

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

FERNANDO HELMUTH SYRING MARANGON

AVALIAÇÃO DOS EFEITOS HIDROLÓGICOS DA UMIDADE ANTECEDENTE E DA ESPESSURA DO SOLO NA BACIA EXPERIMENTAL DO RIO SACI, RIO NEGRINHO/SC, COM O MODELO TOPOG_SBM.

CURITIBA
2013

FERNANDO HELMUTH SYRING MARANGON

AVALIAÇÃO DOS EFEITOS HIDROLÓGICOS DA UMIDADE
ANTECEDENTE E DA ESPESSURA DO SOLO NA BACIA EXPERIMENTAL DO
RIO SACI, RIO NEGRINHO/SC, COM O MODELO TOPOG_SBM.

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de mestre em Geografia, no curso de Pós-Graduação em Geografia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Irani dos Santos

CURITIBA
2013

Marangon, Fernando Helmuth Syring
Avaliação dos efeitos hidrológicos da umidade antecedente e da
espessura do solo na bacia experimental do Rio do Saci, Rio
Negrinho/SC, com o modelo TOPOG_SBM / Fernando Helmuth
Syring Marangon. – Curitiba, 2014.
126 f. : il.; tabs.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor
de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geografia
Orientador: Irani dos Santos
Bibliografia: p. 110-118

1. Hidrologia - Modelos. 2. Hidrologia – Métodos de simulação.
3. Bacias hidrográficas. I. Santos, Irani dos. II. Título.

CDD 910.1711



PARECER

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Curso de Pós-Graduação em Geografia reuniram-se para a arguição da Dissertação de Mestrado, apresentada pelo (a) candidato (a) **FERNANDO HELMUTH SYRING MARANGON** intitulada "AVALIAÇÃO DOS EFEITOS DA UMIDADE ANTERCEDENTE E DA ESPESSURA DO SOLO NA SIMULAÇÃO DE EVENTOS HIDROLÓGICOS COM O MODELO TOPOG_SBM NA BACIA EXPERIMENTAL DO RIO SACI, RIO NEGRINHO/SC", para obtenção do grau de Mestre em Geografia, do Setor de Ciências da Terra, da Universidade Federal do Paraná Área de Concentração **Espaço, Sociedade e Ambiente**, Linha de Pesquisa **Paisagem e Análise Ambiental**.

Após haver analisado o referido trabalho e argüido o (a) candidato (a), são de parecer pela APROVAÇÃO da Dissertação.

Curitiba, 27 de março de 2013.

Nome e Assinatura da Banca Examinadora:

Prof. Dr. Irani dos Santos – Orientador

Prof. Dr. Masato Kobiyama (UFSC)

Prof. Dr. Júlio Gomes (UFPR)

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos aqueles que contribuíram de alguma maneira para execução deste trabalho, seja no meio acadêmico, profissional ou pessoal, pois sem a colaboração de tais pessoas não seria possível o andamento e conclusão desta importante etapa de minha vida.

É imperativo expressar minha gratidão aos meus pais, formadores de meu caráter e eternos incentivadores. Ainda no âmbito familiar, agradeço aos meus avós, por também desempenharem importante papel em minha formação como pessoa. E, a Antônio Augusto dos Santos Marangon, agradeço por ser precursor da carreira acadêmica em nossa família, dando-me o bom exemplo e incentivo para seguir esta vocação.

Agradeço a Fernanda Aparecida Fernandes Marangon, minha esposa, pelo amor, dedicação, e tantos outros bons sentimentos que não serei capaz de aqui descrever.

Agradeço em especial ao prof. Dr. Irani dos Santos, que em 2007 abriu as portas de seu grupo de pesquisa, no laboratório de Hidrogeomorfologia da UFPR para que eu pudesse iniciar meu aprendizado em hidrologia. E, ao longo dos anos, com muita paciência, investiu na formação de uma equipe de pesquisadores, da qual orgulhosamente faço parte.

À referida equipe de pesquisadores do Laboratório de Hidrogeomorfologia, pelo intercâmbio de conhecimentos, ajuda técnica e por compartilhar a angústia desta etapa.

Aos amigos e pesquisadores Cesar Augusto Crovador Siefert, Gilson Bauer Schultz e Roberto Fabris Goerl pelos conselhos, e, em especial, pelas revisões e sugestões que enriqueceram este trabalho.

Aos amigos e funcionários do Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFPR, Luiz Carlos Zem e Adriana Cristina de Oliveira pela paciência e solicitude com todos os discentes.

A CAPES pela concessão de bolsa integral durante o desenvolver desta dissertação.

Expresso também minha gratidão aos membros da banca que aceitaram contribuir para o produto final deste trabalho com ideias e críticas construtivas.

Camarão que dorme a onda leva

RESUMO

Este trabalho discute com base no monitoramento e modelagem de processos hidrológicos a influência da distribuição espacial das condições antecedentes de umidade e da espessura do solo hidrológico na bacia experimental do rio Saci, com área de 10 ha, totalmente coberta com floresta, localizada no município de Rio Negrinho, SC. Foram analisados os hidrogramas de 20 eventos com discretização temporal de 10 minutos, ocorridos entre julho e novembro de 2008, frente ao conjunto dos dados monitorados e pela aplicação do modelo hidrogeomorfológico TOPOG_SBM. O modelo é totalmente distribuído, considerando variações nas propriedades físico hídricas dos solos baseado nas premissas do modelo TOPMODEL. As simulações foram realizadas com período de aquecimento de 200 dias. Os resultados demonstram que o desempenho do modelo é condicionado pelas condições iniciais de umidade no início das simulações. De maneira geral, os resultados das simulações indicam que o modelo subestima as vazões médias e máximas observadas na bacia e superestima a presença de áreas saturadas. Posteriormente foram realizadas simulações sem o período de aquecimento. Os resultados desta etapa demonstram ser fundamental a caracterização adequada das condições antecedentes de umidade para a simulação adequada dos processos presentes na bacia em questão. Conclui-se adicionalmente que nos modelos distribuídos o método contínuo é o mais adequado para esta caracterização. Por fim, foram realizados testes ampliando e reduzindo a espessura do solo hidrológico simulado. Os resultados desta etapa corroboram com a bibliografia, indicando que bacias com solos mais rasos tendem a apresentar maiores áreas saturadas, picos mais elevados de vazão e recessões abruptas. Por outro lado, solos mais espessos diminuem e atrasam alguns picos de vazão, propiciando recessões atenuadas. Ressalta-se que do ponto de vista do desempenho da modelagem, o cenário com solos mais espessos apresentou os melhores resultados quando comparados aos hidrogramas observados e a dinâmica de áreas saturadas da bacia estudada.

Palavras-chave: TOPOG_SBM; umidade antecedente; e espessura do solo hidrológico.

ABSTRACT

This paper aims to evaluate the influence of spatial distribution of antecedent moisture conditions and the thickness of the hydrological layer on hydrological processes in the Saci River Experimental Watershed, a 10-ha fully forested area in Rio Negrinho, Santa Catarina, Brazil. The hydrographs of 20 events with 10-min time discretizations that occurred between July and November 2008 were analyzed, compared with the monitored data, and applied to TOPOG-SBM, which is a topographic hydrogeomorphological sample bucket model. This model is fully distributed and considers the variations of physical soil properties derived from the premises of TOPMODEL. The simulations were performed with a warm-up period of 200 days. The results show that the model's performance is affected by the initial moisture conditions at the start of the simulation. Generally, the simulation results show that the model underestimates the average and maximum flows observed in the basin and overestimates the presence of saturated areas. Subsequent simulations were performed without a heating period. These results were shown to be fundamental for adequate characterization of the antecedent moisture conditions for proper simulation of the processes in the studied basin. We concluded that the continuous method is the most suitable characterization of moisture for distributed models. Finally, tests were performed to enlarge and reduce the thickness of the simulated hydrologic soil layer. The results of this step corroborate the results of previous studies, indicating that watersheds with shallower soils tend to have higher saturated areas, higher peak flow, and abrupt downturns. Conversely, thicker soil flow decreases and delays some peaks, providing attenuated recessions. From the perspective of model performance, the scenario with thicker soils showed the best results when compared with the observed hydrograph and the dynamics of the saturated study areas.

Keywords: TOPOG_SBM; antecedent moisture; hydrological soil thickness

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DA INTERAÇÃO ENTRE TEORIA, MONITORAMENTO E MODELAGEM	24
FIGURA 2 - DESCRIÇÃO ESQUEMÁTICA DE UM PARÂMETRO EFETIVO PARA O ESCOAMENTO EM MEIO POROSO	30
FIGURA 3 - DIAGRAMA ESQUEMÁTICO MOSTRANDO ERROS SISTEMÁTICOS E DE CALIBRAÇÃO DOS MODELOS	33
FIGURA 4 – DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DA RELAÇÃO ENTRE COMPLEXIDADE DO MODELO, DISPONIBILIDADE DE DADOS E DESEMPENHO DO MODELO	35
FIGURA 5 - PROCESSOS DE ESCOAMENTO EM VERTENTES E CONDICIONANTES PRINCIPAIS FONTE: DUNNE (1978)	41
FIGURA 6 - ESQUEMA DE OBTENÇÃO DO MODELO DIGITAL DO TERRENO ...	48
FIGURA 7 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DOS PROCESSOS HIDROLÓGICOS MODELADOS PELO TOPOG_SBM.	51
FIGURA 8 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	53
FIGURA 9 – MALHA DE ELEMENTOS E CROQUI DE LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE MONITORAMENTO DA BACIA DO RIO SACI	55
FIGURA 10 - ESPESSURAS DOS SOLOS ADOTADOS NAS SIMULAÇÕES PARA A BACIA DO RIO SACI.....	57
FIGURA 11 - AJUSTE DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA UTILIZANDO TODAS AS MEDIÇÕES REALIZADAS.....	67
FIGURA 12 - COEFICIENTES DE AVALIAÇÃO DOS HIDROGRAMAS SIMULADOS	69
FIGURA 13 - AVALIAÇÃO DOS HIDROGRAMAS SIMULADOS.....	71
FIGURA 14 – SIMULAÇÃO DO EVENTO 07.....	74
FIGURA 15 - NÍVEL FREÁTICO RASO SIMULADO E OBSERVADO NOS PONTOS P5 E P8 NO EVENTO 7.....	75
FIGURA 16 – SIMULAÇÃO DO EVENTO 14.....	76
FIGURA 17 - NÍVEL FREÁTICO RASO SIMULADO E OBSERVADO NOS PONTOS P5 E P8 NO EVENTO 14.....	77

FIGURA 18 - EVOLUÇÃO DAS ÁREAS SATURADAS AO LONGO DA SIMULAÇÃO DO EVENTO 07	78
FIGURA 19 - EVOLUÇÃO DAS ÁREAS SATURADAS AO LONGO DA SIMULAÇÃO DO EVENTO 14.....	79
FIGURA 20 - EVOLUÇÃO DA PROPORÇÃO DE ÁREAS SATURADAS SIMULADAS	80
FIGURA 21 - COMPARAÇÃO ENTRE ÁREAS SATURADAS OBSERVADAS E SIMULADAS	80
FIGURA 22 - RELAÇÃO DOS ÍNDICES DE UMIDADE CONCENTRADA EM FUNÇÃO DA VAZÃO NO INÍCIO DOS EVENTOS.....	82
FIGURA 23 - COEFICIENTES DE AVALIAÇÃO DOS HIDROGRAMAS SIMULADOS NO CENÁRIO DE UMIDADE CONCENTRADA (CUC)	84
FIGURA 24 - AVALIAÇÃO E COMPARAÇÃO DOS HIDROGRAMAS SIMULADOS NO CENÁRIO DE UMIDADE CONCENTRADA (CUC) POR DIFERENTES ASPECTOS.....	85
FIGURA 25 - EVENTO 07 SIMULADO NO CENÁRIO DE UMIDADE CONCENTRADA (CUC).....	88
FIGURA 26 - EVENTO 14 SIMULADO NO CENÁRIO DE UMIDADE CONCENTRADA (CUC).....	89
FIGURA 27 - COEFICIENTES DE AVALIAÇÃO DOS HIDROGRAMAS SIMULADOS NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) E CENÁRIO DE SOLOS PROFUNDOS (CSP)	93
FIGURA 28 - AVALIAÇÃO DOS HIDROGRAMAS SIMULADOS NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) E CENÁRIO DE SOLOS PROFUNDOS (CSP) POR DIFERENTES ASPECTOS	94
FIGURA 29 - AVALIAÇÃO DOS HIDROGRAMAS SIMULADOS NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) POR DIFERENTES ASPECTOS	96
FIGURA 30 - EVOLUÇÃO DA PROPORÇÃO DE ÁREAS SATURADAS SIMULADAS NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) E CENÁRIO DO SOLOS PROFUNDOS (CSP)	99
FIGURA 31 – SIMULAÇÃO DO EVENTO 07 NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) E CENÁRIO DE SOLOS PROFUNDOS (CSP)	100

FIGURA 32 - EVOLUÇÃO DAS ÁREAS SATURADAS SIMULADAS PARA O EVENTO 07 NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) E CENÁRIO DE SOLOS PROFUNDOS (CSP)	101
FIGURA 33 – SIMULAÇÃO DO EVENTO 14 NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) E CENÁRIO DE SOLOS PROFUNDOS (CSP)	101
FIGURA 34 - EVOLUÇÃO DAS ÁREAS SATURADAS SIMULADAS PARA O EVENTO 14 NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) E CENÁRIO DE SOLOS PROFUNDOS (CSP)	102
FIGURA 35 – AVALIAÇÃO DAS VARIAÇÕES ENTRE OS HIDROGRAMAS SIMULADOS COM ESPESSURA ORIGINAL E SIMULADOS NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) E CENÁRIO DE SOLOS PROFUNDOS (CSP)	104

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - PARÂMETROS DO SOLO DO MODELO TOPOG_SBM.....	46
TABELA 2 - CARACTERÍSTICAS DOS EVENTOS	58
TABELA 3 - ESPESSURAS DO SOLO HIDROLÓGICOS UTILIZADAS NAS SIMULAÇÕES DE CENÁRIOS	61
TABELA 4 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA PELO MÉTODO DO POÇO DIRETO	64
TABELA 5 - PARÂMETROS AGRUPADOS POR ESPESSURA DO SOLO HIDROLÓGICO.....	65
TABELA 6 - PARÂMETRO M CALCULADO COM ENSAIOS DE CAMPO.....	66
TABELA 7 - CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS SIMULAÇÕES.....	73
TABELA 8 - CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS SIMULAÇÕES REALIZADAS NO CENÁRIO DE UMIDADE CONCENTRADA (CUC).....	87
TABELA 9 - CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS SIMULAÇÕES REALIZADAS NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) E CENÁRIO DE SOLOS PROFUNDOS (CSP).....	97

