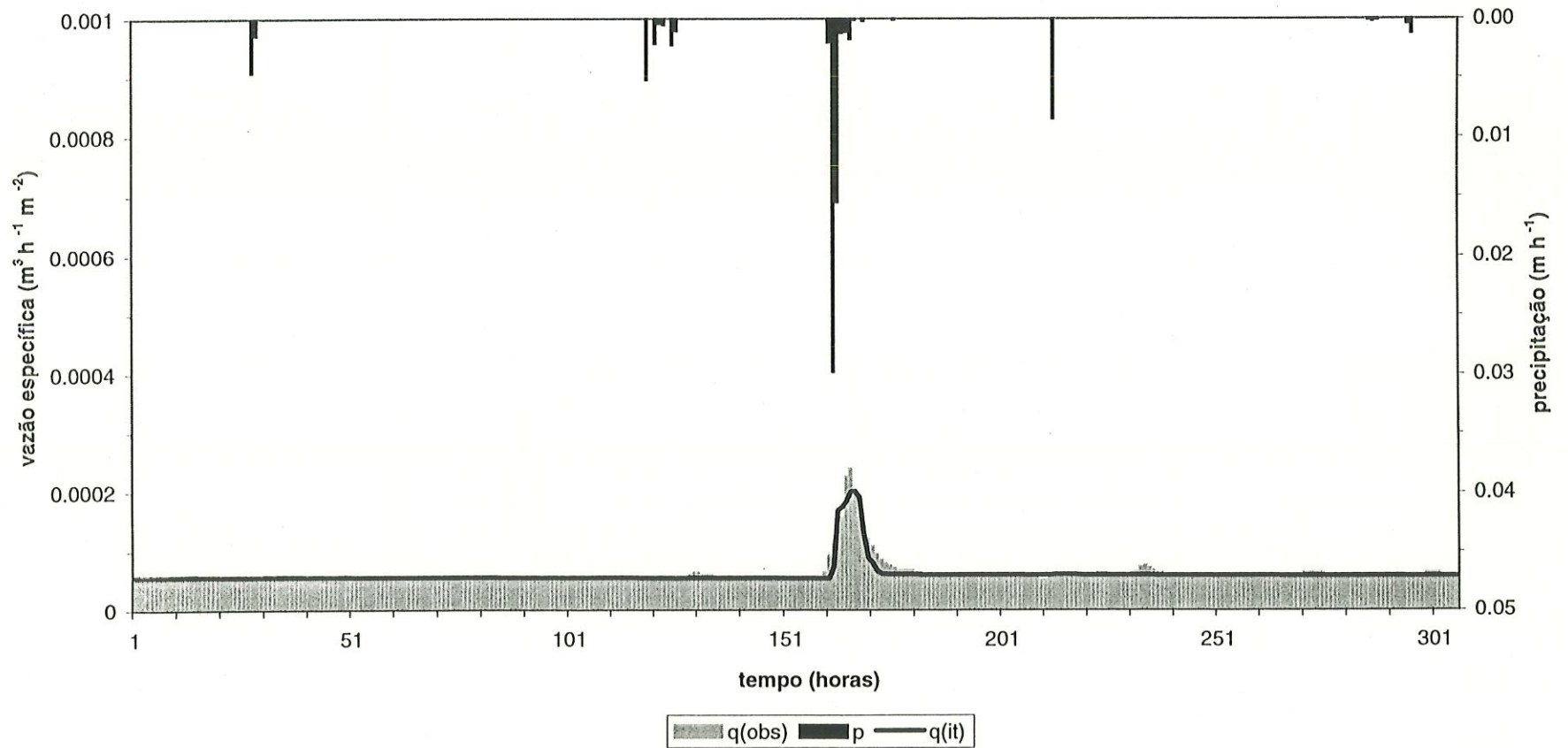


Período 27 (16 a 31/01/94)



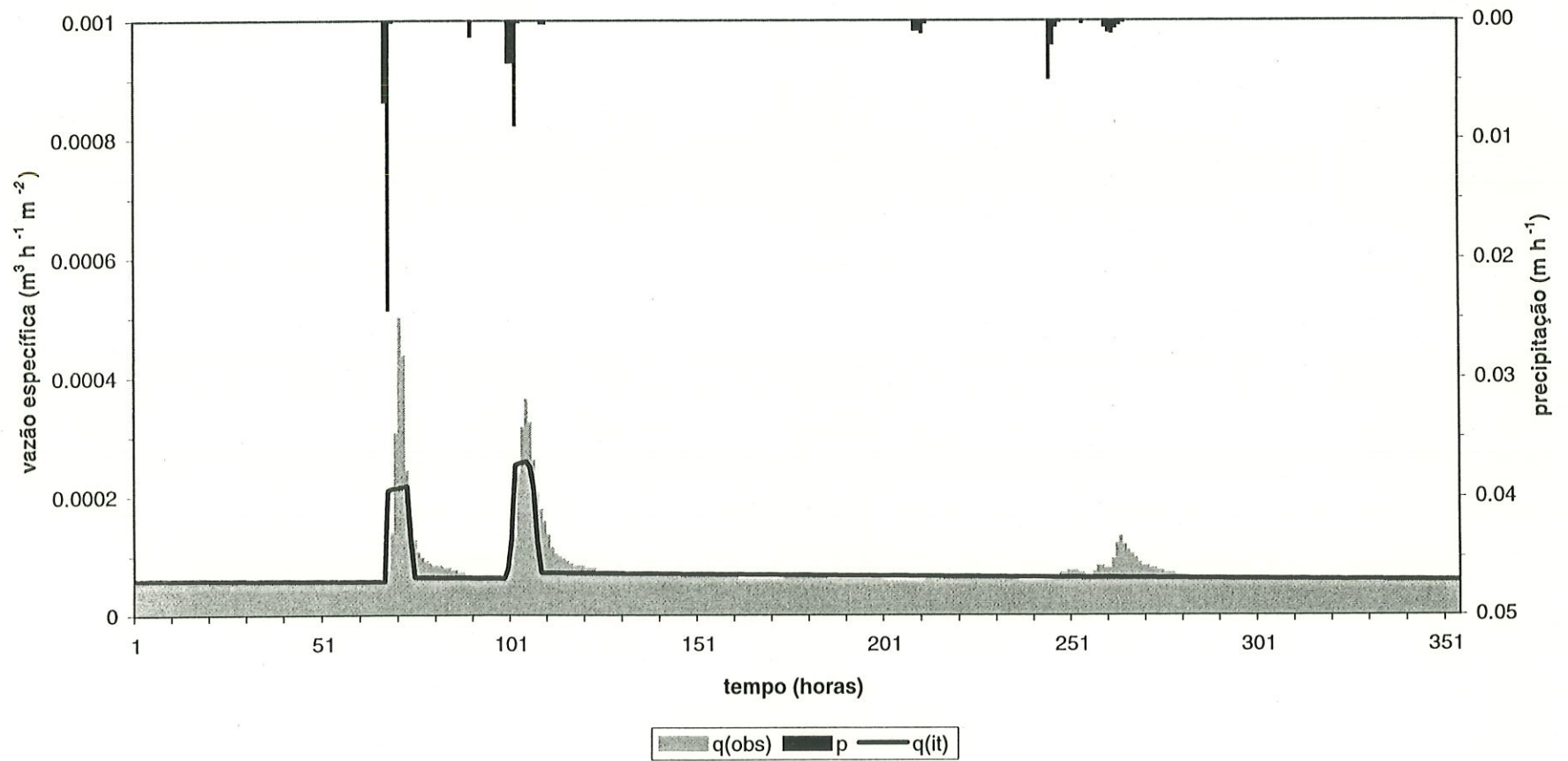
$m=0.1431, \ln T_0=1.309, t_d=6.1940, SR_{\max}=0.021, SR_0=0.0316, E=0.527$

Período 28 (01 a 13/02/94)



$m= 0.2025$ ,  $\ln T_0= 1.3640$ ,  $t_d= 4.046$ ,  $SR_{max}=0.0403$ ,  $SR_0= 0.0449$ ,  $E=0.867$

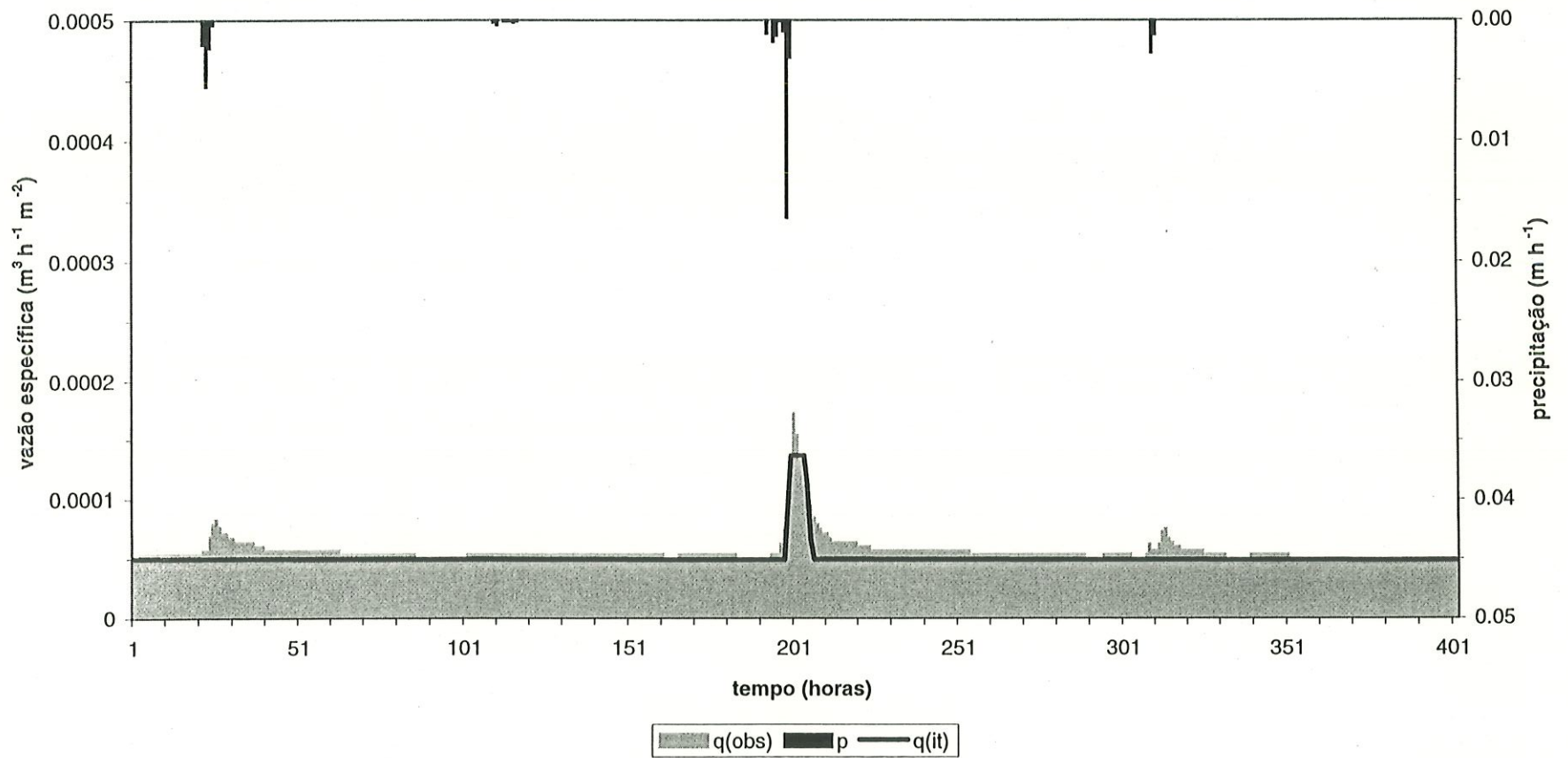
Período 31 (16 a 30/03/94)



$m=0.0845, \ln T_0=0.7184, t_d=4.457, SR_{\max}=0.0202, SR_0=0.0625, E=0.657$

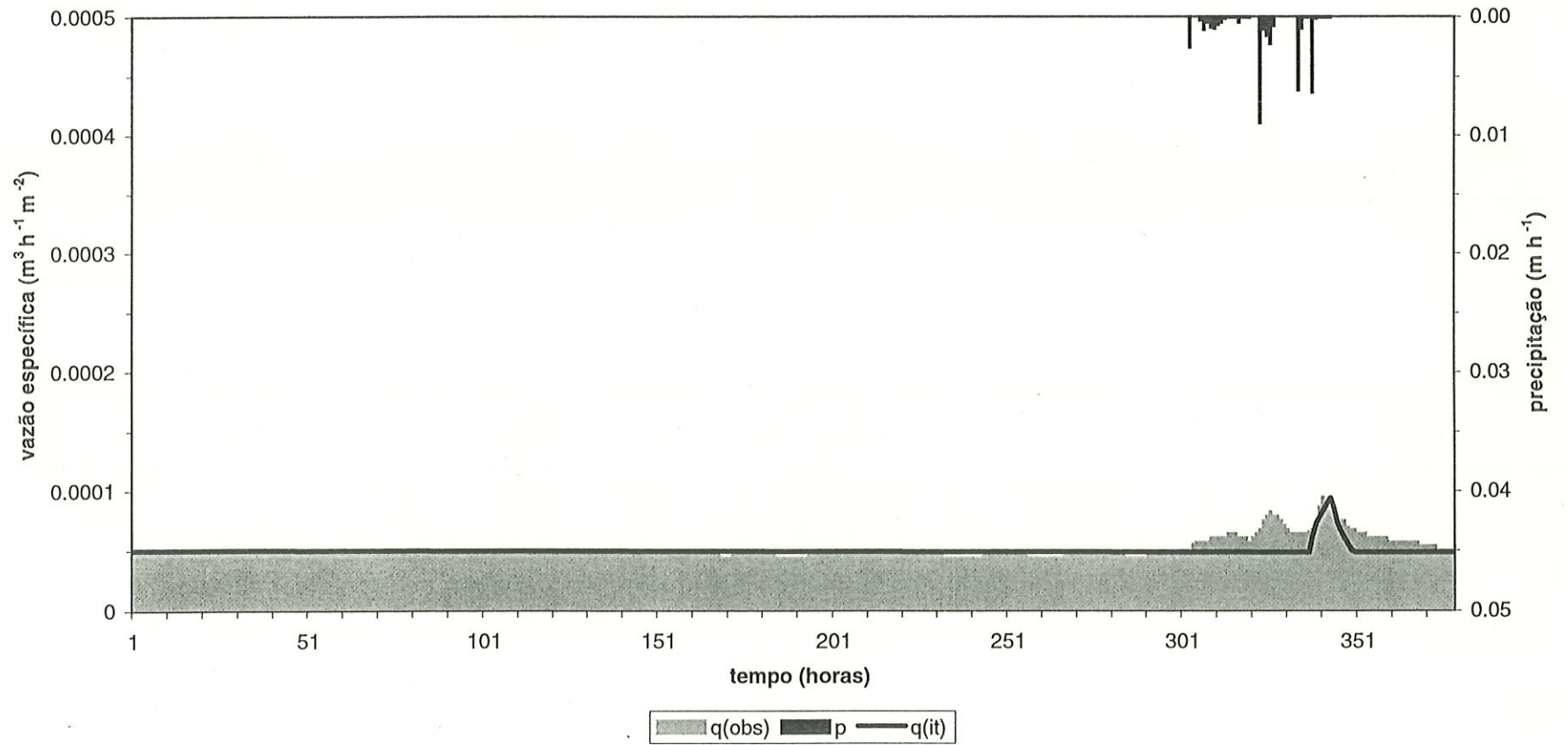


Período 33 (14 a 30/04/94)



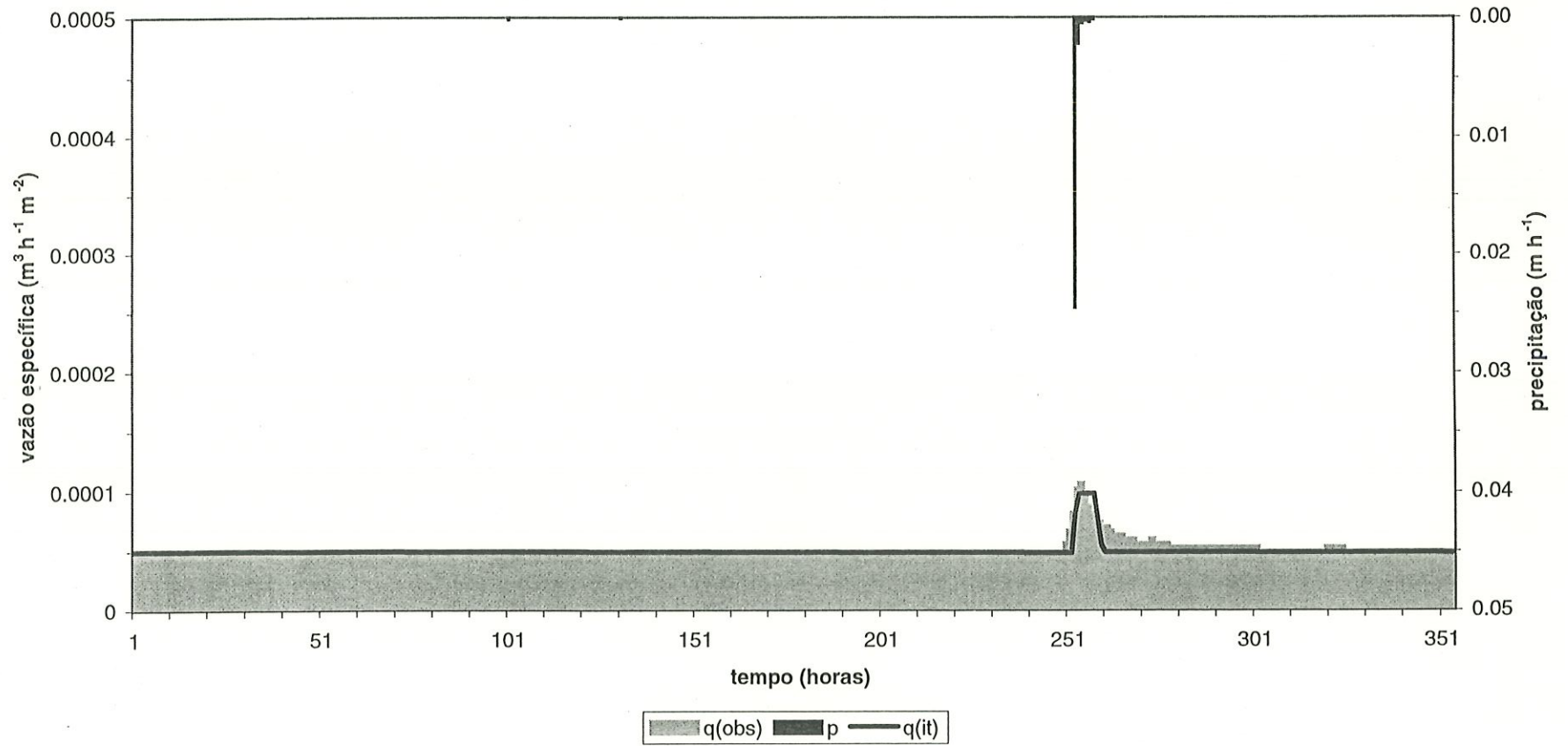
$m=0.4981, \ln T_0=0.3379, t_d=2.455, SR_{\max}=0.0221, SR_0=0.170, E=0.526$