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Unidade
<i>A</i>	Coeficiente oriundo da declividade e rugosidade dos elementos da rede de drenagem do TOPOG	Adimensional
<i>A_c</i>	Área de contribuição	Área
<i>C</i>	Coeficiente de transformação chuva-vazão do método racional	[0, 1]
<i>D</i>	Espessura do solo hidrológico	Altura
<i>Eff</i>	Coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe	Adimensional
<i>ex</i>	Escoamento de retorno	Altura / Tempo
<i>f</i>	Parâmetro escalar que controla a forma de recessão do hidrograma	m^{-1}
<i>ie</i>	Escoamento superficial por excesso da capacidade de infiltração	Altura / Tempo
<i>in</i>	Taxa de infiltração da água no solo	Altura / Tempo
<i>K₀</i>	Condutividade hidráulica saturada na superfície do reservatório z_t	Distância / Tempo
<i>K_s</i>	Condutividade hidráulica saturada	Distância / Tempo
<i>m</i>	Parâmetro que controla o decaimento de condutividade hidráulica em função da profundidade	Adimensional
<i>N</i>	Coeficiente oriundo da declividade e rugosidade dos elementos da rede de drenagem do TOPOG	Adimensional
<i>of</i>	Escoamento superficial	Altura / Tempo
<i>Pe</i>	Precipitação efetiva (precipitação interna, livre de interceptação, acrescida do escoamento de tronco)	Altura
<i>Q</i>	Vazão	Volume / Tempo
<i>q_i</i>	Taxa de afluência entre elementos da rede de drenagem do TOPOG	Altura
<i>R²</i>	Coeficiente de determinação	Adimensional
<i>rf</i>	Altura precipitada	Altura / Tempo
<i>S</i>	Porção saturada do reservatório z_t	Altura
<i>S_d</i>	Déficit de saturação do reservatório z_t	Altura
<i>se</i>	Escoamento superficial por excesso da saturação simulado	Altura / Tempo
<i>sf</i>	Escoamento subsuperficial saturado	Altura / Tempo
<i>t</i>	Unidade de tempo	Tempo
<i>T₀</i>	Transmissividade do solo	Área / Tempo
<i>U</i>	Porção não saturada do reservatório z_t	Altura
<i>U_d</i>	Déficit de armazenamento na porção não saturada do reservatório z_t	Altura
<i>U_s</i>	Altura armazenada na porção não saturada do reservatório z_t	Altura
<i>X</i>	Comprimento de vertente a jusante	Distância

z	Profundidade do nível freático estabilizado no momento do ensaio de condutividade hidráulica saturada	Altura
z_i	Altura da camada saturada no reservatório considerado em cada elemento da rede de drenagem do TOPOG	Altura
z_t	Altura do reservatório considerado em cada elemento da rede de drenagem do TOPOG	Altura
β	Declividade do elemento da rede de drenagem do TOPOG	Grau
θ_r	Umidade residual do solo	Volume / Volume
θ_s	Umidade do solo na condição de saturação	Volume / Volume

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	16
2.	OBJETIVOS	20
2.1.	OBJETIVO GERAL	20
2.2.	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	20
3.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	21
3.1.	MODELAGEM HIDROLÓGICA	21
3.1.1.	Modelos concentrados	24
3.1.2.	Modelos semidistribuídos.....	25
3.1.3.	Modelos distribuídos	27
3.2.	CARACTERÍSTICAS DA MODELAGEM DISTRIBUÍDA	28
3.2.1.	Erros dos modelos hidrológicos	32
3.3.	COMPLEXIDADE DOS MODELOS.....	34
3.4.	CONDIÇÕES ANTECEDENTES DE UMIDADE.....	36
3.5.	ESPESSURA DA CAMADA HIDROLOGICAMENTE ATIVA.....	39
3.6.	AVALIAÇÃO ESPACIAL DA MODELAGEM.....	42
3.7.	TOPOG_SBM	45
3.7.1.	Representação espacial.....	47
3.7.2.	Cálculos da água no solo e geração de escoamento.....	48
3.7.3.	Propagação do escoamento superficial	52
4.	MATERIAL E MÉTODOS	53
4.1.	BACIA DO RIO SACI.....	53
4.1.1.	Monitoramento hidrológico	54
4.1.2.	Espessura do solo hidrológico	56
4.2.	APLICAÇÃO DO MODELO TOPOG_SBM.....	57
4.2.1.	Etapas aplicadas.....	59
4.2.2.	Avaliação da modelagem	61
5.	RESULTADOS	63
5.1.	ETAPA 1: PARAMETRIZAÇÃO DO MODELO	63
5.2.	ETAPA 2: SIMULAÇÃO	68
5.3.	ETAPA 3: AVALIAÇÃO DA INFLUÊNCIA DA UMIDADE ANTECEDENTE ..	81
5.4.	ETAPA 4: AVALIAÇÃO DA INFLUÊNCIA DA ESPESSURA DO SOLO HIDROLÓGICO	91

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES FINAIS	107
REFERÊNCIAS.....	109
ANEXOS	118

1. INTRODUÇÃO

Em bacias hidrográficas cujos solos possuem altas taxas de infiltração frequentemente há grande contribuição da umidade armazenada no solo para o escoamento no canal. Entretanto, a relação entre armazenamento de água no solo e escoamento é de difícil entendimento, já que os processos ocorrem abaixo da superfície e sua observação é onerosa.

Hoover e Hursh (1943) já alertavam sobre a influência da topografia e espessura dos solos nas respostas hidrológicas das bacias hidrográficas. Analisando os hidrogramas de bacias localizadas no Reino Unido, em um único evento, os autores concluíram que a capacidade de armazenamento de água das bacias associada com a espessura do solo e a declividade são os fatores predominantes de controle nos hidrogramas.

Segundo Hoover e Hursh (1943), apesar das evidências da influência da espessura do solo, o papel do uso da terra também pode interferir nesta análise. Recomendam assim a aplicação de análises semelhantes em bacias com condições de uso do solo iguais para que se avalie somente o fator de armazenamento de espessura do solo.

Entretanto, verifica-se que, ao longo dos anos, a hidrologia direcionou seu foco para os estudos que analisam a influência da topografia na geração de escoamento das bacias hidrográficas. Sendo que a influência do armazenamento de água no solo ainda precisa ser melhor investigada.

Chappell *et al.* (2004), ao realizar um levantamento dos trabalhos produzidos nos últimos 20 anos, observaram que muito esforço tem sido dirigido para a análise da influência dos fatores topográficos nos mecanismos de geração de escoamento. Mais especificamente, o índice topográfico de Beven e Kirkby (1979) tem sido largamente utilizado nos estudos direcionados à compreensão da ocorrência de escoamento superficial por excesso de saturação em áreas variáveis de afluência, propostas por Dunne e Black (1970). E, comparativamente, pouco esforço tem sido direcionado para um segundo componente, que contém os termos associados com a distribuição espacial da permeabilidade.

Como consequência, já existe uma boa base conceitual sobre o volume escoado por superfície na literatura (SAYAMA *et al.*, 2011). Porém, há diversas bacias

em que não há predomínio de saturação do solo e o escoamento subsuperficial pode ser indicado como o principal mecanismo de contribuição para o escoamento da bacia (MCDONNELL, 2003). Devido à dificuldade de observação e a multiplicidade de mecanismos, ao contrário dos mecanismos de geração de escoamento superficial, o escoamento subsuperficial ainda não está totalmente compreendido pela comunidade hidrológica (MCDONNELL *et al.*, 2007). Sendo que para Beven (2006), a heterogeneidade do solo torna a relação armazenamento-descarga ainda mais difícil de entender e simular.

Em bacias hidrográficas florestadas e localizadas em ambientes úmidos, a umidade armazenada no solo contribui de forma significativa para o escoamento (BEVEN e GERMANN, 1982; MCDONNELL, 2003; WHIKPEY, 1965). Os solos nestas bacias tendem a ser mais porosos e conseqüentemente possuem maiores taxas de infiltração (HÜMANN *et al.*, 2011).

Nessas condições, o escoamento no canal é oriundo de diferentes mecanismos de geração de escoamento que atuam em momentos diferentes numa mesma vertente separados por limiares de quantidade precipitada e condições antecedentes de umidade (MCDONNELL, 1990; SANTOS, 2009). Portanto, compreender a influência do armazenamento de água no solo destas bacias possibilita melhor entendimento sobre os mecanismos de geração de escoamento.

Assim, recomendam-se estudos empíricos e de modelagem capazes de comparar o efeito do armazenamento de água no solo a fim de elucidar de maneira isolada a sua influência na resposta hidrológica (PRICE, 2011).

A fim de elucidar os processos hidrológicos e extrapolar as observações pontuais, é possível a utilização de modelos matemáticos para a melhor compreensão da influência da água armazenada no solo na geração de escoamento. Neste aspecto, os modelos fisicamente baseados são reconhecidos por sua capacidade de, teoricamente, representar mais adequadamente os processos presentes em bacias hidrográficas em relação à sua geração anterior, os modelos concentrados conceituais.

Entretanto, vários autores alertam para vários problemas ao se fazer uma abordagem errônea acerca desses modelos e/ou de seus resultados. Entre eles se destaca Keith Beven com numerosos trabalhos sobre o assunto (p. ex. BEVEN e BINLEY, 1992; BEVEN e FEYEN, 2002; BEVEN, 1989, 1993 e 2001).

Em diversos estudos, a eficiência dos modelos só pode ser avaliada fazendo-se uma comparação entre o hidrograma simulado e observado. Esta prática não é suficiente para avaliar se os pressupostos de um modelo estão representando adequadamente os processos internos da bacia. Segundo Hughes (2010) e Beven (2001) os erros produzidos internamente na bacia podem se compensar e produzirem bons hidrogramas simulados sem, no entanto, estarem de acordo com a dinâmica natural interna da bacia hidrográfica analisada.

Embora ainda sejam pouco representativos, alguns autores têm buscado formas alternativas e mais eficientes de avaliar os resultados produzidos pela simulação de modelos distribuídos. Comparações entre os valores observados e simulados de umidade no solo, nível freático raso, evapotranspiração, escoamento superficial e produção de sedimentos têm sido utilizadas recentemente por pesquisadores como forma de avaliar os processos simulados pelos modelos (ALI *et al.*, 2011; ANDERTON *et al.*, 2002; CHAPPELL *et al.*, 2004; JETTEN, GOVERS e HESSEL, 2003; KNOTTERS e BIERKENS, 2001; VERTESSY e ELSENBEER, 1999; ZHU, BAND e VERTESSY, 1999).

Vertessy e Elsenbeer (1999) simularam eventos de precipitação em uma pequena bacia florestal no Peru com o modelo fisicamente baseado e totalmente distribuído TOPOG_SBM (*Soil Bucket Mode*). Os autores o avaliaram de maneira concentrada segundo a comparação entre os hidrogramas observados e simulados e de maneira distribuída avaliando a produção de escoamento superficial espaço-temporal simulada pelo modelo. Concluíram que o modelo é capaz de reproduzir adequadamente o comportamento interno da bacia e alertaram que este tipo de avaliação ainda estava em um período “infantil”.

O presente trabalho pretende avaliar como a espessura do solo e as condições de umidade antecedentes afetam a capacidade de armazenamento e transmissão de água e suas relações com processos hidrológicos dominantes, podendo essa relação ser estabelecida por meio da modelagem matemática.

Assim, se pretende nesta pesquisa responder as seguintes perguntas:

- Qual é o desempenho do TOPOG_SBM em simular eventos hidrológicos na bacia do rio Saci?
- Como a umidade antecedente aos eventos hidrológicos afeta o resultado das simulações, e qual a melhor maneira de determiná-la?

- Qual a influência da espessura da camada hidrológicamente ativa nos processos hidrológicos simulados?

Como forma de avaliação e obtenção das respostas, se propõe a simulação de eventos com o modelo TOPOG_SBM e, posteriormente, o estabelecimento de cenários com variações das condições antecedentes de umidade e da espessura do solo simulado.

O modelo TOPOG, utilizado neste trabalho, foi desenvolvido na Austrália por pesquisadores da *Common Wealth Scientific and Industrial Research Organisation - CSIRO Land and Water* e da *Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology - CRCCH*, sendo um modelo hidrogeomorfológico de base física e totalmente distribuído, considerando a variação espacial de todos os parâmetros e variáveis de entrada, como relevo, solo, vegetação e clima. O TOPOG utiliza um sofisticado modelo de análise digital do terreno, que é capaz de descrever com precisão os atributos topográficos tridimensionais da paisagem, permitindo estimar, por exemplo, o padrão de radiação incidente nas encostas e o movimento da água na vertente. É composto por “sub-modelos” responsáveis pela reprodução de diferentes fenômenos hidrológicos, biológicos e geomorfológicos. Como decorrência da complexidade e do grande número de informações necessárias para a simulação, a aplicação do TOPOG está limitada a bacias hidrográficas de tamanho reduzido e detalhadamente monitoradas.

Neste trabalho foi utilizada a versão chamada TOPOG_SBM (*Simple Bucket Model*), descrita por Vertessy e Elsenbeer (1999), apropriada para simulação de eventos hidrológicos e com discretização sub-diária, diferentemente das versões anteriores do TOPOG onde eram utilizados dados com intervalo de tempo diário.

Como forma de avaliação da capacidade do modelo em reproduzir a dinâmica hidrológica da bacia se propõe, além da comparação tradicional de hidrogramas, a comparação entre valores observados do nível freático raso de piezômetros com as alturas freáticas simuladas pelo modelo.

2. OBJETIVOS

2.1. OBJETIVO GERAL

Avaliar a eficiência do modelo TOPOG_SBM em simular os processos hidrológicos da bacia do rio Saci levando em consideração a influência da distribuição espacial das condições antecedentes de umidade e a influência da espessura da camada hidrológicamente ativa nos processos simulados.

2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Parametrizar o modelo TOPOG_SBM para a bacia do rio Saci;
- Simular 20 eventos, na bacia do rio Saci, com os parâmetros definidos e espessura do solo pré-definida;
- Simular 20 eventos em cenário de umidade antecedente não distribuída;
- Avaliar o melhor método de caracterização das condições antecedentes de umidade;
- Simular 20 eventos em cenário com espessura do solo reduzida;
- Simular de 20 eventos em cenário com espessura do solo ampliada; e
- Avaliar o efeito das mudanças da espessura do solo na resposta hidrológica simulada na bacia do rio Saci.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. MODELAGEM HIDROLÓGICA

Os estudos em hidrologia se preocupam em avançar no conhecimento sobre como os fatores naturais (p. ex. topografia, solo e vegetação) interagem numa bacia hidrográfica, interferindo no ciclo hidrológico, e controlam o escoamento nos rios (CHOW, MAIDMENT e MAYS, 1988).

A necessidade de modelar vem do fato de ainda não ser possível medir todas as variáveis do ciclo hidrológico em escalas temporais e espaciais adequadas para representar a totalidade do sistema bacia hidrográfica, principalmente em bacias pequenas. Dispõe-se na verdade de algumas poucas medições pontuais no espaço e pequenas séries em escala temporal. Alguns fenômenos importantes presentes no processo chuva-vazão ocorrem abaixo da superfície, ou seja, sua medição é complexa e onerosa. Dessa maneira, utilizam-se modelos para extrapolar as medições e avaliar o comportamento de determinadas variáveis em escalas de espaço e tempo mais amplas (BEVEN, 2001).

Um modelo matemático pode ser definido como uma representação simplificada de um sistema. É constituído sobre pressupostos capazes de explicar determinados fenômenos por meio de equações matemáticas tendo por base dados observados na realidade.

Na hidrologia, os modelos se relacionam à investigação sistemática dos mecanismos dos processos que constituem o ciclo hidrológico. Se esses processos puderem ser descritos por uma ou mais leis físicas bem estabelecidas com representação matemática exata então é possível simular o ciclo hidrológico em uma bacia hidrográfica (CHOW, MAIDMENT e MAYS, 1988; FREEZE e HARLAN, 1969).

Os modelos hidrológicos podem ser classificados em físicos e matemáticos. Os físicos buscam imitar os sistemas naturais pela reprodução física dos mesmos, em uma escala pré-determinada, como por exemplo, os modelos reduzidos de usinas hidrelétricas. Os modelos matemáticos buscam a reprodução dos sistemas naturais por meio de equações matemáticas. Neste trabalho apenas a categoria matemática será detalhada.

As equações presentes nos modelos matemáticos são constituídas de variáveis e parâmetros. Variáveis são quantidades relacionadas pelas equações matemáticas do modelo e que descrevem quantitativamente um fenômeno variando no espaço e no tempo. Os parâmetros, ou coeficientes, são constantes das equações matemáticas do modelo, representando as propriedades fixas do sistema, como por exemplo, a rugosidade dos canais de drenagem. Eventualmente, esses parâmetros podem variar no tempo e no espaço.

Os modelos matemáticos podem ser classificados sob diferentes aspectos. Comumente, os modelos são classificados, dentre outras formas, de acordo com o tipo de variáveis utilizadas na modelagem (estocásticos ou determinísticos), o tipo de relações entre essas variáveis (empíricos, conceituais e fisicamente baseados), a forma de representação dos dados (discretos ou contínuos), a existência ou não de relações espaciais (concentrados ou distribuídos), e a existência de dependência temporal (estacionários ou dinâmicos) (BEVEN, 2001; CHOW, MAIDMENT e MAYS, 1988; TUCCI, 1998; VERTESSY *et al.*, 1993).