Período 34 (01 a 16/05/94)



$m = 0.4732$ ,  $\ln T_0 = -1.576$ ,  $t_d = 46.56$ ,  $SR_{\max} = 0.0353$ ,  $SR_0 = 0.1958$ ,  $E = 0.33$

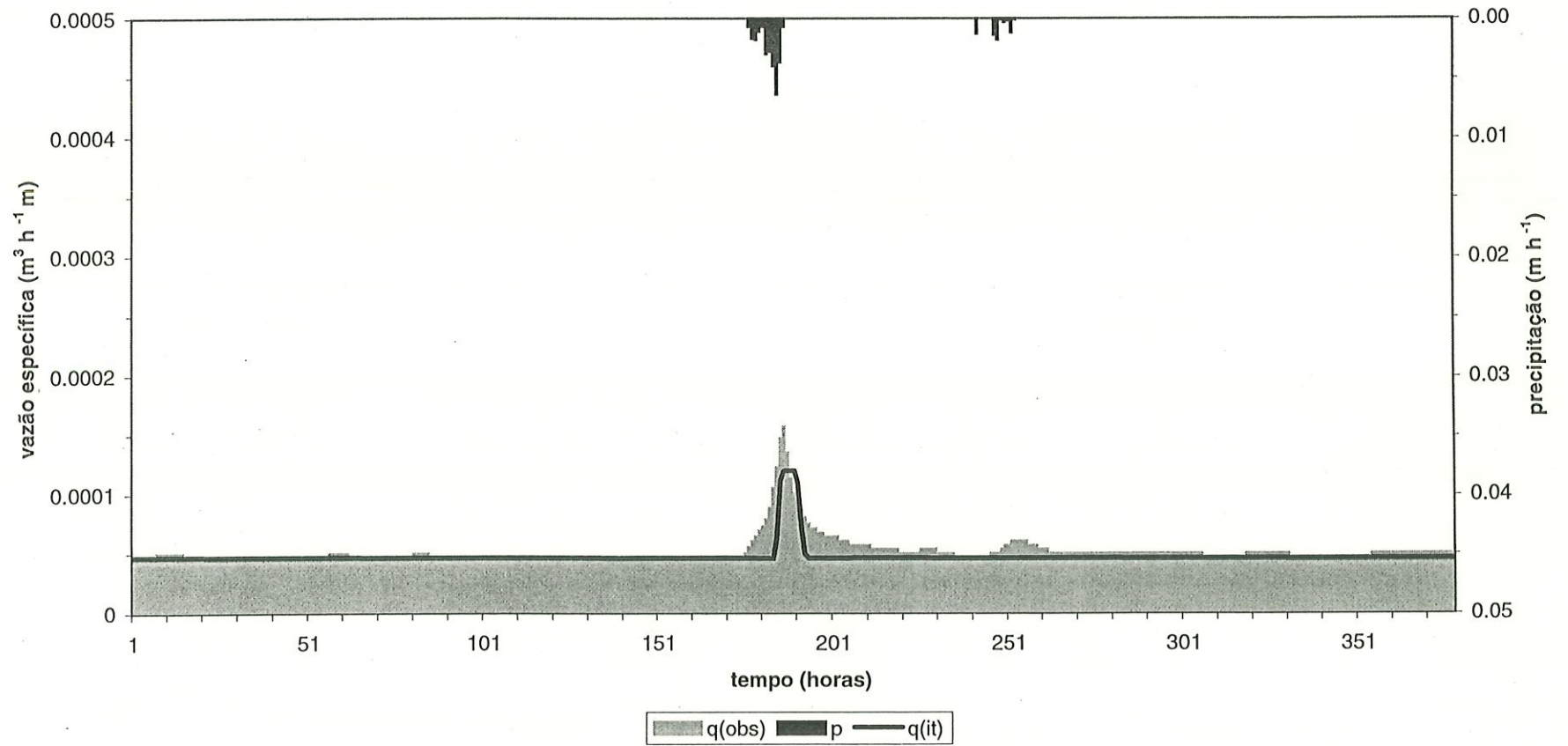
Período 35 (17 a 31/05/94)



$m= 0.4042, \ln T_o= 0.8466, t_d= 4.609, SR_{\max}=0.0207, SR_o= 0.1684, E=0.65$

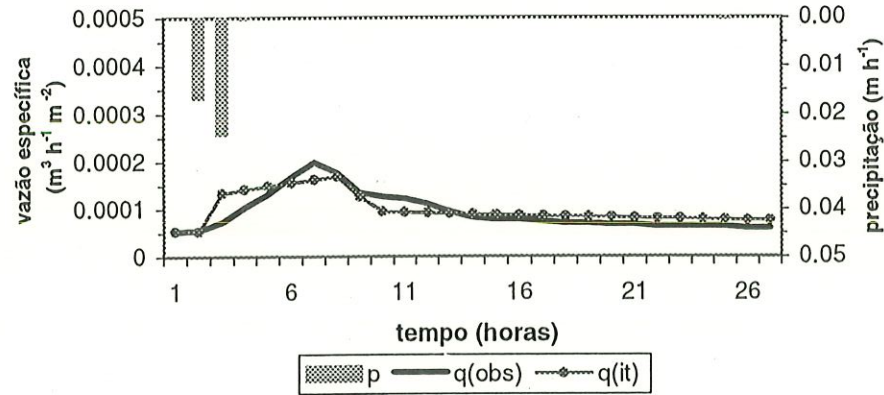


Período 36 (15 a 30/06/94)



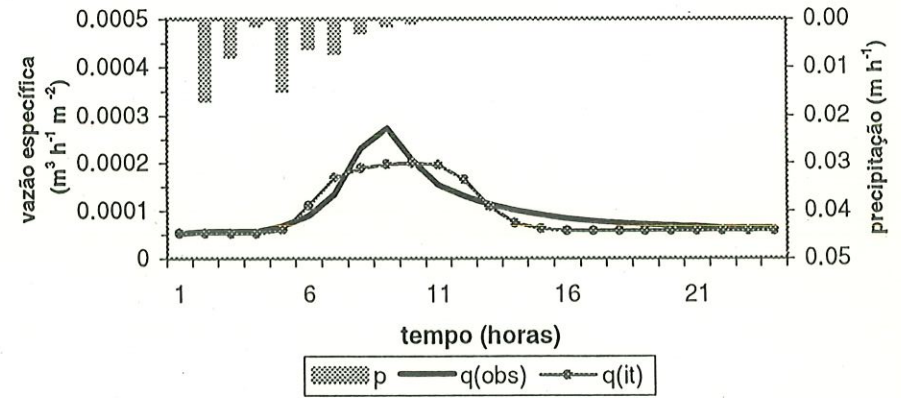
$m= 0.4889$ ,  $\ln T_0= 0.043$ ,  $t_d= 13.73$ ,  $SR_{\text{max}}=0.0201$ ,  $SR_0= 0.1628$ ,  $E=0.54$

Evento 07- Per.4 (01 a 02/11/92 - 33h)



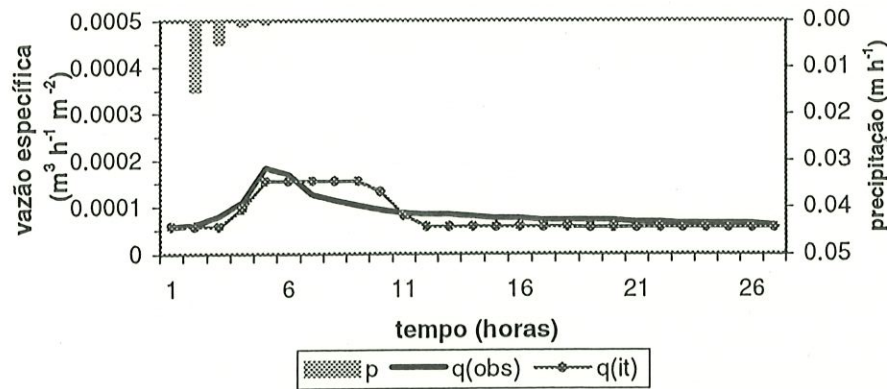
$m = 0.0064$ ,  $\ln To = 0.4595$ ,  $td = 32.88$ ,  $SR_{max} = 0.0845$ ,  $SR_o = 0.0358$ ,  $E = 0.732$

Evento 08- Per.4 (04 a 05/11/92 - 30h)



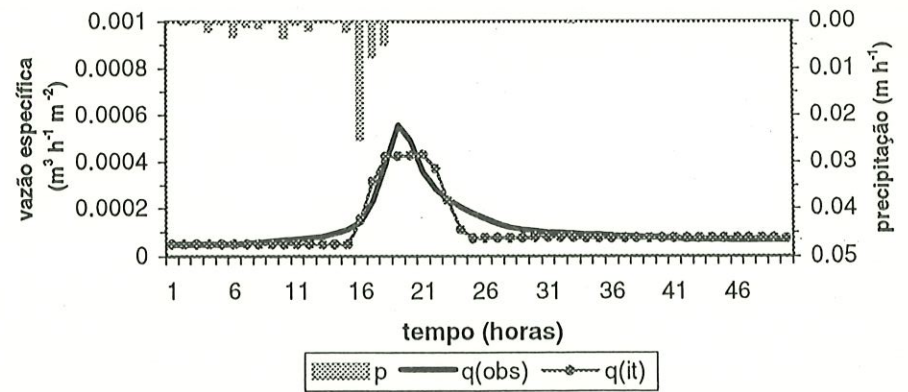
$m = 0.1510$ ,  $\ln To = 1.130$ ,  $td = 11.80$ ,  $SR_{max} = 0.0673$ ,  $SR_o = 0.0399$ ,  $E = 0.824$

Evento 09- Per.4 (09 a 10/11/92 - 33h)



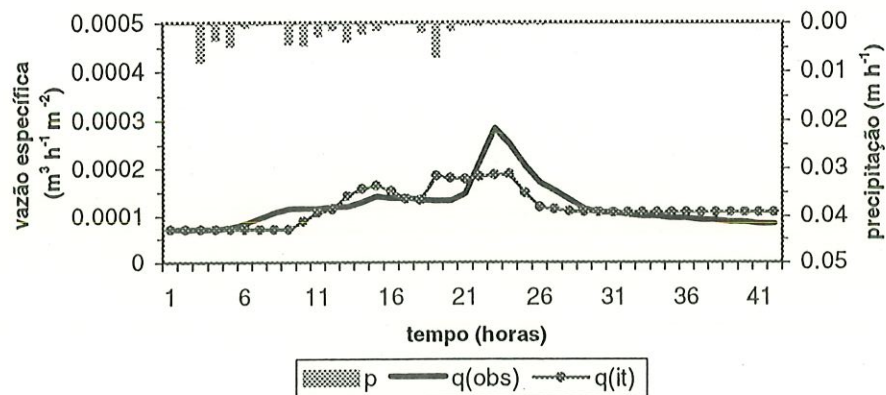
$m = 0.110$ ,  $\ln To = -2.810$ ,  $td = 7.22$ ,  $SR_{max} = 0.0202$ ,  $SR_o = 0.0737$ ,  $E = 0.569$

Evento 13- Per.6 (01 a 03/12/92 - 56h)



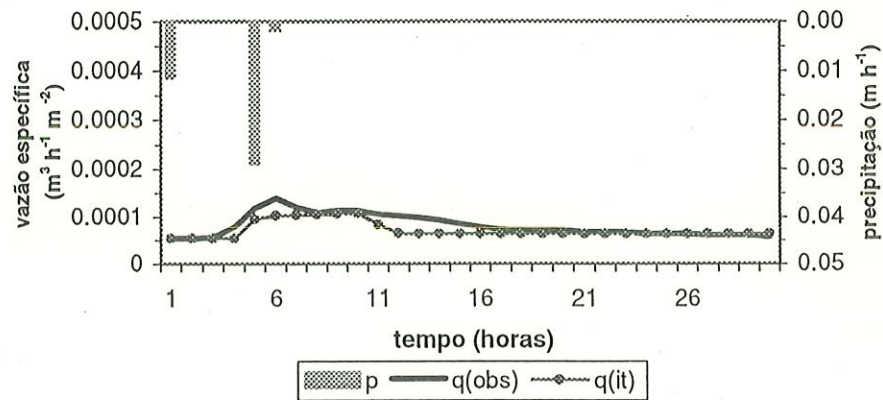
$m = 0.0284$ ,  $\ln To = -0.2250$ ,  $td = 49.80$ ,  $SR_{max} = 0.0279$ ,  $SR_o = 0.1760$ ,  $E = 0.859$

Evento 16- Per.8 (11 a 12/01/93 - 48h)



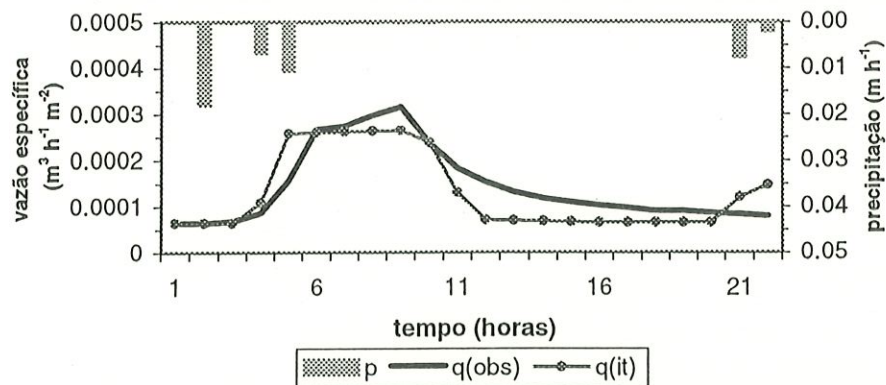
$m = 0.0386$ ,  $\ln T_o = 1.260$ ,  $t_d = 40.90$ ,  $SR_{max} = 0.1500$ ,  $SR_o = 0.0223$ ,  $E = 0.574$

Evento 17- Per.9 (23 a 25/01/93 - 36h)



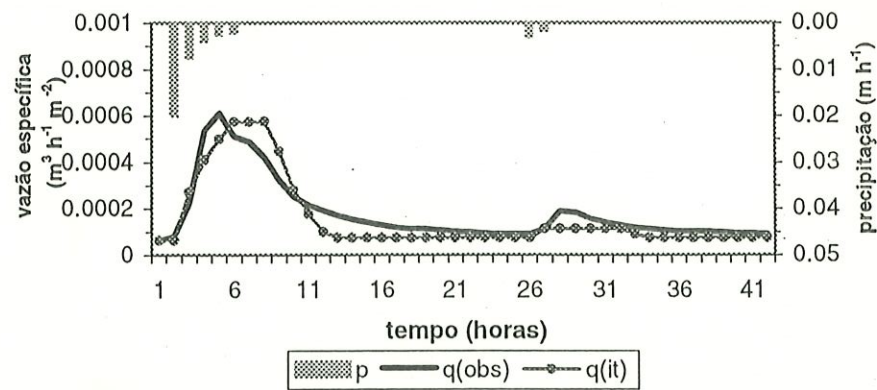
$m = 0.0817$ ,  $\ln T_o = 2.220$ ,  $t_d = 6.29$ ,  $SR_{max} = 0.1060$ ,  $SR_o = 0.0260$ ,  $E = 0.574$

Evento 18- Per.10 (31/01 a 01/02/93 - 28h)



$m = 0.354$ ,  $\ln T_o = 0.6900$ ,  $t_d = 29.80$ ,  $SR_{max} = 0.1990$ ,  $SR_o = 0.0217$ ,  $E = 0.565$

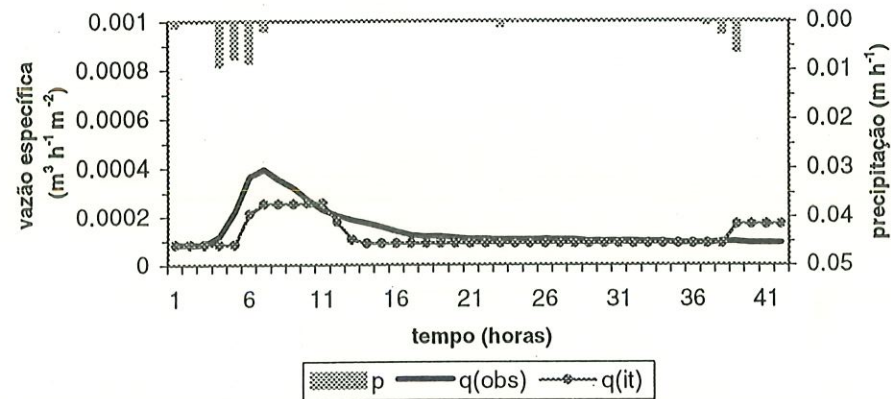
Evento 19- Per.10 (12 a 14/02/93 - 48h)



$m = 0.0532$ ,  $\ln T_o = -0.507$ ,  $t_d = 35.30$ ,  $SR_{max} = 0.0215$ ,  $SR_o = 0.0643$ ,  $E = 0.822$

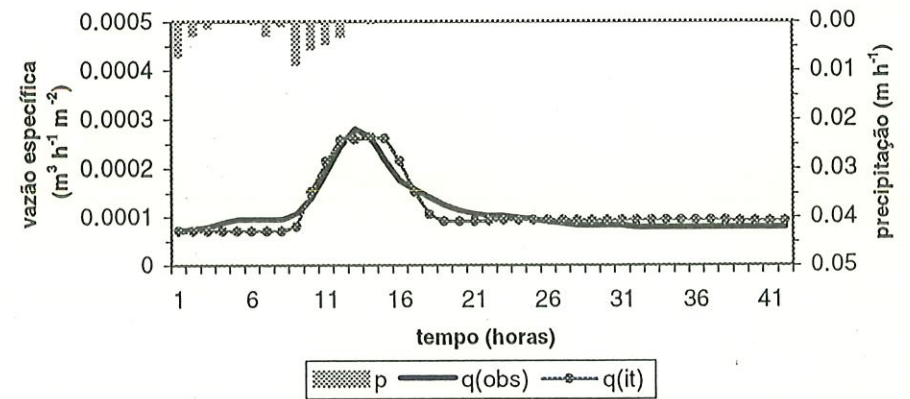


Evento 20- Per.11 (15 a 16/02/93 - 48h)