A seguir, são apresentadas as definições de nomenclatura e características essenciais dos modelos segundo revisão e organização de Beven (2001).

Quanto à natureza das variáveis podem ser classificados em **determinísticos**, onde o valor numérico obtido para uma variável será sempre o mesmo, desde que os dados de entrada não sejam alterados. A resposta deste tipo de modelo é numérica. Também podem ser classificados em **estocásticos**, nos quais a cada valor numérico de uma variável está associada uma determinada probabilidade de ocorrência. A resposta deste tipo de modelo é uma variável aleatória.

No que diz respeito à descrição dos processos naturais, os modelos matemáticos podem ser classificados em empíricos, conceituais ou de base física. Os modelos **empíricos**, também chamados de caixa preta, possuem equações matemáticas empíricas que relacionam os dados de entrada e saída sem considerar a natureza dos processos físicos envolvidos. Os modelos **conceituais**, ou caixa cinza, baseiam-se em considerações simplificadas sobre os processos físicos envolvidos, usando geralmente equações empíricas sobre os processos, como por exemplo, o hidrograma unitário ou a equação de infiltração de Horton. Por fim, os modelos **fisicamente baseados**, ou caixa branca, descrevem os sistemas naturais, usando as equações gerais da física de conservação de massa, energia e quantidade de movimento e condições iniciais e de limite adequadas. Teoricamente não existe

necessidade de calibragem, pois se podem determinar os valores das variáveis e parâmetros no espaço e no tempo.

Em relação à variação espacial das variáveis, os modelos matemáticos podem ser classificados em concentrados (*lumped*) e distribuídos. Nos modelos **distribuídos**, as variáveis e parâmetros assumem dependência do espaço e do tempo. As variáveis e parâmetros representam valores pontuais em cada local. Nos modelos **concentrados**, a bacia toda é considerada como uma unidade. As variáveis e parâmetros representam valores médios para toda a bacia. E apenas o tempo é considerado como variável independente.

Finalmente, os modelos podem ser **estacionários**, onde descrevem o fenômeno em determinado momento e os parâmetros não variam com o tempo. Já nos modelos **dinâmicos**, os parâmetros podem variar no tempo, sendo, portanto as variáveis funções do tempo.

O modelo hidrológico é uma das ferramentas que a ciência desenvolveu para melhor entender e representar o comportamento da bacia hidrográfica e prever condições diferentes das observadas Moreira (2005).

Para construir ou escolher o modelo mais apropriado é necessário entender perfeitamente os processos mais importantes que atuam no sistema a ser representado, no entanto, frequentemente estes processos não são devidamente identificados até que seja feita alguma tentativa de modelagem. O mesmo raciocínio aplica-se para o processo de medição Beven (2001).

Em um mundo ideal, começa-se a estudar os processos e vai-se melhorando progressivamente o entendimento a partir do monitoramento, sendo este último também progressivamente melhorado até obter-se uma conceituação adequada que permita a construção de modelo (FIGURA 1). Então a modelagem passa também a permitir um melhor entendimento dos processos e a demandar novas medições, gerando assim uma cadeia de aproximações sucessivas (GRAYSON e BLÖSCHL, 2000).

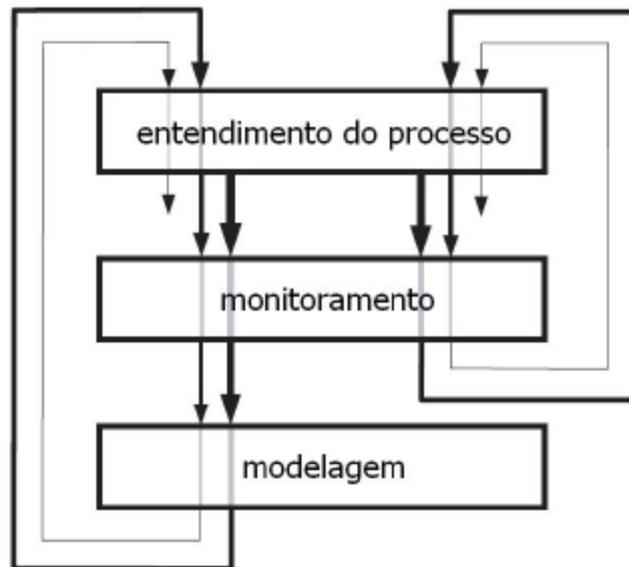


FIGURA 1 - DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DA INTERAÇÃO ENTRE TEORIA, MONITORAMENTO E MODELAGEM

FONTES: GRAYSON E BLÖSCHL (2000)

3.1.1. Modelos concentrados

Desde a década de 1850, os modelos têm sido utilizados em hidrologia. Naquela época, o engenheiro irlandês Thomas Mulvaney desenvolveu o que atualmente chamamos de método racional (Equação 1). A preocupação de Mulvaney consistia em estabelecer um modelo que fosse capaz de prever o pico dos hidrogramas em relação à quantidade de precipitação. Para os cálculos de engenharia relacionados à dimensão das estruturas adjacentes isso é suficiente (BEVEN, 2001).

$$Q = C.A_c.r\bar{f} \quad (1)$$

Mulvaney estabeleceu uma equação simples que relacionava a quantidade precipitada “ $r\bar{f}$ ” com a área de contribuição da bacia “ A_c ” e um coeficiente “ C ” responsável por atenuar a quantidade de precipitação que se transforma em vazão no momento do pico. Esta técnica, apesar de rudimentar, se mostrou eficiente para a necessidade de Mulvaney e continua tendo aplicações em pequenas bacias.

Verifica-se que o fator C proposto por Mulvaney é a primeira proposta pensada acerca dos fatores presentes na bacia hidrográfica capazes de interferir no deflúvio após a precipitação. Trata-se de uma relação linear entre precipitação e vazão, que

varia entre um evento e outro. Baseado em evidências empíricas, este modelo considera a bacia estudada homogênea, ou seja, é um modelo matemático empírico concentrado.

Apesar de simples, os modelos concentrados são úteis nas simulações hidrológicas que não necessariamente tem como objetivo a elucidação por completo dos processos hidrológicos nas bacias hidrográficas. Não é possível ao modelador concluir sobre os processos que estão sendo simulados no interior da bacia, nem obter padrões de distribuição espacial destes processos. Sua avaliação é realizada somente pela comparação das vazões simuladas e observadas no exutório da bacia estudada. Por outro lado, demanda de quantidade significativamente menor de dados.

Este modelo relativamente simples de Mulvaney deu início ao desenvolvimento de técnicas mais apuradas nas previsões em hidrologia. A partir do entendimento do ciclo hidrológico como um sistema, a fragmentação dos estudos relacionados aos fenômenos presentes possibilitou um avanço significativo no conhecimento relacionado à dinâmica da água em superfície, subsuperfície e na atmosfera (CHOW, MAIDMENT e MAYS, 1988).

3.1.2. Modelos semidistribuídos

Com o avanço de conhecimento dos “subsistemas” presentes no ciclo hidrológico, aliado ao desenvolvimento de novas técnicas computacionais, alguns hidrólogos começaram a se preocupar então com o estudo integrado dos fenômenos.

Surgem então, a partir da década de 1960, os primeiros modelos hidrológicos matemáticos computacionais. Ainda que muito limitado se comparado aos modelos atuais, destaca-se o trabalho de Crawford e Linsley (1966), citados por Beven (2001), que lançaram o modelo Stanford Watershed.

Este modelo era dotado do que os autores costumam chamar de ESMA (*Explicit Soil Moisture Account* ou Cálculo Explícito da Umidade do Solo). Esta técnica influenciou vários trabalhos futuros que se basearam no trabalho pioneiro de Crawford e Linsley (BEVEN, 2001).

Tratava-se de um modelo relativamente simples se comparado as propostas atuais. Porém já era dotado de 35 parâmetros calibráveis para a representação dos processos hidrológicos a serem simulados na bacia estudada. Beven (2001), expõe

que, durante alguns anos, era comum pesquisadores em hidrologia publicarem trabalhos com modificações e incrementos deste modelo. Isto acarretava sempre em um número maior de parâmetros necessários para descrever os processos.

Preocupados com a proliferação de opções em modelagem e conseqüentemente a subjetividade que o acúmulo de parâmetros trazia, Dawdy e O'Donnell (1965) foram os primeiros autores a expressar preocupação com os problemas relacionados à “superparametrização” dos modelos.

O trabalho de Crawford e Linsley (1966) permanece influente até os dias atuais na hidrologia. São inúmeros os modelos hidrológicos que se utilizam da proposta do ESMA. Com o avanço das técnicas de Sistemas de Informações Geográficas (SIG), novos modelos embasados nesta técnica de representação puderam ser desenvolvidos. Entre eles se destacam o *Identification of unit Hydrographs e Component flows from Rainfall, Evapotranspiration e Streamflow data* (IHACRES) (JAKEMAN, LITTLEWOOD e WHITEHEAD, 1990) e o modelo *Soil e Water Assessment Tool* (SWAT) com abordagem de Unidade de Resposta Hidrológica (ARNOLD *et al.*, 1998).

Os modelos que utilizam essa metodologia são chamados de semidistribuídos. Apesar de estarem acoplados aos SIG e permitirem algumas variáveis distribuídas, tratam-se de modelos voltados para o cálculo funcional da resposta hidrológica utilizando-se de simplificações adequadas para grandes bacias. Portanto, ainda que permitam algum tipo de avaliação da previsão espacial, não estão associados ao estudo completo dos processos hidrológicos (BEVEN, 2001).

Preocupados com essas limitações, alguns autores procuraram construir modelos que fossem capazes de simular de maneira mais adequada a geração de escoamento nas bacias. Dentre os quais se destaca a abordagem de Beven e Kirkby (1979) na construção da teoria do índice topográfico, que resultou na primeira versão do modelo de distribuição TOPMODEL (BEVEN, 1997).

O TOPMODEL é considerado semidistribuído, pois utiliza a distribuição do índice topográfico como única variável de entrada distribuída, a qual descreve regiões de similaridade hidrológica independente da localização espacial.

3.1.4. Modelos distribuídos

Freeze e Harlan (1969) apresentaram uma proposta pioneira no estudo da hidrologia associada ao desenvolvimento computacional. Os autores propuseram o que chamam de “projeto” para os modelos hidrológicos fisicamente-baseados. O objetivo dos autores foi construir um modelo que tinha por base equações que descrevem todo o mecanismo de geração de escoamento superficial e subsuperficial numa bacia hidrográfica.

A principal contribuição de Freeze e Harlan está no fato de demonstrarem de maneira sistemática como deveriam ser concebidos os modelos que levam em conta os processos hidrológicos. O sistema destes modelos consiste de dois componentes principais, elementos de armazenamentos e linhas de propagação, conectados paralelamente ou em série por um conjunto de "pontos de decisão". De fato, suas ideias servem de embasamento para boa parte dos modelos utilizados atualmente na hidrologia, como por exemplo, o *Topography Model* (TOPOG) de Vertessy *et al.* (1993), o *Gridded Surface/Subsurface Hydrologic Analysis* (GSSHA) (DOWNER, ASCE e OGDEN, 2004), o *Institute of Hydrology Distributed Model* (IHDM) (BINLEY *et al.*, 1989a e b) e o *Systeme Hydrologique European* (SHE) de Abbott *et al.* (1986).

Os elementos de armazenamento são obtidos por meio da divisão da área a ser modelada. Assim, a rede de elementos é a unidade mínima na qual se pode explicitamente representar a heterogeneidade espacial. Portanto, define a escala na qual se interpolam os dados de entrada e representam-se os processos hidrológicos. Consequentemente, também define a escala máxima na qual o modelo pode ser avaliado (GRAYSON E BLÖSCHL, 2000).

Os pontos de decisão abordados são equações determinísticas elaboradas a partir da observação dos processos hidrológicos nas bacias ou em laboratório. É a partir dessas equações que os fenômenos são simulados e quantificados (BEVEN, 1989 e 2001).

Cada modelo é constituído de diferentes equações que representam os mais variados fenômenos hidrológicos julgados necessários para a representação adequada da bacia hidrográfica. Por exemplo, em bacias onde há predomínio de escoamento por excesso da taxa de infiltração (hortoniano) há um conjunto de equações adequado para a simulação deste mecanismo, diferente de bacias onde há

o predomínio de escoamento pelo mecanismo de excesso de saturação, nas quais o conjunto de equações de escoamento hortoniano não será adequado.

Algumas simplificações da realidade podem ser capazes de representar as dinâmicas dos escoamentos subsuperficial e superficial na bacia. O escoamento subsuperficial é descrito segundo a lei de Darcy, enquanto que o escoamento superficial é propagado de maneira unidimensional tanto na vertente quanto no canal (FREEZE E HARLAN, 1969).

Engman (1986) argumenta que os esforços se direcionam na busca de modelos do processo precipitação-vazão que representem de forma mais fiel os parâmetros físicos envolvidos, utilizando um banco de dados reduzido. Assim, a modelagem hidrológica depende em grande parte da disponibilidade de dados adequados para a construção e validação de modelos hidrológicos.

Apesar de se tratarem da tecnologia mais recente e desenvolvida para os estudos hidrológicos, as implicações das vantagens teóricas oferecidas pelos modelos de base física permanecem carentes de comprovação prática (BEVEN, 1989). Refsgaard (2000) ressalta ainda que, apesar da melhor representação espacial destes modelos, vários trabalhos os avaliam somente pela comparação entre os hidrogramas simulado e observado, tal qual é feito com os modelos concentrados.

Há evidências de que, mais de 30 anos após a proposta de Freeze e Harlan (1969) ainda há muito poucas aplicações de modelos de base física com utilizações diretas de parâmetros medidos ou estimados e muito poucas avaliações das previsões distribuídas simuladas comparativamente às medições distribuídas (BEVEN, 2002).

Em virtude das simplificações necessárias na caracterização dos fenômenos naturais, surgem alguns problemas relacionados à aplicação dos modelos de base física.

3.2. CARACTERÍSTICAS DA MODELAGEM DISTRIBUÍDA

Os estudos que utilizam dos modelos de base física têm interesse em modelar principalmente a vazão nos rios, os mecanismos de geração de escoamento superficial e os padrões de distribuição de umidade no solo (VERTESSY *et al.*, 1993).

A ideia da discretização espacial das variáveis e parâmetros da bacia é um grande atrativo para os modeladores. Porém, há que se ressaltar que sempre há algum grau de “concentração”.

Independentemente da forma como um modelo caracteriza a bacia, seja por elementos regulares ou não, sempre haverá um limite de discretização. Nos modelos distribuídos, os elementos de armazenamento são o limite máximo no qual os parâmetros poderão ser medidos e os processos representados. Ou seja, ainda que em grau significativamente menor do que nos modelos anteriores, os processos continuam sendo generalizados, pois esta é basicamente a concepção da ideia de modelo (BEVEN, 1989).

Exatamente neste ponto é que alguns princípios a respeito da modelagem distribuída devem ser repensados. Os modelos de base física são concebidos sobre equações obtidas por experimentação e capazes de representar os fenômenos hidrológicos sob determinadas condições. Entretanto, nada garante que essas equações obtidas em laboratório, ou em porções diminutas de vertente, sejam capazes de representar os processos hidrológicos em grandes porções de terreno, tal como pressupõem alguns modeladores (BEVEN, 2002).

Inicialmente, uma forma de diminuir os efeitos da generalização nos modelos é a discretização das bacias em elementos de armazenamento menores (VERTESSY e ELSENBEER, 1999). Porém, o incremento de resolução na caracterização da bacia por si só não é real benefício na descrição dos parâmetros e variáveis que representaram os processos hidrológicos por meio das equações. É necessário o incremento de resolução de todas as variáveis envolvidas utilizando melhores técnicas de monitoramento e avaliando os resultados dos modelos de maneira distribuída (BEVEN, 2001).