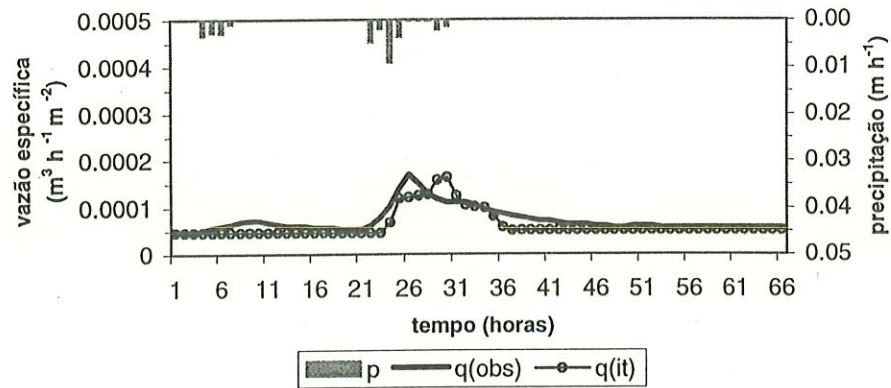
$m = 0.0607$ ,  $\ln T_o = 0.1070$ ,  $t_d = 33.50$ ,  $SR_{\max} = 0.1560$ ,  $SR_o = 0.0202$ ,  $E = 0.519$

Evento 28- Per.14 (08 a 10/04/93 - 48h)



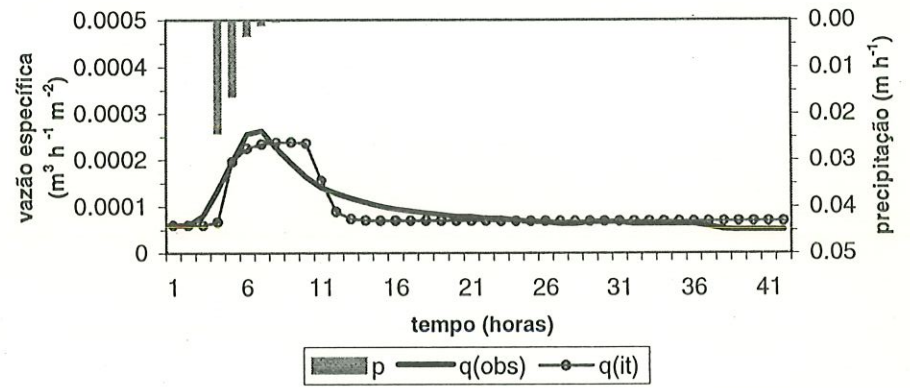
$m = 0.0376$ ,  $\ln T_o = 0.990$ ,  $t_d = 44.30$ ,  $SR_{\max} = 0.1170$ ,  $SR_o = 0.0206$ ,  $E = 0.874$

**Evento 37 - Per.19 (14 a 17/09/93 - 72h)**



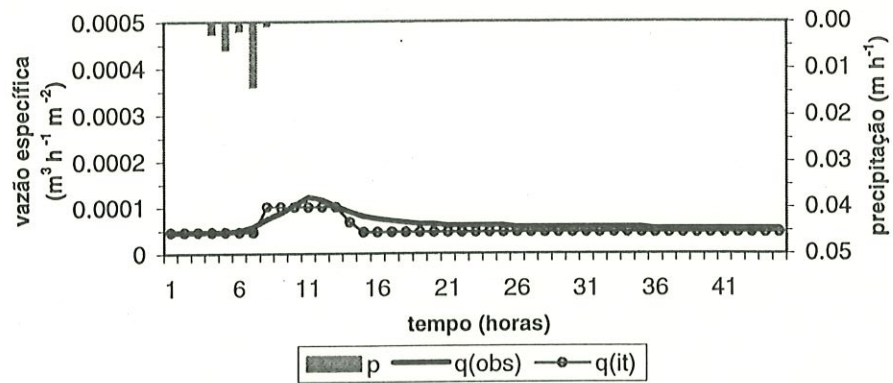
$m = 0.0607$ ,  $\ln T_o = 0.1067$ ,  $td = 33.47$ ,  $SR_{max} = 0.1558$ ,  $SR_o = 0.0202$ ,  $E = 0.56$

**Evento 42 - Per.21 (19 a 21/10/93 - 48h)**



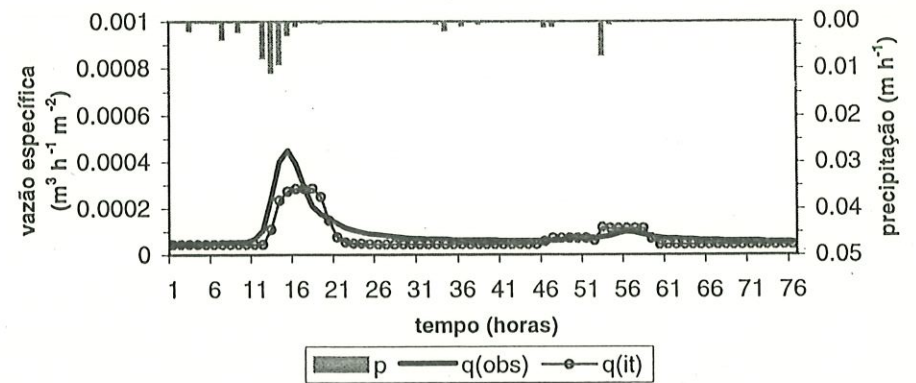
$m = 0.1379$ ,  $\ln T_o = 1.437$ ,  $td = 3.013$ ,  $SR_{max} = 0.1506$ ,  $SR_o = 0.0228$ ,  $E = 0.809$

**Evento 43- Per.21 (24 a 26/10/93 - 51h)**



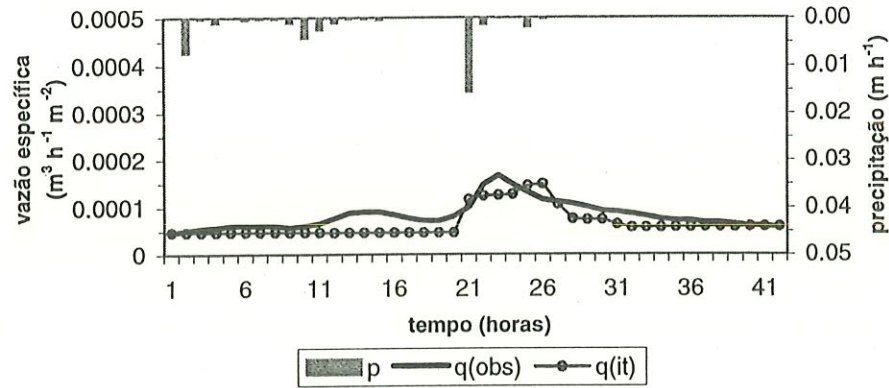
$m = 0.1028$ ,  $\ln T_o = -2.675$ ,  $td = 14.61$ ,  $SR_{max} = 0.171$ ,  $SR_o = 0.0241$ ,  $E = 0.4505$

**Evento 51- Per.25 (28 a 31/12/93 - 82h)**



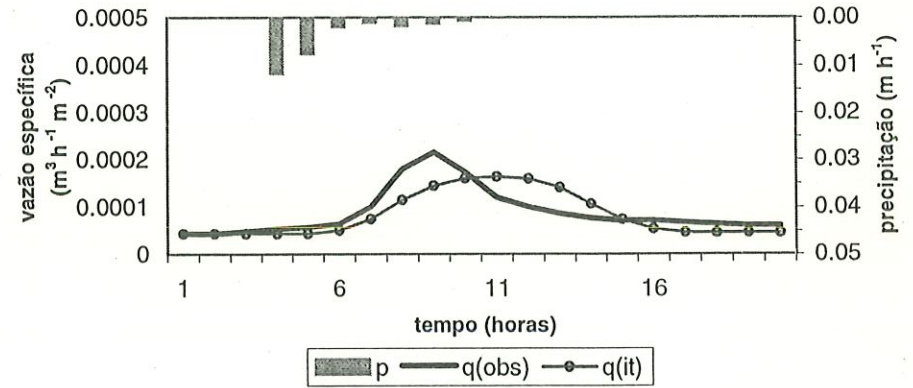
$m = 0.4277$ ,  $\ln T_o = 0.3025$ ,  $td = 35.2$ ,  $SR_{max} = 0.0212$ ,  $SR_o = 0.195$ ,  $E = 0.691$

**Evento 52- Per.26 (09 a 10/01/94 - 48h)**



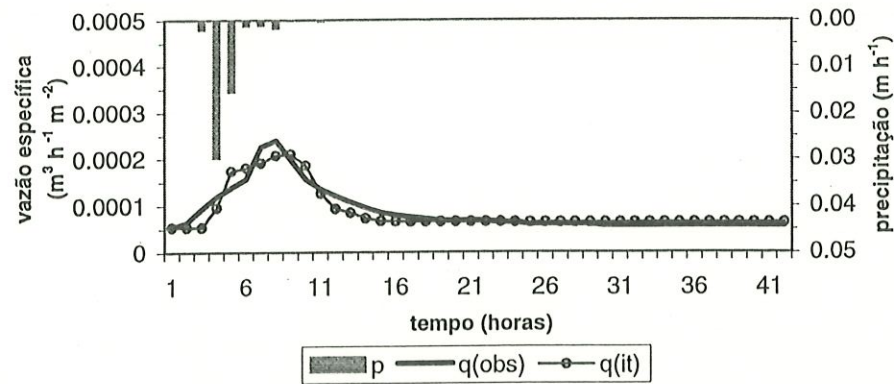
$m = 0.046$ ,  $\ln T_o = 1.242$ ,  $t_d = 39.84$ ,  $SR_{max} = 0.1764$ ,  $SR_o = 0.0206$ ,  $E = 0.374$

**Evento 53- Per.27 (18 a 19/01/94 - 26h)**



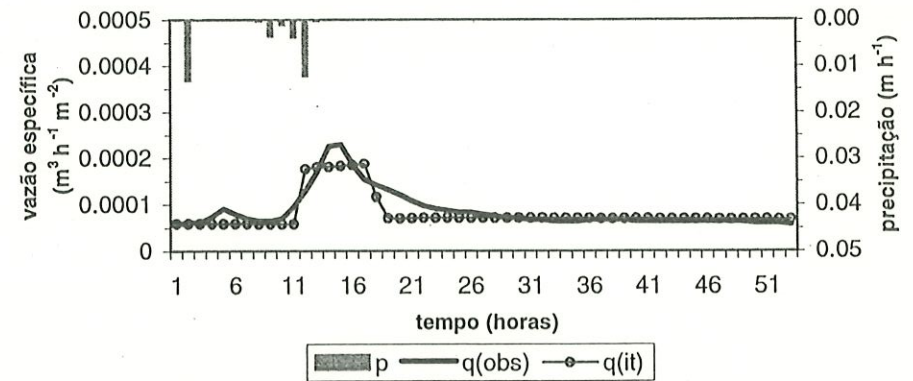
$m = 0.0768$ ,  $\ln T_o = -0.4136$ ,  $t_d = 27.25$ ,  $SR_{max} = 0.1074$ ,  $SR_o = 0.0209$ ,  $E = 0.55$

**Evento 57- Per.28 (07 a 09/02/94 - 48h)**



$m = 0.1379$ ,  $\ln T_o = 1.437$ ,  $t_d = 3.013$ ,  $SR_{max} = 0.1506$ ,  $SR_o = 0.0228$ ,  $E = 0.891$

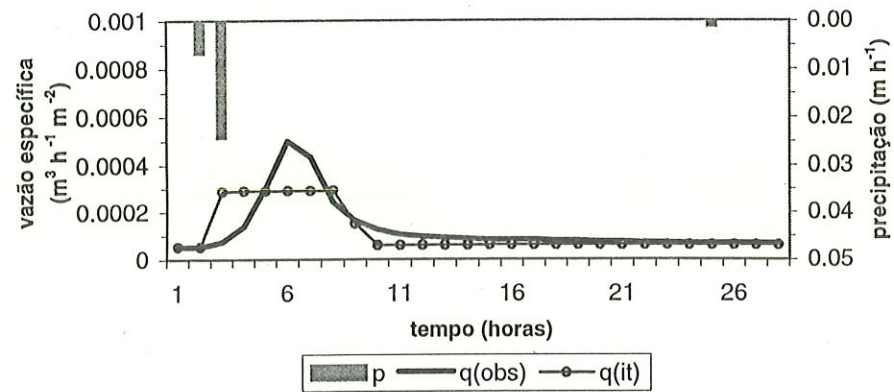
**Evento 63- Per.30 (11 a 13/03/94 - 59h)**



$m = 0.0324$ ,  $\ln T_o = 0.5866$ ,  $t_d = 34.9$ ,  $SR_{max} = 0.1678$ ,  $SR_o = 0.0241$ ,  $E = 0.755$

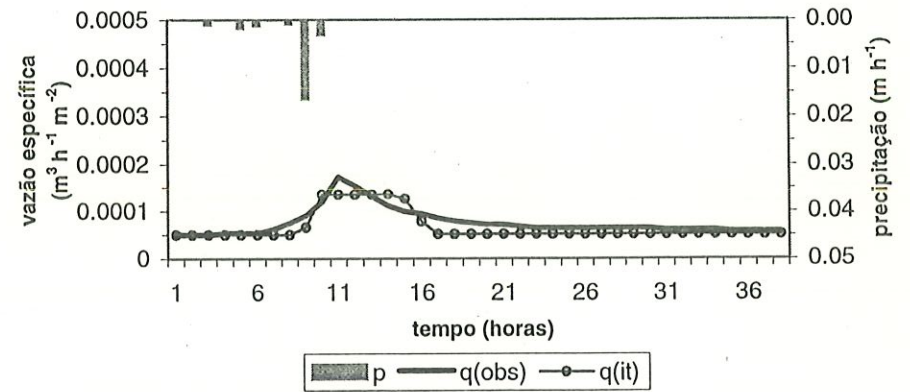


Evento 65- Per.31 (18 a 20/03/94 - 34h)



$m=0.0607$ ,  $\ln To=0.1067$ ,  $td=33.47$ ,  $SRmax=0.1558$ ,  $SRO=0.0202$ ,  $E=0.5835$

Evento 69- Per.33 (21 a 23/04/94 - 44h)

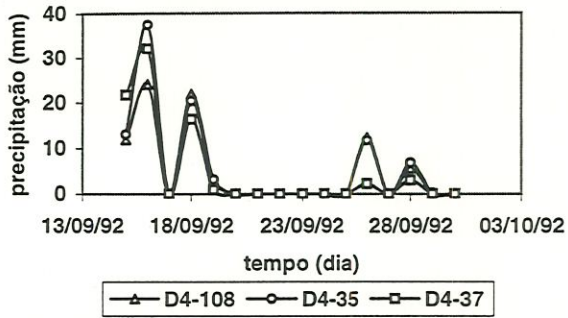


$m=0.0768$ ,  $\ln To=-0.4136$ ,  $td=27.25$ ,  $SRmax=0.1074$ ,  $SRO=0.0209$ ,  $E=0.676$

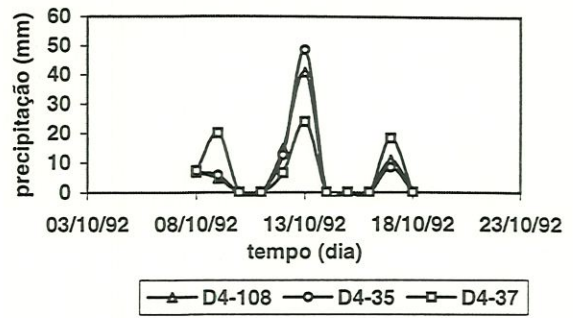
ANEXO 3



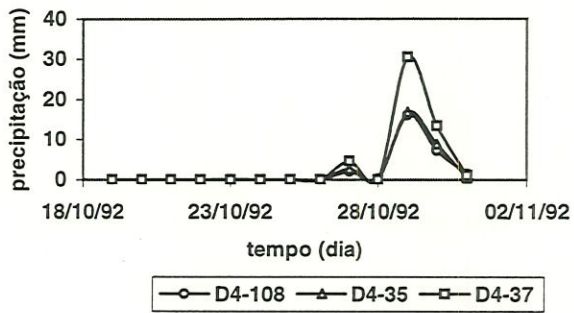
Periodo 1 (15 a 30/09/92)



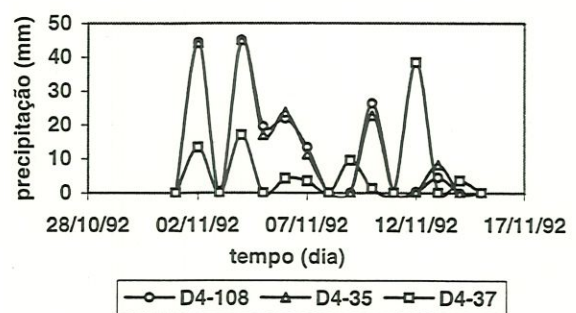
Periodo 2 (08 a 18/10/92)



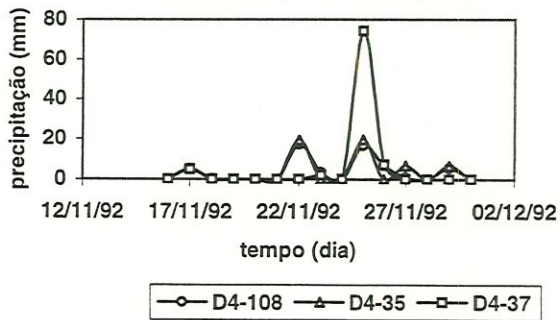
Periodo 3 (19 a 31/10/92)



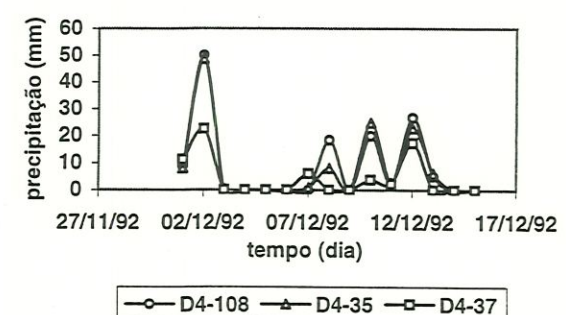
Periodo 4 (01 a 15/11/92)



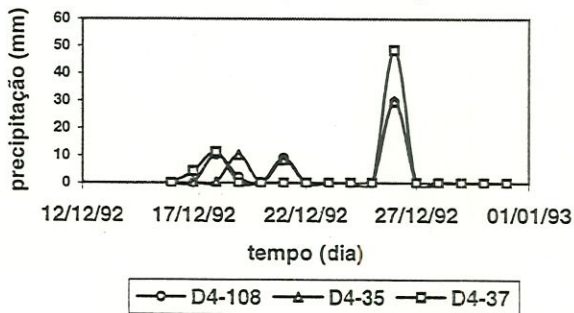
Periodo 5 (16 a 30/11/92)