Entretanto, em decorrência da grande variabilidade das propriedades físico-hídricas do solo, ainda que o observador faça medições de parâmetros em cada um dos elementos ao longo da bacia (o que por si só despenderia quantidades enormes de recursos – não só tempo e dinheiro, mas pessoas, equipamentos, etc.), não há garantia de que os valores pontuais por ele obtidos sejam capazes de representar adequadamente os valores que correspondam a um elemento de armazenamento inteiro.

Assim, ainda que os modelos utilizem equações com representatividade física e o modelador obtenha valores medidos em campo, é necessário fazer uma calibração

controlada para que se obtenham parâmetros efetivos, capazes de representar os elementos de armazenamento de um modelo (BEVEN e BINLEY, 1992; GRAYSON e BLÖSCHL, 2000)

A técnica dos parâmetros efetivos tenta superar os problemas relacionados aos valores medidos pontualmente. Parâmetros efetivos são valores únicos que reproduzem o comportamento em massa de uma determinada área ou volume (BLÖSCHL e GRAYSON, 2000). Portanto, eles não podem ser medidos pontualmente e, em alguns casos, não necessariamente estão relacionados aos valores de medições pontuais. A

FIGURA 2 demonstra a ideia do parâmetro efetivo para o escoamento sob a condição de saturação em um meio poroso, na qual K_s homogêneo é o valor da condutividade hidráulica saturada, utilizada para simular o escoamento lateral pela equação de Darcy, o qual se espera ser idêntico ao volume escoado no bloco heterogêneo.

Para o caso do escoamento superficial, um parâmetro efetivo pode ser utilizado para representar as características de rugosidade de uma larga porção do terreno, desde que represente adequadamente as recessões no hidrograma.

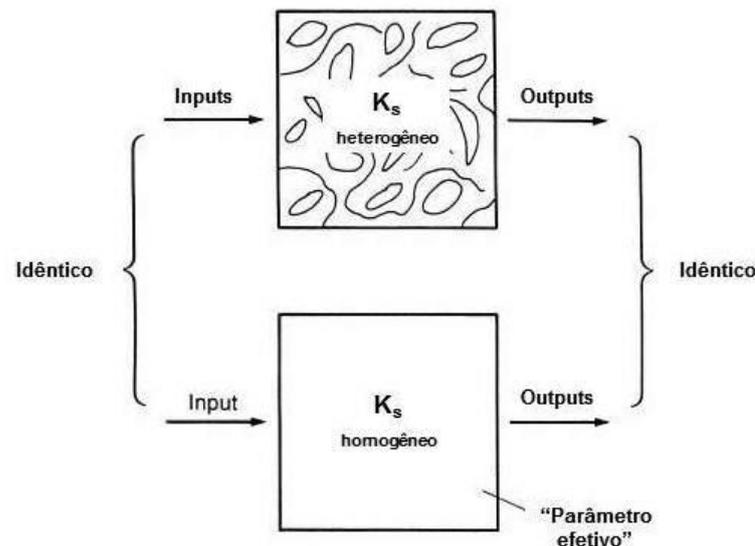


FIGURA 2 - DESCRIÇÃO ESQUEMÁTICA DE UM PARÂMETRO EFETIVO PARA O ESCOAMENTO EM MEIO POROSO
 FONTE: GRAYSON e BLÖSCHL (2000)

Apesar de a efetividade dos parâmetros efetivos ser atrativa para os modeladores, há limitações dessa abordagem. Por exemplo, é possível reproduzir os

efeitos do escoamento lateral por macroporos utilizando a equação de Darcy e valores de condutividade hidráulica saturada mais altos. Porém, apesar de o volume escoado subsuperficialmente possivelmente estar adequado, a distribuição das velocidades de escoamento no perfil do solo não estará, pois nos macroporos o escoamento é mais rápido do que por meio da matriz do solo.

Por outro lado, quando se procura simular todos os processos hidrológicos que se pensam ser relevantes, toda vez que um processo novo (ou mais complexo) é inserido em um modelo, mais parâmetros são adicionados, e cada um deles precisa ser calibrado ou medido (BEVEN, 1989). Ou seja, a medida em que se aumenta o grau de complexidade representada pelo modelo, aumenta-se o número de parâmetros necessários para caracterizá-lo adequadamente.

Alguns modelos distribuídos fisicamente baseados apresentam um grande número de parâmetros. Além disso, esses parâmetros podem assumir valores diferentes em cada elemento de armazenamento (BEVEN, 1989).

Assim, cada processo novo inserido nas simulações aumenta o “grau de liberdade” dos resultados, tornando os testes de avaliação cada vez mais difíceis. Quando é necessário aperfeiçoar os valores de parâmetros para uma melhor representação o grande número de parâmetros dificulta a tomada de decisão a respeito de qual deles deve ser alterado (BEVEN, 1989; GRAYSON e BLÖSCHL, 2000).

Segundo Beven (1989), há indícios de que entre 3 e 5 parâmetros são suficientes para reproduzir a maioria das informações nos modelos de base física. Porém, ainda que com um número reduzido de parâmetros, os modelos de base física apresentam problemas relacionados à interdependência dos parâmetros.

Nos modelos concentrados, há a possibilidade de diferentes conjuntos de parâmetros produzirem resultados semelhantes. Há necessariamente uma interação entre os parâmetros. Para o cálculo do volume e tempo de escoamento, subsuperficial ou superficial, um aumento na condutividade hidráulica ou declividade pode ser compensado pelo decréscimo na capacidade de armazenamento que é controlada pela porosidade e umidade antecedente.

Os modelos de base física apresentam os mesmos problemas que os conceituais concentrados no que diz respeito à interação entre parâmetros (BEVEN e BINLEY, 1992). Este problema é potencializado nos modelos fisicamente baseados e distribuídos em virtude do maior número de parâmetros julgados necessários para a

representação da dinâmica natural e da caracterização de diferentes unidades internas das bacias modeladas (ANDERTON *et al.*, 2002).

O resultado dessas compensações é conhecido na literatura como equifinalidade. Ocorre quando várias combinações de parâmetros podem levar a simulações semelhantes ao comportamento natural dos volumes escoados no exutório ou até mesmo o nível freático em alguns pontos da bacia (BEVEN, 1989, 2001, 2002; GRAYSON e BLÖSCHL, 2000; HUGHES, 2010; REFSGAARD, 2000).

Destaca-se que Beven (1989) e Hughes (2010), apesar de mais de duas décadas de diferença entre a publicação de suas considerações, mantém a mesma discussão acerca dos problemas relacionados à interdependência de parâmetros. A manutenção da problemática em evidência se deve ao fato de que poucos estudos têm se aprofundado no assunto em virtude da escassez de dados internos das bacias modeladas.

3.2.1. Erros dos modelos hidrológicos

Em virtude da simplificação inerente aos modelos, se aceita que algum tipo de erro está associado à limitação do processo de modelagem. De maneira objetiva, os erros podem ser divididos em dois grupos em função da complexidade dos modelos (FIGURA 3). Os modelos muito simples apresentam limitações conceituais que provocam erros sistemáticos, não representando adequadamente o sistema real. Por outro lado, modelos muito complexos apresentam erro de calibração, devido à escassez de dados ou dificuldade de controlar adequadamente todas as variáveis, visto que diferentes combinações de valores dos parâmetros podem levar à resultados igualmente satisfatórios (ZHANG, WALKER e DAWES, 2002).

Dependendo do objetivo do estudo e da bacia a ser modelada, modelos muito simples podem ser adequados, mas outros intuitos requerem uma gama maior de opções por parte do modelo. Entretanto, com maior funcionalidade há também maior complexidade (ZHANG, WALKER e DAWES, 2002).

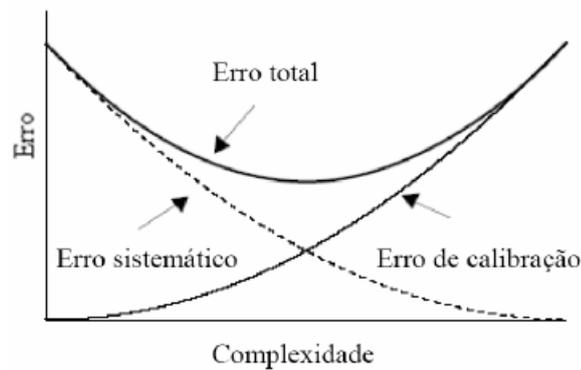


FIGURA 3 - DIAGRAMA ESQUEMÁTICO MOSTRANDO ERROS SISTEMÁTICOS E DE CALIBRAÇÃO DOS MODELOS
 FONTE: ZHANG, WALKER E DAWES (2002)

Apesar da teoria basilar dos modelos de base física permitir ao seu usuário a obtenção de valores de parâmetros por meios diretos ou por estimativas dos valores *a priori*, os problemas anteriormente relatados invariavelmente estarão presentes. Isso torna os modelos distribuídos mais difíceis de calibrar do que os modelos mais simples os colocando na porção mais à direita na FIGURA 3. E o raciocínio físico pouco pode fazer para atenuar isso quando não há meios suficientes (dados) para que o modelador possa avaliar os processos modelados (BEVEN, 1989).

Os estudos que utilizam modelos em hidrologia têm maior interesse em modelar a vazão nos rios, os mecanismos de geração de escoamento superficial e os padrões de distribuição de umidade no solo (VERTESSY *et al.*, 1993). Para tanto, é necessário que o modelador disponha do monitoramento de variáveis no interior da bacia e avalie se o modelo está representando adequadamente os padrões de distribuição. Não se devem inferir os padrões de distribuição simulados por um modelo complexo somente por meio da comparação entre os hidrogramas simulado e observado no exutório da bacia (REFSGAARD, 1997).

Portanto, os modelos precisam ser submetidos a numerosos testes para que saibamos se as simulações apresentam os “resultados certos” pelos “motivos certos”. (GRAYSON e BLÖSCHL, 2000; HUGHES, 2010; KIRCHNER, 2006).

3.3. COMPLEXIDADE DOS MODELOS

Os modeladores precisam balancear a complexidade dos componentes de um modelo, reconhecendo que a acurácia do modelo vai ser limitada pelo componente importante mais pobre. Isso pode ser a representação de um processo, detalhe espacial ou a dificuldade em adquirir os dados necessários para testar o modelo (GRAYSON e BLÖSCHL, 2000).

Silberstein (2006) destaca o crescimento e a sofisticação da modelagem hidrológica nas últimas décadas e que a mesma não foi devidamente acompanhada pelos processos de medição em hidrologia.

A atual geração de modelos distribuídos é limitada pela disponibilidade de propriedades igualmente distribuídas das bacias e séries de dados de variáveis internas para a implementação e avaliação dos modelos (BEVEN e FEYEN, 2002).

Em termos práticos, nos estudos que envolvem modelagem, precisa-se de um ponto inicial em termos de complexidade. A FIGURA 4 ilustra a relação conceitual entre a complexidade do modelo, a disponibilidade de dados para avaliação do modelo e a eficiência do modelo (GRAYSON e BLÖSCHL, 2000).

Usa-se o termo "disponibilidade de dados" para se referir tanto à quantidade como à qualidade dos dados a serem utilizados para a avaliação do modelo. Conhecer os padrões de distribuição e ocorrência dos processos representa uma grande quantidade de dados, enquanto que conhecer somente a vazão representa uma pequena disponibilidade. O termo "complexidade do modelo" refere-se ao nível de detalhamento dado à representação dos processos hidrológicos simulados. Modelos complexos incluem maior detalhamento de processos, e conseqüentemente mais parâmetros (superparametrização) (GRAYSON e BLÖSCHL, 2000).

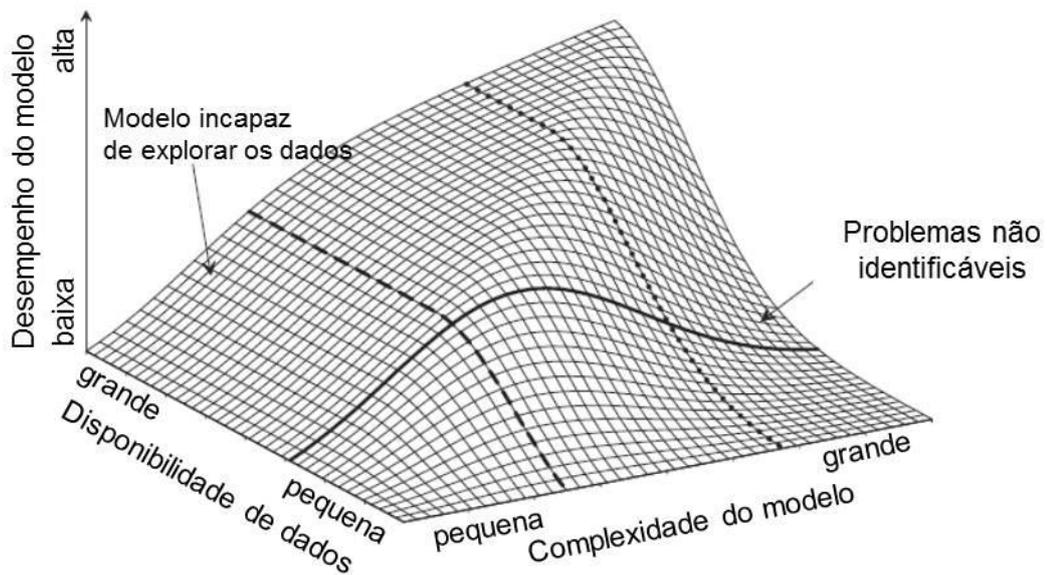


FIGURA 4 – DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DA RELAÇÃO ENTRE COMPLEXIDADE DO MODELO, DISPONIBILIDADE DE DADOS E DESEMPENHO DO MODELO
 FONTE: GRAYSON e BLÖSCHL (2000)

No caso hipotético de certa disponibilidade de dados (representada pela linha contínua), há uma "complexidade ótima" para além da qual os problemas de equifinalidade e superparametrização reduzem a eficiência da previsão. Assim, deve-se verificar se há parâmetros demais e dados insuficientes para avaliar se a previsão do modelo é correta, ou se está simulando resultados compatíveis pelos motivos certos.

Pode-se optar por utilizar um modelo mais simples do que o ótimo (linha tracejada), porém não é possível explorar toda a informação dos dados monitorados. Para os modelos de exemplo (linha tracejada e linha pontilhada), um acréscimo de disponibilidade de dados propicia maior eficiência da simulação até o ponto em que, a partir do qual, os dados monitorados não contribuem mais para a melhora das simulações. Neste caso, considera-se a escolha de um modelo mais complexo, que seja capaz de explorar e representar os dados disponíveis (GRAYSON e BLÖSCHL, 2000).

No caso de bacias florestais bem monitoradas, com solos altamente permeáveis e presença de caminhos preferenciais de escoamento, há indícios de que os modelos mais simplificados ou até mesmo modelos semidistribuídos não são capazes de representar a complexidade e o grande número de processos hidrológicos

presentes (BEVEN, 2002; MARANGON, SANTOS e KOBİYAMA, 2009; SANTOS, 2009; VERTESSY e ELSENBEER, 1999).

Santos (2009) simulou eventos hidrológicos na bacia do rio Saci com o modelo TOPMODEL e concluiu que a presença de caminhos preferenciais de escoamento faz com que a bacia responda de forma não linear nos eventos de precipitação superiores a 25 mm burlando as hipóteses do modelo. Isto está de acordo com Beven (2002), para quem o TOPMODEL é fundamentado em determinadas hipóteses simplificadoras que não são apropriadas para muitas bacias. Além disso, se mantidas as hipóteses deste modelo, nenhuma melhoria no índice topográfico ou qualquer outro parâmetro do modelo o fará simular adequadamente os eventos mais complexos na bacia do rio Saci.