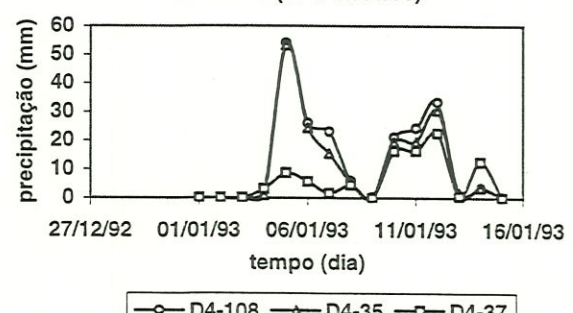
Periodo 6 (01 a 15/12/92)



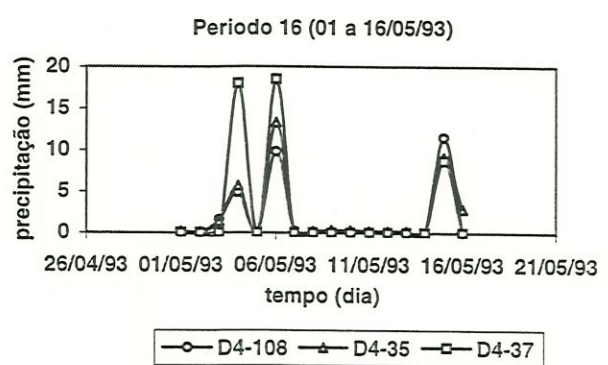
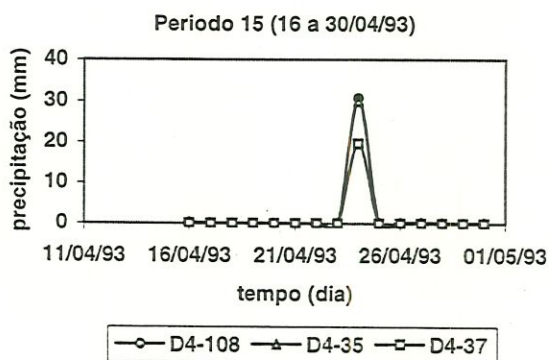
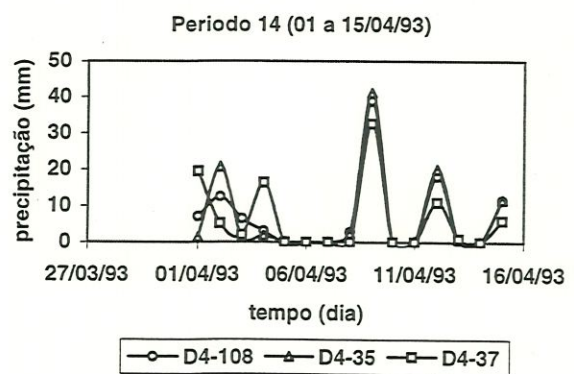
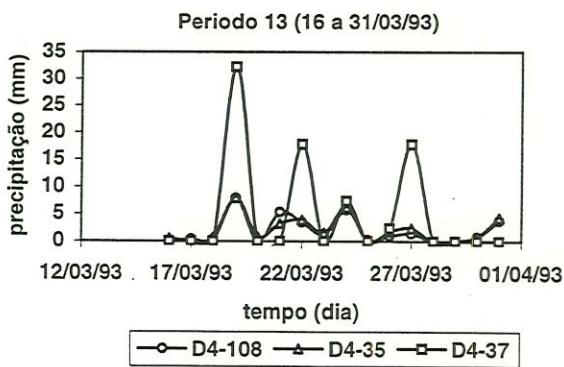
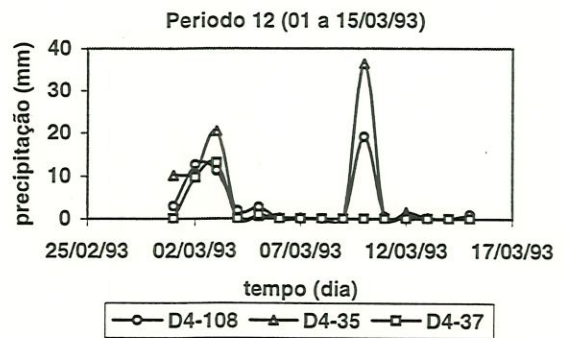
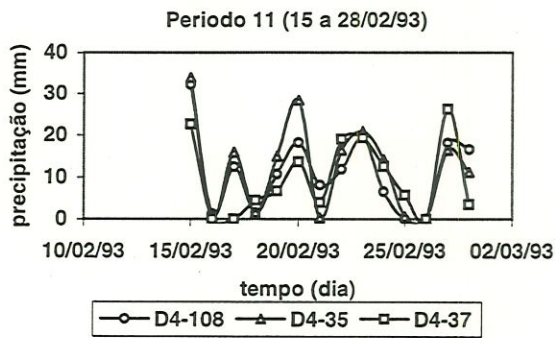
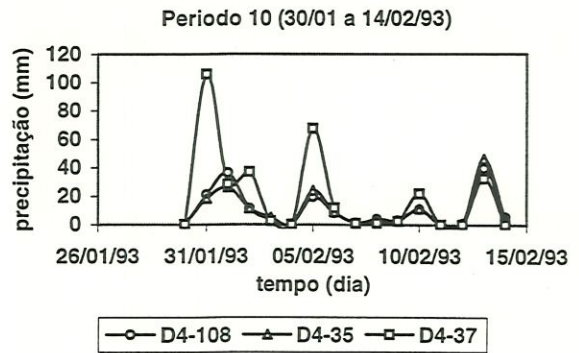
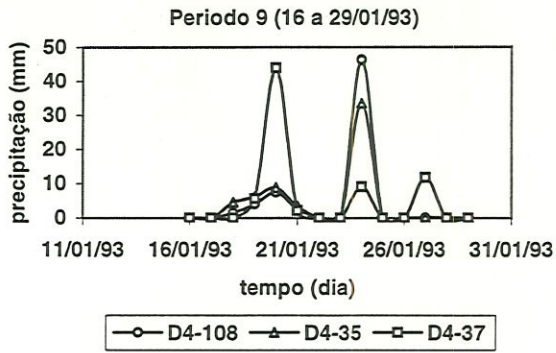
Periodo 7 (16 a 31/12/92)



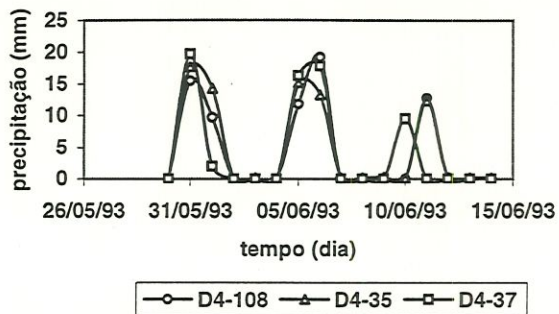
Periodo 8 (01 a 15/01/93)



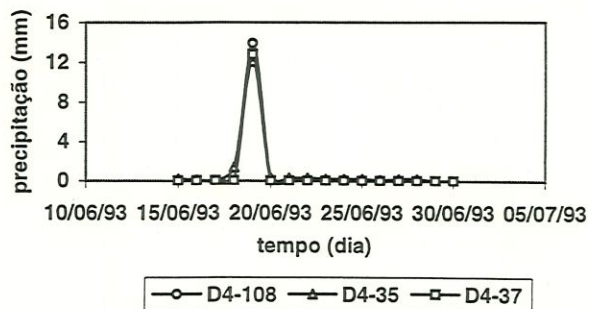




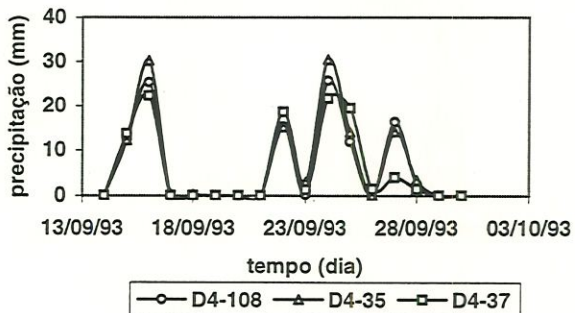
Período 17 (30/05 a 14/06/93)



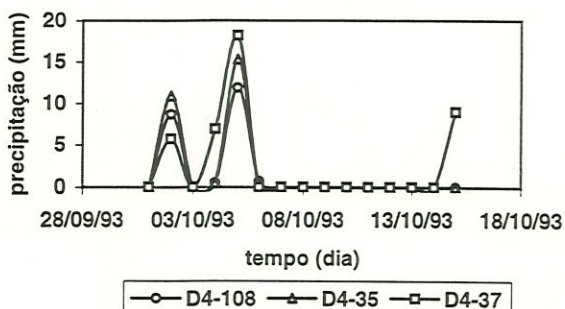
Período 18 (15 a 30/06/93)



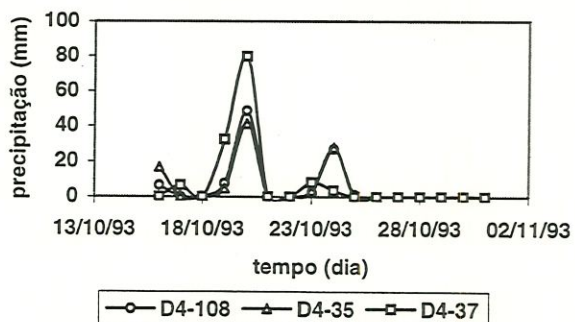
Período 19 (14 a 30/09/93)