Os resultados obtidos por Santos (2009) corroboram as conclusões de Jakeman e Hornberger (1993), para os quais, em bacias que apresentam respostas lineares o processo chuva-vazão pode ser representado com modelos mais simples calibrados por métodos estatísticos. Porém, em bacias com respostas mais complexas, se faz necessário a modelagem igualmente mais avançada. Ressalta-se ainda que neste último caso, a calibração por métodos estatísticos se torna mais difícil, pois o sistema de alimentação de um elemento a outro é governado por fatores determinísticos que precisam ser obtidos por métodos diretos de medição.

Para Beven e Feyen (2002), quando as simulações dos modelos se mostram satisfatórias, suas previsões devem ser utilizadas para fins práticos de gestão. Quando os modelos não se mostram satisfatórios, deve-se aprofundar a pesquisa com medições em campo e um modelo mais complexo, capaz de explorar os dados medidos.

Assim, verifica-se que para o caso de bacias cujo processo chuva-vazão não é linear, como a do rio Saci, para uma melhor compreensão dos processos hidrológicos internos é necessário um modelo mais complexo no qual seja possível a avaliação distribuída das variáveis simuladas.

3.4. CONDIÇÕES ANTECEDENTES DE UMIDADE

Ao longo dos anos vários estudos têm sido direcionados à elucidação da ocorrência dos mecanismos de geração de escoamento. Sendo um dos mais

importantes o escoamento subsuperficial (BEVEN e GERMANN, 1982; FREER *et al.*, 2002; SIDLE, 2006; WHIKPEY, 1965)

Entretanto, apenas mais recentemente estudos têm seu foco direcionado as diferentes respostas deste mecanismo de geração de escoamento em eventos precedidos por períodos secos e úmidos (HARDIE *et al.*, 2011; KAMPF, 2011; KIM, SIDLE e MOORE, 2005).

Em bacias hidrográficas florestadas e localizadas em ambientes úmidos o nível freático raso contribui de forma significativa para o escoamento (BEVEN e GERMANN, 1982; MCDONNELL, 2003; WHIKPEY, 1965). Os solos nestas bacias tendem a ser mais porosos e conseqüentemente possuem maiores taxas de infiltração Hümänn *et al.* (2011).

Nessas condições, o escoamento no canal é oriundo de diferentes mecanismos de geração de escoamento que atuam em momentos diferentes numa mesma vertente separados por limiares de quantidade precipitada e condições antecedentes de umidade (MCDONNELL, 1990; SANTOS 2009).

Portanto, é de fundamental importância o armazenamento prévio de água no solo destas bacias, pois esta condição inicial de umidade é condicionante sobre os mecanismos de geração de escoamento em eventos de precipitação (MCDONNELL, OWENS e STEWART, 1991).

Kim, Sidle e Moore (2005) monitoraram a ocorrência de escoamento subsuperficial raso em três eventos de precipitação precedidos por períodos de maior e menor umidade. Os autores concluíram que, apesar da ocorrência do mecanismo de geração de escoamento subsuperficial mesmo nas tormentas precedidas por períodos secos, o volume escoado no horizonte mais próximo da superfície nestas condições é cerca de 100 vezes menor do que o volume observado na mesma camada em tormentas que ocorreram quando o perfil de solo analisado armazenava uma quantidade maior de água.

Hardie *et al.* (2011) argumentam que quando o solo está seco, a água tende a infiltrar em altas velocidades no solo, se deslocando rapidamente no sentido vertical pelo fenômeno "*finger flow*". Quando o solo está úmido, a maior umidade armazenada nos horizontes B e C, oriunda do processo saturação, diminui a taxa de infiltração (movimento vertical), então a água passa a se deslocar lateralmente na camada mais próxima da superfície.

Assim, em um estado previamente seco, o escoamento lateral somente ocorrerá após o preenchimento dos maiores poros localizados abaixo do horizonte orgânico, caso contrário, a velocidade da infiltração (movimento vertical) será maior do que a taxa de precipitação e não há volume de água disponível para o escoamento lateral (HARDIE *et al.*, 2011).

Berthet *et al.* (2009) simularam séries hidrológicas em 178 bacias na França comprovando a influência das condições iniciais de umidade no resultado das simulações de um modelo concentrado.

Essa conclusão se alinha à argumentação de Beven (1989), para quem as condições antecedentes de umidade exercem grande influência no desempenho dos modelos, principalmente sobre os modelos distribuídos. Portanto, necessitam de maior atenção nas simulações.

Nos modelos, as condições de umidade que precedem um evento de precipitação a ser simulado podem ser definidas de duas maneiras, “concentrado” ou “contínuo” (BERTHET *et al.*, 2009).

“Concentrado” consiste em atribuir valores de umidade antecedente que melhor representem o estado anterior da bacia. Isto pode ser feito de maneira arbitrária, ou por meio de índices que relacionam a vazão do início do evento com a precipitação acumulada nos dias anteriores por exemplo. Outras técnicas envolvem a medição de variáveis, como o nível freático raso ou a umidade no solo, por exemplo Berthet *et al.* (2009).

Entretanto, Refsgaard (1997) realizou testes procurando definir uma metodologia para simulações hidrológicas e concluiu que usar umidade medida em tensiômetros ou o nível freático raso na definição das condições iniciais de umidade não necessariamente traz bons resultados nas simulações.

Ademais, Refsgaard (2000) explica que se as condições iniciais de umidade forem calibradas livremente para o ajuste do hidrograma, então a modelagem pode perder o significado físico, pois, ao se utilizar variações livres de umidade antecedente, é de se esperar que em algum momento um valor sem significado físico se ajuste ao hidrograma.

A inicialização do modelo pelo método contínuo consiste em rodar o modelo durante um período de “aquecimento” com intuito de fornecer ao modelo um estado de umidade inicial que não dependa de valores arbitrariamente pré-definidos. A

duração deste aquecimento depende das características de cada bacia e do modelo a ser utilizado (KITANIDIS e BRAS, 1980).

Do ponto de vista operacional, o maior problema relacionado ao aquecimento contínuo dos modelos está relacionado à disponibilidade de dados prévios a simulação (BERTHET *et al.*, 2009). Porém, estes autores comprovaram analisando a resposta de 178 bacias que este é o melhor método do ponto de vista da eficiência das simulações.

Vertessy *et al.* (1998) mantém a mesma argumentação. Para estes autores uma forma de mitigar os possíveis enganos de se tratar as condições iniciais de umidade como um parâmetro calibrável é fazer um período de “aquecimento” do modelo.

3.5. ESPESSURA DA CAMADA HIDROLOGICAMENTE ATIVA

Sayama *et al.* (2011) apontam para indícios de que a espessura da camada hidrologicamente ativa possui grande influência na ocorrência dos mecanismos de geração de escoamento. Segundo os autores, a espessura do solo disponível para o armazenamento de água exerce controle nas respostas da bacia mediante volumes diferentes de precipitação.

Também para Whikpey e Kirkby, (1978) as propriedades físicas do solo e sua espessura são provavelmente o controle mais importante do escoamento de subsuperfície nas vertentes. Se a textura for grosseira, normalmente há predominância de escoamento no sentido vertical, e quando os solos com esta condição são profundos, o escoamento subsuperficial ocorre com atraso, em tempo considerável após a precipitação. Por outro lado, em casos de textura mais fina, a resistência à infiltração pode resultar em escoamento lateral rápido próximo da superfície.

Sayama *et al.* (2011) analisaram a capacidade de armazenamento dinâmico de 8 bacias hidrográficas localizadas no estado da Califórnia, EUA, por meio de balanço hídrico ao longo do tempo. Os autores citam que, nas bacias em questão, as encostas mais íngremes e com solos mais profundos possuem maior capacidade de armazenamento apresentando escoamento de base com grandes variações ao longo

do tempo. Porém, nestes casos, os picos de vazão são menores e apresentam recessões de hidrograma diferentes em função da quantidade de água armazenada.

Por outro lado, encostas menos íngremes e com menores espessuras de camada hidrologicamente ativa possuem menor capacidade de armazenamento, escoamento de base mais uniforme, picos de vazão mais acentuados e recessões de hidrograma com semelhanças entre diferentes eventos.

Os resultados obtidos por Sayama *et al.* (2011) se comparam aos apresentados por Hoover e Hursh (1943). Para os quais, em bacias mais planas e com solos mais profundos, os hidrogramas apresentaram-se semelhantes com picos de vazão atenuados e recessões menos abruptas. Enquanto que, em bacias mais íngremes e solos mais rasos, a capacidade de armazenamento é reduzida. Assim o escoamento superficial produz hidrogramas com picos de escoamento mais elevados e recessões mais abruptas.

Verifica-se que no que diz respeito aos aspectos topográficos há divergências entre os autores. Porém, fica evidente a semelhança entre as observações dos dois trabalhos ao analisar os resultados do ponto de vista da espessura do solo disponível para o armazenamento de água.

Dunne (1978) conclui que a presença e contribuição dos mecanismos de escoamento subsuperficial rápido, escoamento de retorno e escoamento por precipitação sobre áreas saturadas variam de bacia para bacia em função de diferentes fatores. Entre eles, e um dos mais importantes, seria a espessura do solo (FIGURA 5).

Preocupados com a resolução espacial dos dados de solo disponível atualmente, Tesfa *et al.* (2009) procuraram avaliar a possibilidade de refinamento das informações de espessura do solo com base em atributos topográficos.

Analisando a correlação entre diversos atributos topográficos e a distribuição espacial de 819 medidas de espessura do solo em uma bacia de 28 km² os autores chegaram à conclusão de que é possível relacionar estas duas características.

Entretanto, ressalta-se que assim como no trabalho desenvolvido por Dietrich *et al.* (1995), os resultados obtidos por Tesfa *et al.* (2009) e de outros autores se enquadram em uma realidade de solos coluviais. Nesta situação, os solos apresentam-se mais rasos nos divisores e mais profundos nos fundos de vale.

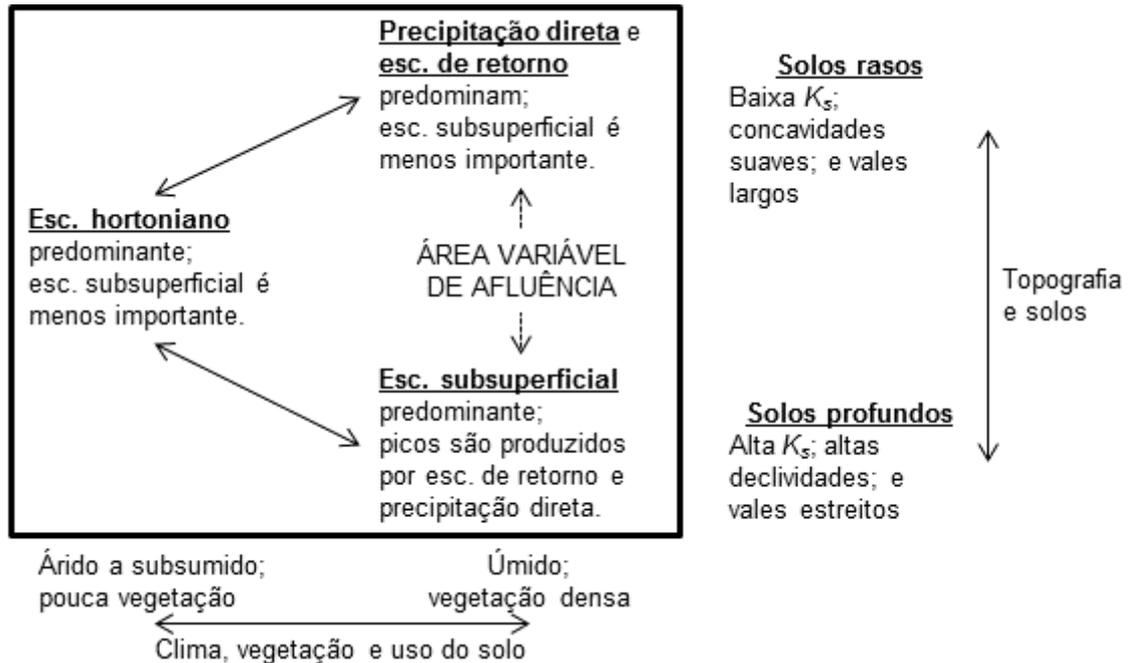


FIGURA 5 - PROCESSOS DE ESCOAMENTO EM VERTENTES E CONDICIONANTES PRINCIPAIS
FONTE: DUNNE (1978)

Em contraponto a estes trabalhos, Santos (2009), analisando a distribuição espacial da espessura do solo hidrológico ao longo do talvegue da bacia do rio Saci, observou que nos divisores o solo é mais espesso e tem sua espessura diminuída gradativamente a medida que se aproxima do exutório da bacia. O autor encontrou grande variação na espessura do solo hidrológico, com a espessura da camada hidrológicamente ativa variando de 0,5 a 7 metros em uma bacia de 0,1 km² e também grandes variações de K_s .

O termo “solo hidrológico” representa a camada hidrológicamente ativa composta de solo mais material intemperizado, cuja espessura vai da superfície até a rocha Santos (2009).

A espessura do solo hidrológico medida pelo autor apresentou forte correlação com alguns atributos hidrogeomorfológicos das vertentes apresentando uma relação inversa bem definida entre espessura do solo e os atributos de comprimento da vertente a montante e índice topográfico. Para Santos (2009), a dinâmica da água é determinante na configuração da paisagem local. Esta influência da dinâmica hidrológica na configuração da paisagem é corroborada especialmente pela forte correlação entre espessura do solo e índice topográfico, sendo este último um conceito eminentemente hidrológico.

A conclusão de Santos (2009) reforça a ideia da atuação de processos hidrogeomorfológicos atuando de maneira combinada na escala de vertente. A dinâmica da água é responsável pela formação da paisagem local, ao mesmo tempo em que é influenciada pelas condições locais.

Price (2011) realizou revisão a respeito da influência de diversos fatores naturais e antrópicos na geração de escoamento subsuperficial em bacias hidrográficas e concluiu que, apesar de haver consenso da grande influência da declividade e fatores topográficos, ainda há dúvidas a respeito do papel da topografia da camada impermeável e sobre o armazenamento de água pelo solo no escoamento subsuperficial de bacias hidrográficas.

Zhu e Mackay (2001) procurando avaliar a influência do solo na produção de água, simularam com o modelo *Regional Hydro-Ecological Simulation System* (RHESys) (TAGUE e BAND, 2004) diferentes discretizações de representação espacial dos solos. Os autores concluíram que a distribuição espacial das espessuras do solo possui maior influência no balanço hídrico simulado do que a distribuição espacial de parâmetros físico-hídricos do solo.

Entretanto, sem dados medidos nas bacias simuladas, Zhu e Mackay, (2001) não foram capazes de determinar diretamente a influência da espessura da camada hidrológicamente ativa nos mecanismos de geração de escoamento. Haja vista que a simples verificação da influência no hidrograma simulado não traz a luz os processos reais que ocorrem na bacia.

Assim, recomendam-se estudos empíricos e de modelagem capazes de comparar o efeito do armazenamento de água no solo a fim de elucidar de maneira isolada a sua influência na resposta hidrológica Price (2011).

3.6. AVALIAÇÃO ESPACIAL DA MODELAGEM

Em decorrência da complexidade dos modelos distribuídos de base física e da presença de erros inerentes à modelagem é necessário que os estudos tenham em conta que é necessário verificar se as previsões distribuídas feitas pelo modelo se assemelham à realidade da bacia hidrográfica, ou seja, há a necessidade de uma calibração espacial, e não apenas pontual.

Os estudos de hidrologia em regiões úmidas que utilizam modelos distribuídos têm particular interesse em conhecer de maneira mais aprofundada como os padrões de distribuição da umidade no solo influenciam os mecanismos de geração de escoamento e a vazão nos rios (VERTESSY *et al.*, 1993). Portanto, é preciso grande conhecimento da área de estudo para que o modelador tenha noção acerca da qualidade dos processos simulados por um determinado modelo, bem como se esses processos estão de acordo com os observados em sua área de estudo.

A simples comparação entre o hidrograma simulado e o hidrograma observado é um teste que apesar de necessário não é suficiente para comprovar a eficácia de simulação dos processos internos das bacias.

Oreskes, Shrader-Frechette e Belitz (1994), argumentam que o termo validação não é adequado para os modelos de base física. O termo avaliação é mais palpável, já que segundo eles, nunca é possível validar um modelo.

Sempre há um grau de generalização grande demais para se validar um modelo. Por exemplo, por mais que se trabalhe com diferentes dados para avaliar um modelo quanto suas habilidades em reproduzir os mecanismos de geração de escoamento, é preciso simular e avaliar também o transporte de solutos e de sedimentos. O que traria uma gama muito grande de erros nos resultados simulados. Esta avaliação impossibilitaria uma calibração de parâmetros efetivos coerentes para todos os mecanismos simulados (BEVEN, 2001; ORESKES, SHRADER-FRECHETTE e BELITZ, 1994).

Além disso, algumas equações nos quais estes modelos estão baseados descrevem os processos em espaços homogêneos, modelos estacionários de bacias e vertentes em laboratórios. Porém, não se tem tanta certeza de que esse conjunto de equações consiga descrever uma dinâmica complexa em escala tridimensional (BEVEN, 2001).

Os processos internos das bacias são sensivelmente mais difíceis de serem simulados com precisão em virtude da não linearidade dos processos não ser representada nas equações; das condições iniciais de umidade; e da complexidade da distribuição espacial de fatores como topografia, solos, vegetação e precipitação (BEVEN, 2001; GRAYSON e BLÖSCHL, 2000).

Por exemplo, um modelo pode se ajustar adequadamente ao hidrograma observado no exutório da bacia, mas isto não significa que o escoamento está sendo previsto de maneira correta em diferentes pontos da bacia hidrográfica, ou que a

distribuição espacial da altura do nível freático esteja distribuída corretamente. Isto ainda é normalmente ignorado por usuários de modelos que apresentam previsões espaciais das variáveis que levam em conta o pressuposto de que se o hidrograma está bem representado, então as previsões no interior da bacia também devem estar (GRAYSON e BLÖSCHL, 2000).

É importante saber se o modelo com o qual se está trabalhando funciona pelo motivo correto. Em bacias bem monitoradas, o comportamento dos conjuntos de parâmetros que produzem hidrogramas semelhantes aos observados pode ser examinado com o intuito de avaliar quais deles resultam em bons hidrogramas pelos motivos certos. Entende-se por motivos certos a combinação de parâmetros que conceitualmente representam os processos hidrológicos reais da bacia (HUGHES, 2010).

Stephenson e Freeze (1974) publicaram o primeiro trabalho focado na avaliação das previsões espaciais. Os resultados não foram particularmente bons, porém os autores argumentam que se trata de uma vertente com presença de caminhos preferenciais de fluxo complexos e pouco conhecimento sobre os dados de entrada e condições iniciais de umidade para as simulações. Justificam que apesar de não obterem bons resultados neste estudo, há grande potencial para explorar as vantagens que os modelos de base física fornecem, desde que submetidos a severas avaliações e sem a obtenção de conclusões precipitadas a respeito das previsões espaciais simuladas.

Vertessy e Elsenbeer (1999) afirmam que a avaliação espacial das simulações realizadas com modelos de base física e totalmente distribuídos ainda não está amplamente difundida na comunidade científica.

Hughes (2010) considera que há uma nova tendência de se utilizar toda e qualquer informação hidrológica disponível em estudos de modelagem. Alguns autores têm buscado formas mais eficientes de se avaliar os resultados produzidos pela simulação de modelos distribuídos.

Comparações entre os valores observados e simulados de escoamento superficial (p. ex. DOWNER, ASCE e OGDEN, 2004; VERTESSY e ELSENBEER, 1999; VERTESSY *et al.*, 2000; ZHU, BAND e VERTESSY, 1999), produção de sedimentos (p. ex. JETTEN, GOVERS e HESSEL, 2003; TAKKEN *et al.*, 1999) e principalmente a umidade no solo e o nível freático raso (p. ex. ALI *et al.*, 2011; ANDERTON, LATRON e GALLART, 2002; CHAPPELL *et al.*, 2004; DAWES *et al.*,

1997; KNOTTERS e BIERKENS, 2001; VÁZQUEZ *et al.*, 2002; VERTESSY *et al.*, 1993) têm sido utilizadas recentemente como forma de avaliar os processos simulados pelos modelos.

Como nos modelos distribuídos, a superfície freática é tratada de maneira uniforme dentro dos elementos de armazenamento, os dados dos piezômetros podem ser considerados representativos da dinâmica do nível freático raso nas áreas ao seu entorno. Baseados neste pressuposto, alguns autores têm se utilizado desses dados para avaliar a eficiência da modelagem nos processos internos da bacia.

No estudo de Anderton *et al.* (2002), com o modelo SHETRAN, as comparações entre o nível freático observado e simulado foram satisfatórias. Este é a avaliação mais importante deste estudo, já que boa parte do escoamento em bacias florestais e úmidas, como a deste estudo, é oriundo da ocorrência de saturação em algumas áreas.

3.7. TOPOG_SBM

A série de modelos TOPOG (*Topography Model*) foi desenvolvida para a simulação hidrológica espaço-temporal de bacias hidrográficas heterogêneas e pequenas, com até 10km². Este modelo é um sistema modular capaz de simular os balanços hídrico, energético, de solutos, de carbono e de sedimentos de maneira completamente distribuída, embora não necessariamente todos ao mesmo tempo.

As versões anteriores deste modelo utilizavam uma série de dados com intervalo de tempo diário e foram desenvolvidas para a simulação do balanço de carbono e água de florestas e áreas de agricultura (DAWES *et al.*, 1997; VERTESSY *et al.* 1993, 1996).

O modelo TOPOG_SBM (*Soil Bucket Mode*), descrito no trabalho de Vertessy e Elsenbeer (1999), é adequado para a simulação de eventos de precipitação com discretização temporal horária ou de minutos. Este modelo é basicamente uma junção dos conceitos básicos do modelo semidistribuído e parcialmente dinâmico TOPMODEL (BEVEN e KIRKBY, 1979; BEVEN, 1997) e das propostas de cálculo do balanço hídrico distribuído reportadas nas versões anteriores do próprio TOPOG (DAWES *et al.*, 1997; VERTESSY *et al.*, 1996).

No desenvolvimento do TOPOG_SBM o objetivo foi o de empregar o mínimo possível de parâmetros além da espessura do solo, quatro neste caso (TABELA 1), evitando a superparametrização, mantendo porém a base física e a representação espacial explícita.

TABELA 1 - PARÂMETROS DO SOLO DO MODELO TOPOG_SBM

Parâmetro	Descrição
K_s	Condutividade hidráulica saturada (m/dia)
m	Parâmetro que controla o decaimento de K_s em função da profundidade
θ_r	Umidade residual do solo (m^3/m^3)
θ_s	Umidade do solo na condição de saturação (m^3/m^3)

FONTE: CSIRO (1999). Modificado pelo Autor (2013)

A estrutura do TOPOG_SBM consiste em: (1) contornos formando uma malha de elementos para propagar o escoamento de superfície e subsuperfície, comum para todas as aplicações; (2) um modelo “reservatório” simples para a representação do escoamento e armazenamento de água no solo em cada elemento; e (3) um módulo de onda cinemática unidimensional para a propagação do escoamento subsuperficial e superficial à jusante da vertente, seguindo as linhas de escoamento determinadas pela malha de elementos.

Para cada intervalo de tempo (definido pelo usuário), e para cada elemento, o modelo calcula o nível do lençol freático, a umidade armazenada no solo e a altura dos escoamentos subsuperficial e superficial. Os valores calculados destas características podem ser extraídos em cada elemento como resultado das simulações. Isto faz com que o TOPOG_SBM seja um modelo multi-resposta. Detalhes dos vários módulos empregados neste estudo são apresentados e esquematizados na FIGURA 7.

3.7.1. Representação espacial

O escoamento na bacia é propagado através de uma malha de “elementos” interconectados (FIGURA 6) definidos pela intersecção das curvas de nível e as linhas de escoamento superficial. Dessa maneira, o escoamento ocorre somente em uma direção dentro de cada elemento e o movimento da água na bacia é tratado de forma unidimensional (DAWES e SHORT, 1994; O’LOUGHLIN, 1986).

Este método de fracionamento (discretização) da bacia hidrográfica utilizando curvas de nível é um modo natural de estruturar os modelos hidrológicos uma vez que é baseado na hidráulica de fluidos por meio da determinação das linhas de escoamento (O’LOUGHLIN, 1986).

A malha de elementos obtida com base nas curvas de nível resulta em linhas de drenagem mais curtas do que nos modelos com elementos regulares, nos quais, geram-se linhas de drenagem mais sinuosas. As diferenças nas distâncias a serem percorridas pelo escoamento influem diretamente na forma dos hidrogramas simulados.

Em termos práticos, essa diferença pode ser contornada quando se calibra o modelo e os parâmetros são compensados para a obtenção de um melhor ajuste de hidrograma, ou seja, para termos a mesma resposta nesses dois exemplos, seria necessário diminuir a resistência da superfície ao escoamento no modelo representado por elementos regulares. Este é um exemplo de como a escolha do modelo afeta o valor dos parâmetros (GRAYSON e BLÖSCHL, 2000).

Dentro do TOPOG, um sistema automático de análise do terreno constrói a malha de elementos e, para cada elemento, calcula os atributos do terreno, como declividade, aspecto e área de contribuição, que impactam no balanço hídrico da bacia. Variações espaciais dos atributos da bacia como propriedades físico-hídricas do solo ou rugosidade da superfície podem ser inseridas nesta malha.

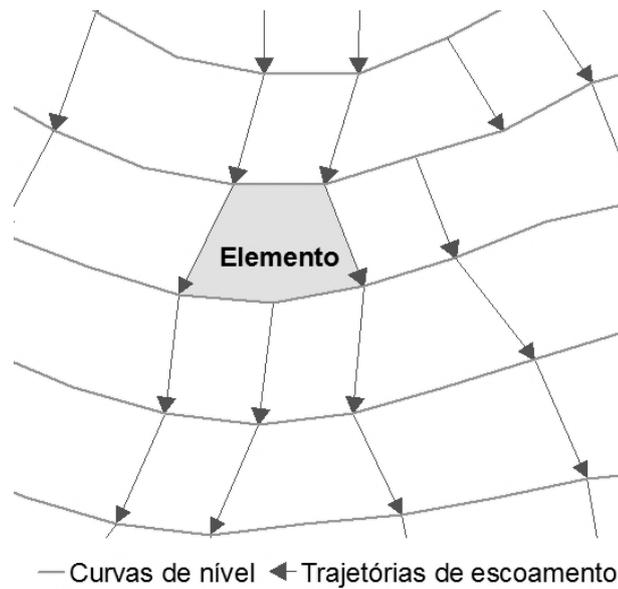


FIGURA 6 - ESQUEMA DE OBTENÇÃO DO MODELO DIGITAL DO TERRENO
 FONTE: GRAYSON E BLÖSCHL, (2000). Modificado pelo autor (2013)

3.7.2. Cálculos da água no solo e geração de escoamento

Para simplificar a parametrização do modelo, o TOPOG_SBM utiliza um esquema de reservatório simplificado conceitualmente parecido com o sistema de cálculo de água no solo do TOPMODEL (BEVEN E KIRKBY, 1979).

O modelo considera o solo como um "reservatório" de certa espessura z_i , cujo armazenamento é dividido em zona saturada (S) e zona não saturada (U), que possuem unidades de espessura. A zona saturada, S , fica na base do tanque e o tamanho relativo de ambos os armazenamentos varia no tempo. O topo do armazenamento da zona saturada, S , forma um pseudo-lençol freático com espessura z_i , cujo valor determina o armazenamento em S em qualquer tempo, dado por:

$$S = (z_t - z_i)(\theta_s - \theta_r) \quad (2)$$

em que θ_s e θ_r , são os conteúdos volumétricos nas condições saturada e residual de quantidade de água solo, respectivamente (m^3/m^3).

A zona não saturada U é subdividida em componentes de armazenamento (U_s) e de déficit (U_d), que também possuem unidades de espessura. O componente de armazenamento U_d é dado pela equação 3.

$$U_d = (\theta_s - \theta_r)z_i - U \quad (3)$$

Deste modo o componente de armazenamento U_s na zona não saturada U é definido pela equação 4.

$$U_s = U - U_d \quad (4)$$

A zona saturada S é assumida como cheia em todo o tempo, simplesmente expandindo e contraindo na medida em que a água é adicionada ou subtraída da zona. Quando há acréscimo de água, a medida de espessura z da zona saturada S aumenta, e a medida de espessura z da zona não saturada U diminui. Define-se o déficit de saturação S_d para um perfil de solo qualquer pela equação 5.

$$S_d = (\theta_s - \theta_r)z_t - S \quad (5)$$

Vale ressaltar que a definição de S_d não considera qualquer quantidade de água no solo, já que é concebida como um déficit de saturação e não como déficit de armazenamento.

Toda a chuva infiltrada entra primeiramente na zona não saturada U . A transferência de água (st) da zona não saturada U para a zona saturada S é controlada pela condutividade hidráulica saturada K_s em uma profundidade z e pela razão entre o componente de armazenamento U_s e o déficit de saturação S_d .

$$st = K_s U_s / S_d \quad (6)$$

Assim como no TOPMODEL, o valor de K_s diminui de acordo com a profundidade z do solo de acordo com:

$$K_s = K_0 \exp(-fz) \quad (7)$$

em que K_0 é a condutividade hidráulica saturada ($m\ s^{-1}$) na superfície do solo. O expoente f é um parâmetro escalar (m^{-1}) que controla a forma de recessão do hidrograma, estando relacionado com o parâmetro m (em metros) por:

$$f = (\theta_s - \theta_r)/m \quad (8)$$

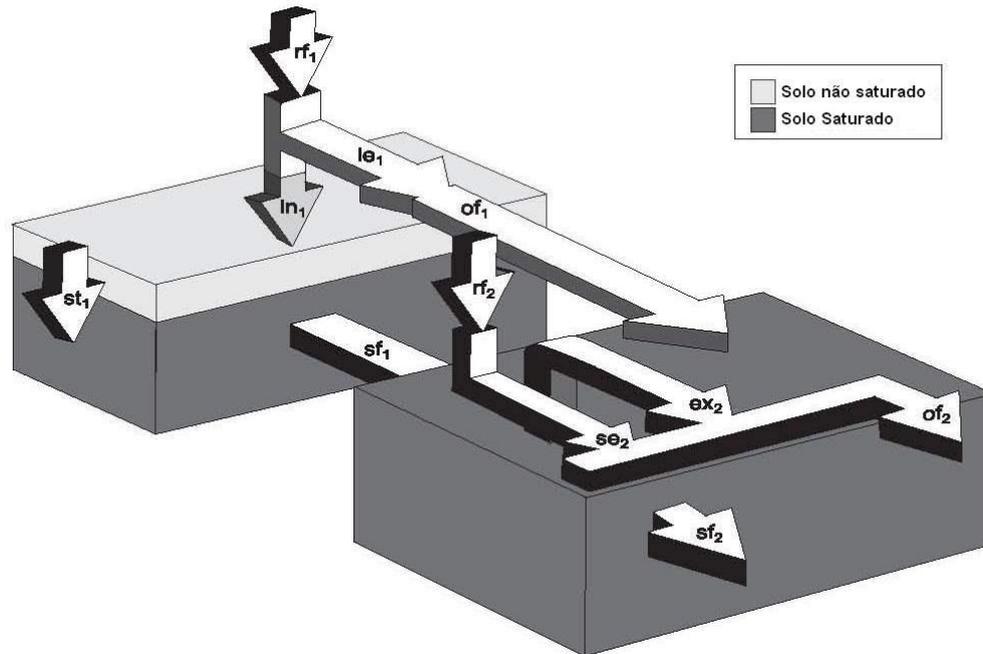
em que θ_s e θ_r são valores já definidos. A zona saturada, S , é drenada via escoamento subsuperficial (sf) de acordo com:

$$sf = K_0 \tan(\beta) \exp(-S_d/m) \quad (9)$$

em que β representa o ângulo de declividade do elemento e o escoamento subsuperficial sf é expresso em área na unidade de tempo ($m^2\ s^{-1}$).