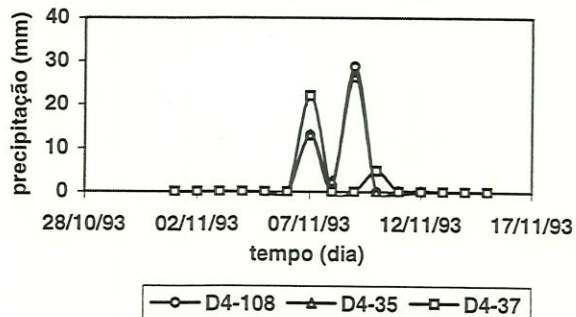
Período 20 (01 a 15/10/93)



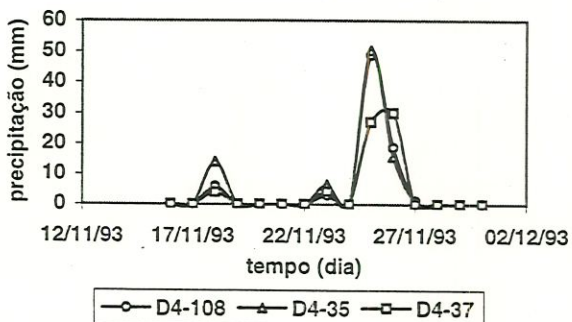
Período 21 (16 a 31/10/93)



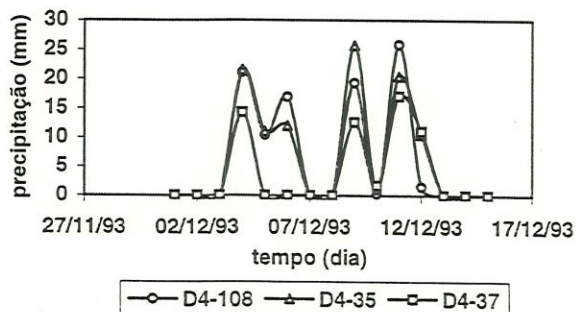
Período 22 (01 a 15/11/93)

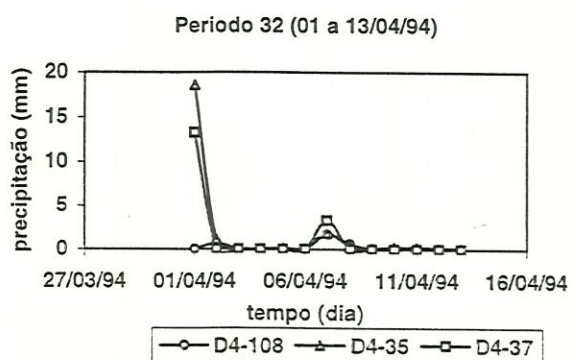
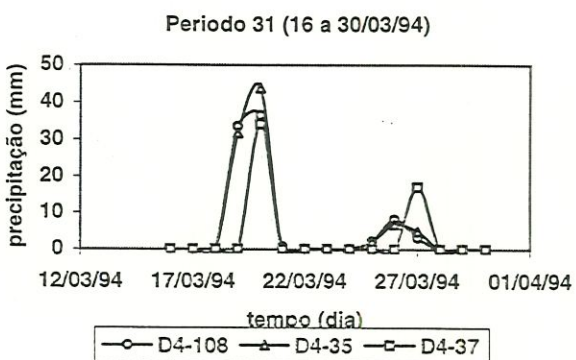
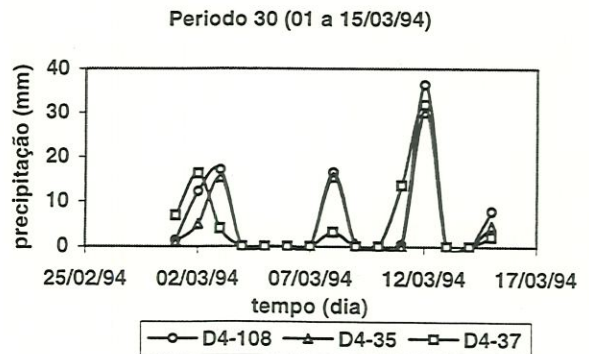
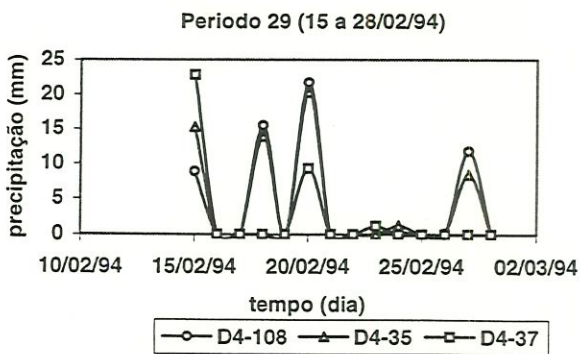
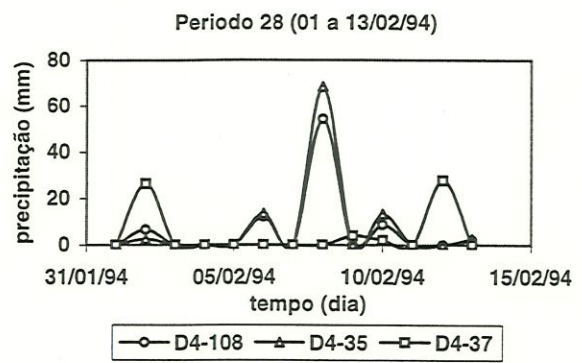
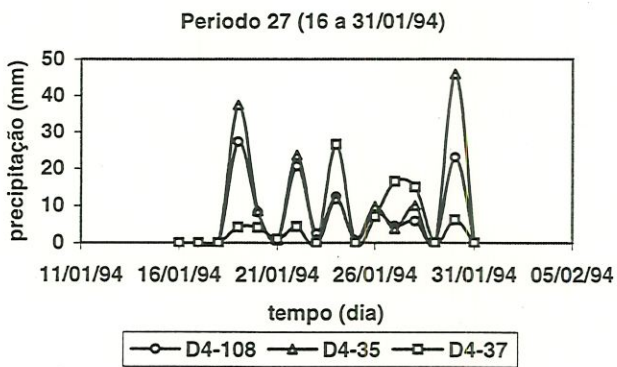
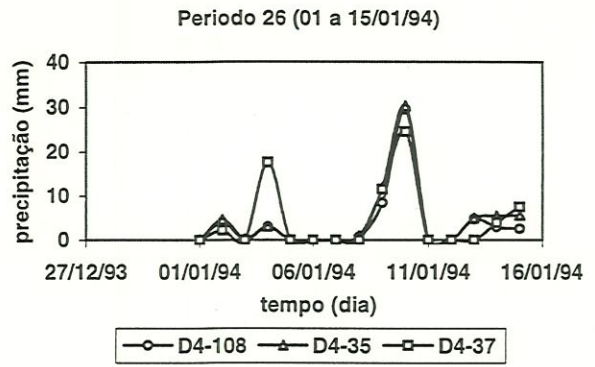
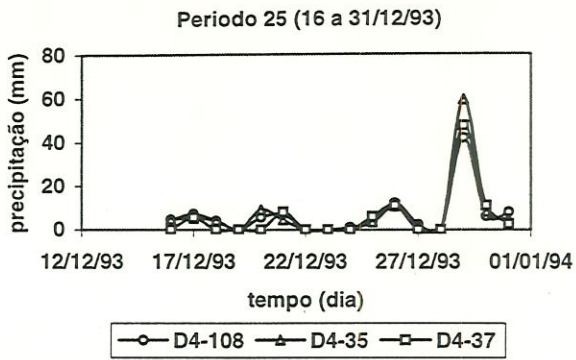


Período 23 (16 a 30/11/93)



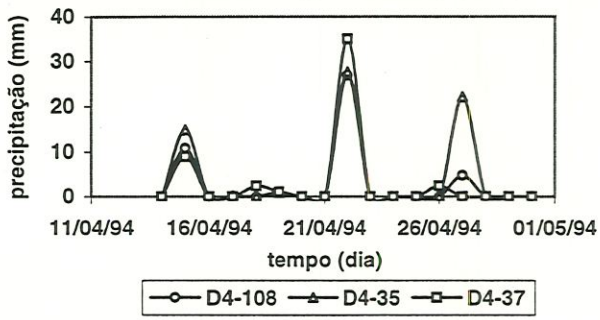
Período 24 (01 a 15/12/93)



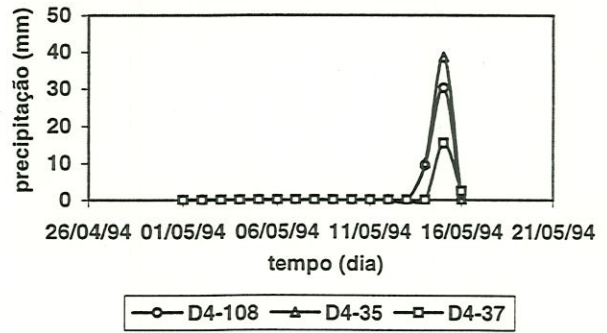




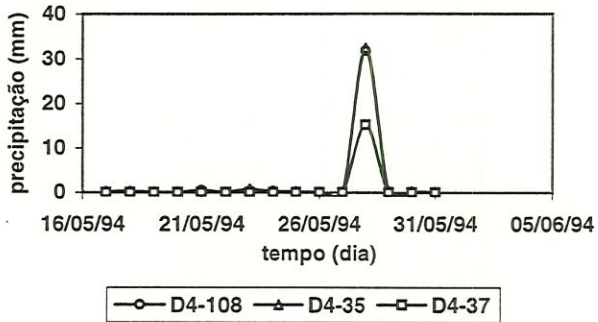
Periodo 33 (14 a 30/04/94)



Periodo 34 (01 a 16/05/94)



Periodo 35 (17 a 31/05/94)



Periodo 36 (15 a 30/06/94)