Todos os fluxos e escoamentos simulados pelo TOPOG_SBM estão expressos na FIGURA 7, que demonstra um elemento parcialmente saturado alimentando um elemento totalmente saturado a jusante. O esquema considera quatro processos de escoamento: excesso de infiltração (ie), excesso de saturação (se), escoamento de retorno (ex) e escoamento subsuperficial saturado (sf). A soma desses quatro processos de escoamento ao longo do comprimento do contorno inferior é considerada como o total de escoamento para a bacia. A forma como cada um desses processos é gerado é descrita abaixo.

A infiltração (in) da precipitação (rf) dentro do solo é governada pela condutividade hidráulica saturada do solo na superfície (K_0) e pelo déficit de umidade na zona não saturada (U_d). Se a taxa de precipitação (rf) for menor que a condutividade hidráulica saturada do solo na superfície (K_0) e a quantidade de precipitação (rf) for menor do que o déficit de umidade na zona não saturada (U_d), toda a chuva entrará na zona não saturada (U). Se a taxa de precipitação (rf) exceder a condutividade hidráulica saturada do solo na superfície (K_0), um excesso de infiltração (ie) será gerado e se tornará escoamento superficial (of). O resíduo penetra na zona não saturada (U). Se a quantidade de precipitação (rf) exceder o déficit de umidade na zona não saturada (U_d), um excesso de saturação (se) será gerado, e este excesso se tornará escoamento superficial (of). Assim como no caso anterior, o resíduo penetra na zona na zona não saturada (U).



A simbologia representa: rf , precipitação; in , infiltração; st , transferência entre zona não-saturada e zona saturada; ie , escoamento por excesso da capacidade de infiltração; se , escoamento por excesso da capacidade de saturação; of , escoamento superficial; ex , escoamento de retorno; e sf , fluxo subsuperficial.

FIGURA 7 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DOS PROCESSOS HIDROLÓGICOS MODELADOS PELO TOPOG_SBM.

FONTE: VERTÉSSY *et al.* (2000)

A precipitação (rf) incidindo sobre um elemento saturado se converte diretamente em escoamento superficial por excesso de saturação (se). O escoamento superficial gerado num elemento pode infiltrar nos elementos conectados a jusante utilizando a mesma lógica aplicada para a infiltração de chuva; se o elemento receptor estiver saturado, o escoamento superficial é drenado para o próximo elemento conectado. Quando um elemento saturado está sendo alimentado pelo fluxo subsuperficial de um elemento a montante, um fluxo superficial de retorno será gerado e o processo persiste até que a chuva cesse.

O TOPOG_SBM não considera o processo de interceptação e evapotranspiração. Em modelos concebidos para a simulação de eventos é comum a ausência de cálculos relacionados a estes fenômenos em virtude do pequeno tempo compreendido nas simulações, fato que torna as perdas por evapotranspiração negligenciáveis (GRAYSON e BLÖSCHL, 2000).

3.7.3. Propagação do escoamento superficial

As versões anteriores do TOPOG, adequadas para simulações com intervalo de tempo diário, utilizavam a já difundida equação de Manning para a propagação do escoamento superficial relacionando a velocidade e altura do escoamento (VERTESSY e ELSENBEER, 1999).

Na versão atual do TOPOG_SBM, o escoamento superficial é propagado através da malha de elementos pelo método da onda cinemática unidimensional, assumindo-se que o escoamento ocorre laminarmente de maneira uniforme sobre cada elemento.

Conforme Wooding (1965 a e b), as equações do movimento e da propagação da lâmina de escoamento superficial em cada elemento são as seguintes:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial X} = q_i \quad (10)$$

em que q_i é a taxa de afluência; X é a distância até o exutório; t representa o intervalo de tempo da simulação e; Q é a taxa de descarga, que é definida por:

$$Q = AH^N \quad (11)$$

em que A e N são coeficientes determinados pela declividade e rugosidade do elemento.

Assume-se que o escoamento superficial ocorre laminarmente de maneira uniforme sobre cada elemento, embora observações de campo indiquem que o fluxo superficial pode se concentrar ao longo de pequenas depressões de drenagens e entre alguns obstáculos não representados pela malha de elementos. De certa forma, isto é minimizado adotando-se elementos com tamanhos reduzidos (VERTESSY e ELSENBEER, 1999).

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1. BACIA DO RIO SACI

A bacia hidrográfica do rio Saci (10,2 ha), inserida na Bacia do Alto Rio Negro, afluente da margem esquerda do rio Iguaçu, está localizada na porção leste da divisa entre os estados do Paraná e Santa Catarina, na região natural denominada Planalto de Canoinhas, no estado de Santa Catarina (FIGURA 8).

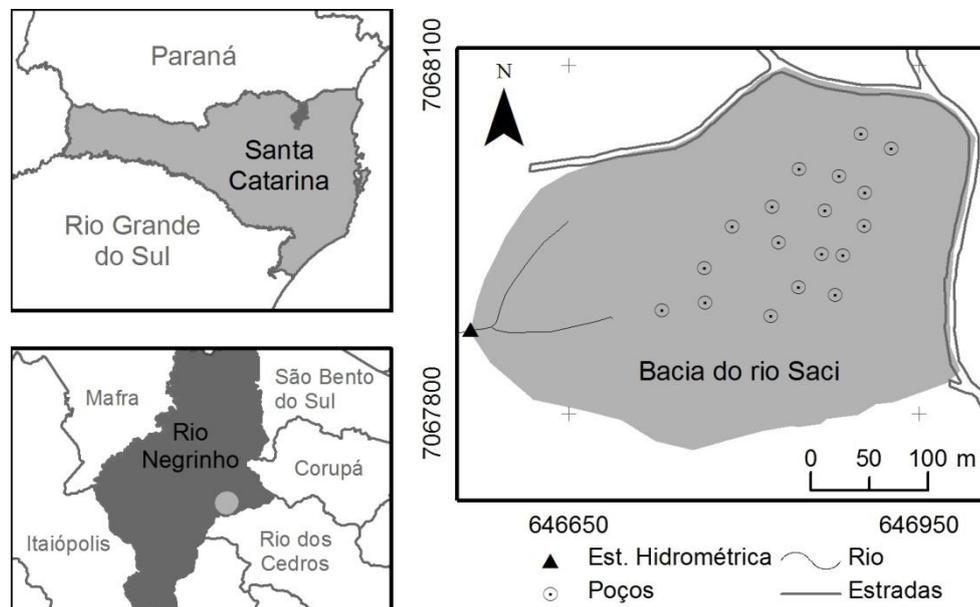


FIGURA 8 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO
 FONTE: MARANGON (2012)

O clima da região, de acordo com EPAGRI/CIRAM (2006), é predominantemente do tipo Cfb da classificação de Köppen. A temperatura média anual varia de 15,5°C a 17,0°C e a precipitação pluviométrica total anual varia de 1.360 a 1.670 mm, com o total anual de dias de chuva entre 138 e 164 dias. A umidade média relativa do ar varia de 80 a 86%.

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

Os solos predominantes na região de estudo são os Cambissolos com baixa fertilidade e elevados teores de matéria orgânica, com horizonte B incipiente, definido pelo baixo gradiente textural, pela média e alta relação silte/argila ou pela presença de minerais primários de fácil decomposição (DALAGNOL, 2001).

A área da bacia do rio Saci é totalmente coberta com floresta, sendo aproximadamente 85% da sua área, principalmente as vertentes, composta por reflorestamento de *Pinus taeda* com idade de 30 anos. E, por mata nativa nos vales, ao longo da drenagem, ocupando uma área de 15% da área de drenagem.

Existe também a presença de estradas secundárias que circundam praticamente a totalidade da bacia, coincidentes com o divisor de águas. No entanto, o sistema de drenagem destas estradas foi readequado, de forma a não contribuir para a bacia, portanto, este uso do solo pode ser desconsiderado (SANTOS, 2009).

4.1.1. Monitoramento hidrológico

Conforme descrição de Santos (2009), a atividade de monitoramento da bacia experimental do rio Saci teve início em setembro de 2005 com a definição do local e implantação da estação hidrométrica e vem sendo aprimorada continuamente, com ampliação gradual do número de variáveis monitoradas e pontos de medição. Esta implantação gradual do monitoramento e instrumentação da bacia permitiu uma contínua aprendizagem sobre: os processos hidrogeomorfológicos e seus padrões espaciais de ocorrência na bacia; as técnicas de medição mais adequadas à realidade local; e o desempenho dos equipamentos de monitoramento, em relação à disponibilidade, custo, precisão e desempenho.

A FIGURA 9 mostra a rede de monitoramento existente na bacia, composta de uma estação hidrométrica localizada no exutório e de 20 pontos distribuídos internamente na bacia. Estes pontos internos correspondem à localização de poços de monitoramento do lençol freático e a numeração representa a ordem de implantação dos mesmos.

Adicionalmente, a FIGURA 9 mostra a malha de elementos da bacia do rio Saci, onde contam 2030 elementos com área média de 52,45 m². As declividades obtidas pelo modelo digital do terreno para cada um dos elementos variam entre 0,01 e 0,94 m/m, com média de 0,18 m/m.

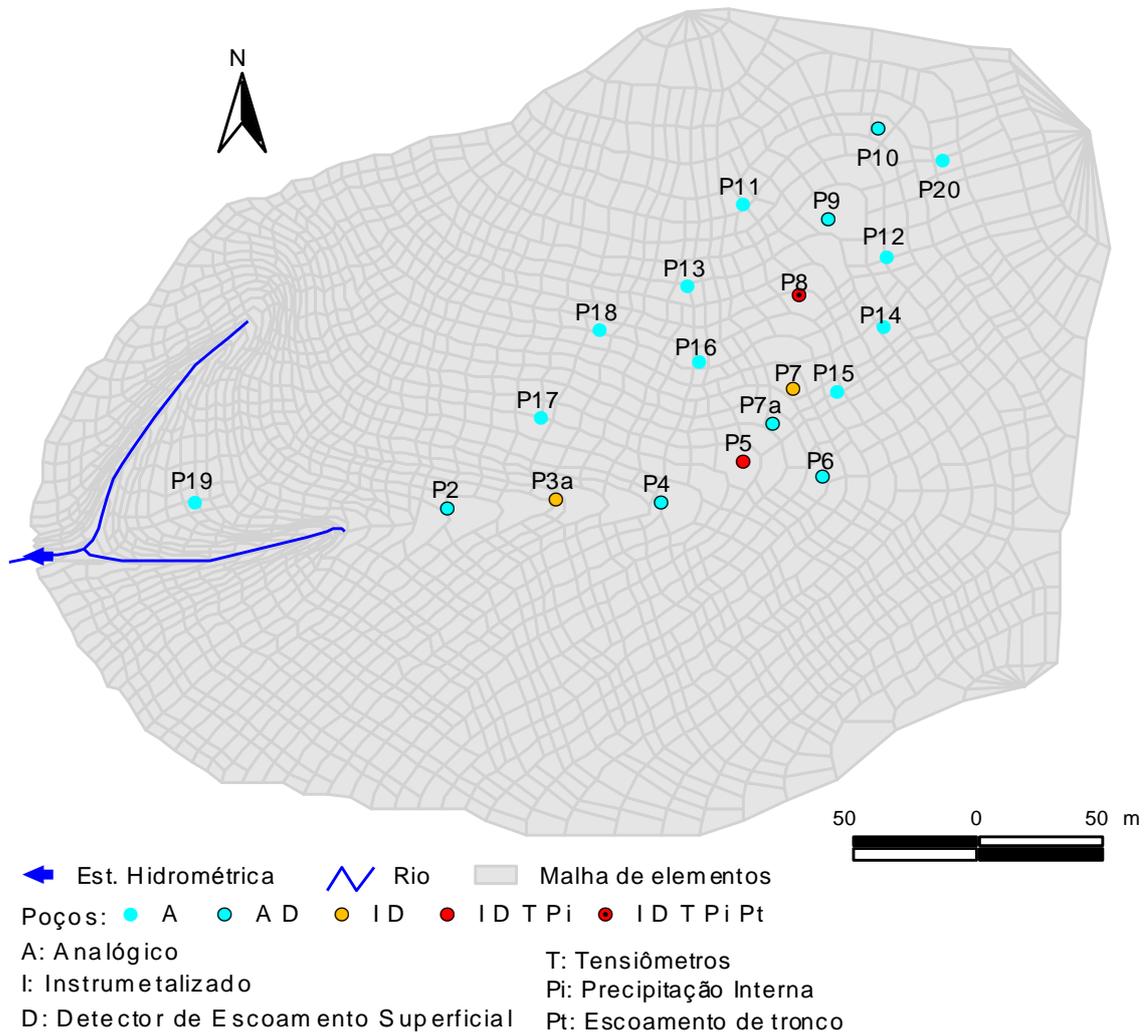


FIGURA 9 – MALHA DE ELEMENTOS E CROQUI DE LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE MONITORAMENTO DA BACIA DO RIO SACI
 FONTE: SANTOS (2009)

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

Nos pontos P5 e P8 são medidos automaticamente o nível freático, a precipitação interna e a tensão de água no solo, com um conjunto de seis tensiômetros instalados em diferentes profundidades em cada local. O ponto P8 conta ainda com um sistema automático de medição do escoamento de tronco.

A configuração do monitoramento automático conta com 3 dataloggers e 21 sensores automáticos com leituras simultâneas com intervalo de 10 minutos, sendo: precipitação (1), precipitação interna (2), escoamento de tronco (1), nível do rio (1),

nível de poços (2), turbidez do rio (1), tensão de água no solo (2 x 6). Destes sensores automáticos, a maior parte foi desenvolvida ou adaptada para utilização pelo Laboratório de Hidrogeomorfologia da UFPR, em função da indisponibilidade de similares comerciais ou então devido ao alto custo de aquisição.

4.1.2. Espessura do solo hidrológico

A determinação da espessura do solo hidrológico foi realizada em 20 pontos da bacia através de poços perfurados até atingirem a camada rochosa. Santos (2009) realizou testes de correlação e concluiu que a espessura do solo hidrológico medida nos poços apresentou forte correlação com alguns atributos hidrogeomorfológicos das vertentes. Segundo o autor, estes resultados mostram uma forte interação entre estes elementos da vertente e a ausência de um controle estrutural mais significativo, indicando que a dinâmica da água é determinante na configuração da paisagem local. Esta influência da dinâmica hidrológica na configuração da paisagem é corroborada especialmente pela forte correlação entre espessura do solo e índice topográfico, sendo este último um conceito eminentemente hidrológico.

Com base nestas relações, Santos (2009) definiu um modelo para geração do mapa de espessura do solo da bacia, optando-se pela adoção do índice topográfico associado com o comprimento da vertente a montante.

A espessura média do solo na bacia resultou em 5 m, sendo máxima nos três topos localizados nos divisores da bacia e diminui em direção aos vales seguindo a orientação das linhas de drenagem, sendo mínima no fundo do vale encaixado. O fundo do vale corresponde à zona ripária e possui solo hidromórfico sempre saturado e extremamente permeável, com espessura máxima de meio metro. Na FIGURA 10 é apresentado o mapa de espessura do solo hidrológico, resultante da aplicação do modelo adotado.

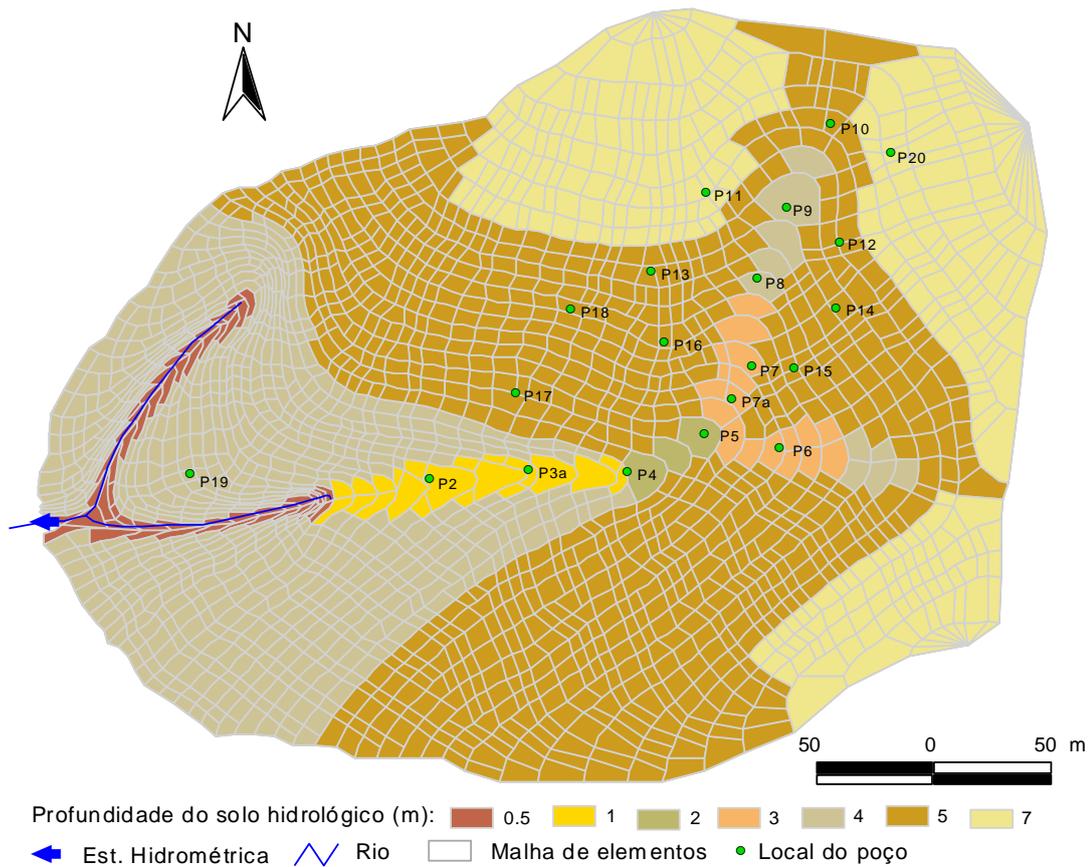


FIGURA 10 - ESPESSURAS DOS SOLOS ADOTADOS NAS SIMULAÇÕES PARA A BACIA DO RIO SACI
 FONTE: SANTOS (2009)

4.2. APLICAÇÃO DO MODELO TOPOG_SBM

A aplicação do modelo TOPOG_SBM foi realizada com o intuito de explorar sua base física e o fato de o modelo ser totalmente distribuído. Espera-se que com essas características a atividade de modelagem possa trazer avanços na elucidação de questões abordadas na revisão bibliográfica deste trabalho.

Inicialmente o modelo foi calibrado e então avaliado de maneira detalhada, levando em consideração a resposta do exutório como o hidrograma simulado e a resposta distribuída dos fenômenos no interior da bacia por meio do nível freático raso e áreas saturadas.

Posteriormente definiram-se cenários com o intuito de contemplar as lacunas levantadas nos capítulos 3.4 e 3.5 presentes na revisão teórica deste trabalho. Foram realizados testes referentes à determinação da umidade antecedente para a

simulação de eventos e testes referentes à influência da camada hidrológicamente ativa no resultado das simulações.

A aplicação do TOPOG_SBM foi realizada em 4 etapas definidas e aplicadas na seguinte ordem: “Etapa 1: Parametrização do modelo”; Etapa 2: “Simulação”; Etapa 3: “Avaliação do efeito da umidade antecedente”; e Etapa 4: “Avaliação da influência da espessura do solo hidrológico”.

Como variável de entrada foram utilizadas a “precipitação efetiva”, aqui definida como sendo a precipitação interna, livre de interceptação, acrescida do escoamento de tronco, e as vazões observadas no exutório. Foram utilizados 20 eventos ocorridos no período entre julho e novembro de 2008 (TABELA 2), com discretização temporal de 10 minutos.

TABELA 2 - CARACTERÍSTICAS DOS EVENTOS

Evento	Data	Pe (mm)	Q (início) (L/s)	Q Pico (L/s)
1	31/07/2008	10,8	0,42	1,09
2	06/08/2008	6,1	0,50	0,95
3	09/08/2008	18,5	0,63	3,69
4	12/08/2008	29,4	0,74	5,86
5	06/09/2008	9,0	0,44	0,87
6	09/09/2008	10,6	0,37	1,09
7	11/09/2008	44,9	0,39	3,59
8	20/09/2008	18,8	0,53	2,38
9	01/10/2008	32,2	0,63	8,01
10	03/10/2008	77,5	1,00	17,34
11	14/10/2008	10,4	2,49	6,39
12	15/10/2008	21,4	2,57	10,97
13	16/10/2008	76,6	3,65	22,90
14	23/10/2008	27,5	6,40	32,65
15	26/10/2008	6,7	7,12	10,27
16	29/10/2008	34,3	5,72	15,21
17	02/11/2008	30,5	6,68	19,33
18	05/11/2008	8,4	7,27	15,21
19	10/11/2008	20,6	5,09	14,65
20	12/11/2008	51,8	5,47	34,85

FONTE: O Autor (2013)

Como se trata de simulação de eventos e é utilizada a precipitação efetiva como dado de entrada, optou-se por desconsiderar a evapotranspiração. Assim, considera-se que nos períodos de ocorrência dos eventos, a evapotranspiração é representada integralmente pela interceptação da vegetação, cujo efeito já está embutido na precipitação efetiva, ou seja, a transpiração vegetal e a evaporação do solo são negligenciadas.

A TABELA 2 apresenta os eventos selecionados para as simulações quanto à precipitação e a vazão no início dos eventos. É apresentada a precipitação efetiva total do evento juntamente com os valores das vazões observadas no momento de pico do hidrograma.

4.2.1. Etapas aplicadas

A definição dos parâmetros físico-hídricos do modelo (TABELA 1) foi realizada utilizando-se os três primeiros eventos ocorridos no início da série. Com o intuito de obter valores ótimos em avaliações objetivas, nesta etapa somente foi realizada a comparação entre os hidrogramas simulados e observados, não sendo realizada a avaliação distribuída dos resultados.

Com base na proposta de Vertessy *et al.* (1998), que simularam eventos hidrológicos com o TOPOG_SBM em uma pequena bacia no Peru, neste trabalho utilizou-se um período de aquecimento antes de cada evento. O período de aquecimento é composto por uma simulação de 200 dias contínuos, simulados com discretização de 10 minutos, nos quais a precipitação é uniforme, com valor igual a vazão inicial do evento. Assim, espera-se que ao fim do período simulado de 200 dias a bacia hidrográfica esteja num estado de equilíbrio, com vazão igual à precipitação.

Destaca-se que, no trabalho de Vertessy *et al.* (1998), o período de aquecimento foi limitado a 100 horas para as simulações na bacia “La Cuenca”. Entretanto, trata-se de uma bacia com área de 0,75 ha, ou seja, dimensões muito menores do que a bacia do rio Saci. Para as simulações em La Cuenca, os autores relatam que o período de 100 horas foi suficiente para obter um hidrograma simulado com vazão estável e igual à vazão observada no início do evento.

Por meio de diversas tentativas, obteve-se que para as simulações a serem realizadas na bacia do rio Saci, com a atual discretização de dados, um tempo de aquecimento de 200 dias é o adequado para se obter bons resultados do ponto de vista da equalização das condições iniciais de umidade.

Para a caracterização da espessura do solo hidrológico utilizou-se o mapa obtido por Santos (2009), apresentado na FIGURA 10. O conjunto ótimo de parâmetros obtidos nesta etapa foi aplicado indistintamente nas etapas seguintes em

todos os eventos, a fim de explorar a base física do modelo. Os resultados desta etapa são descritos no capítulo 5.1 deste trabalho.

Após a definição dos parâmetros físico-hídricos do solo a serem utilizados nas demais simulações, realizou-se a simulação dos demais 17 eventos constantes na TABELA 2. A etapa de “Simulação” se deu na sequência da calibração do modelo utilizando os mesmos parâmetros. As análises a respeito das simulações foram realizadas de maneira concentrada, por meio da avaliação dos hidrogramas simulados e de maneira distribuída, por meio da comparação entre os níveis freáticos simulados e observados em dois pontos da bacia. Adicionalmente, avaliou-se de maneira distribuída a presença e magnitude das áreas saturadas ao longo das simulações. Os resultados das simulações dos três primeiros eventos foram analisados juntamente com os demais resultados nesta etapa. Os resultados desta etapa constam no capítulo 5.2 deste trabalho.

Ao final do período de aquecimento simulado pelo modelo, há como resultado o valor de umidade armazenada em cada um dos 2030 elementos presentes na malha, ou seja, valores distribuídos de umidade antecedente no evento. A média da porcentagem de umidade armazenada em cada um destes elementos fornece um índice de umidade geral de umidade da bacia, ou seja, um valor concentrado de umidade antecedente.

Na terceira etapa objetivou-se avaliar a influência de se simular os mesmo 20 eventos, porém sem o período prévio de aquecimento. Foram simulados os 20 eventos apresentados na TABELA 2 utilizando-se como parâmetro de umidade antecedente o índice concentrado obtido nos 20 aquecimentos realizados na etapa anterior para os respectivos eventos. Os demais parâmetros físico-hídricos do solo e espessura da camada hidrologicamente ativa foram mantidos em exemplo das etapas anteriores. Os resultados destas simulações foram avaliados de maneira concentrada e objetiva analisando-se os hidrogramas simulados. Os resultados obtidos nesta etapa são descritos no capítulo 5.3 deste trabalho.

Por fim, na quarta e última etapa deste trabalho, objetivou-se avaliar a influência da espessura do solo hidrológico sobre a dinâmica da bacia do rio Saci, por meio da modelagem com o TOPOG_SBM. Nesta etapa foram utilizados dois cenários, a saber: Cenário de Solos Rasos (CSR) e Cenário de Solos Profundos (CSP).

Foram mantidos os parâmetros físico-hídricos do solo obtidos na calibração do modelo, porém, a espessura do solo hidrológico foi modificada a fim de avaliar a

resposta hidrológica simulada da bacia sob condições de solos com espessura diminuída e condições de solos com espessura aumentada. Assim, a distribuição espacial da espessura dos solos apresentados na FIGURA 10 foi modificada proporcionalmente em menos 50% no Cenário de Solos Rasos (CSR) e em mais 50% no Cenário de Solos Profundos (TABELA 3).

TABELA 3 - ESPESSURAS DO SOLO HIDROLÓGICOS UTILIZADAS NAS SIMULAÇÕES DE CENÁRIOS

Espessura Original (m)	Espessura CSR (m)	Espessura CSP (m)
0,50	0,25	0,75
1,00	0,50	2,00
2,00	1,00	3,00
3,00	1,50	4,50
4,00	2,00	6,00
5,00	2,50	7,50
7,00	3,50	10,50

FONTE: O Autor (2013)

Inicialmente os resultados desta etapa foram avaliados de maneira objetiva por meio da comparação dos hidrogramas simulados e observados. Porém, maior ênfase foi dada à comparação entre os resultados obtidos nesta etapa e os resultados obtidos na etapa 2. Haja vista que a comparação com os dados observados é prejudicada em função dos erros já observados na etapa anterior. Assim, foram realizadas análises objetivas comparando os resultados desta etapa com os resultados da etapa 2, e adicionalmente foram analisadas as respostas distribuídas da modelagem por meio da comparação da presença e magnitude das áreas saturadas presentes em ambas as etapas. Os resultados obtidos nesta etapa constam no capítulo 5.4 deste trabalho.

4.2.2. Avaliação da modelagem

O desempenho do modelo será inicialmente avaliado de maneira concentrada comparando os hidrogramas observados e simulados, por meio do coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (*Eff*) (NASH e SUTCLIFFE, 1970), do coeficiente de determinação R^2 , e PBIAS (Moriasi *et al.*, 2007).

O *Eff* (Equação 10) indica quão bem os pontos de valores simulados *versus* valores observados se aproximam de uma reta 1:1. Seu valor varia entre $-\infty$ a 1, sendo que 1 é o valor ótimo. Valores entre 0,7 e 1 são considerados aceitáveis de performance dos modelos, enquanto que valores menores do que 0 indicam baixa performance dos valores simulados (MORIASI *et al.*, 2007).

$$Eff = 1 - \left[\frac{\sum(Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum(Q_{obs} - Q_{med})^2} \right] \quad (10)$$

Na equação 10, *Eff* é o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (adimensional); Q_{obs} é a vazão observada (L/s); Q_{med} é a média dos valores observados; e Q_{sim} é a vazão simulada (L/s).

O coeficiente de determinação R^2 descreve o grau de colinearidade entre os valores simulados e observados. Varia entre 0 e 1, demonstrando qual proporção da variância dos dados medidos é explicada pelo modelo em questão. Valores próximos a 1 indicam menor erro de variância, sendo que valores acima de 0,5 são considerados aceitáveis (MORIASI *et al.*, 2007).

O “*Percent bias*” (PBIAS) (Equação 11) quantifica em porcentagem a tendência média dos dados simulados serem superiores ou inferiores em relação aos valores observados correspondentes. Pode variar livremente, sendo que seu valor ótimo é zero, e valores de pequenas magnitudes ($>-25\%$ e $<25\%$) indicam boa acurácia dos valores simulados Moriasi *et al.* (2007).

$$PBIAS = \left[\frac{\sum(Q_{obs} - Q_{sim}) \cdot 100}{\sum Q_{obs}} \right] \quad (11)$$

Na equação 11, PBIAS é representado em (%); Q_{obs} é a vazão observada (L/s); e Q_{sim} é a vazão simulada (L/s).

Adicionalmente, será realizada a avaliação distribuída dos resultados simulados pelo TOPOG_SBM. Esta avaliação levará em conta o nível freático raso simulado pelo modelo e o volume escoado pela superfície em diferentes pontos de controle no interior da bacia.

5. RESULTADOS

5.1. ETAPA 1: PARAMETRIZAÇÃO DO MODELO

Com o intuito de diminuir o esforço computacional e dispêndio de tempo na fase de calibração ao se utilizar modelos para a simulação do processo chuva-vazão, é possível determinar alguns parâmetros que exercem maior influência nos resultados das simulações (ABBOTT *et al.*, 1986).

Por meio de uma análise de sensibilidade, estimam-se quais os parâmetros que quando alterados apresentam maior grau de influência na resposta do hidrograma. Assim, o modelador pode obter os valores para os demais parâmetros na literatura ou com menor número de medições, concentrando-se em calibrar minuciosamente os parâmetros de maior sensibilidade (BEVEN, 1993).

Neste sentido, a condutividade hidráulica saturada e o tamanho da espessura da camada saturada no início dos eventos são os parâmetros com maior influência em modelos que calculam o escoamento subsuperficial segundo a lei de Darcy. Haja vista que a declividade e o tamanho dos elementos não são calibráveis (DAVIS, VERTESSY e SILBERSTEIN, 1999; DAWES *et al.*, 1997; VERTESSY *et al.*, 1998).

A condutividade hidráulica saturada é uma variável chave na fase terrestre do ciclo hidrológico, pois controla através da cobertura pedológica, a interface entre atmosfera e litosfera. É também uma variável chave na modelagem hidrológica, principalmente nos modelos distribuídos de base física aplicados em pequenas bacias, embora também apareça em modelos mais globais (SOBIERAJ *et al.*, 2002).

Assim, inicialmente, optou-se por um detalhamento maior de parâmetro condutividade hidráulica saturada (K_s) enquanto que os demais parâmetros caracterizadores do solo foram obtidos com base em valores citados em trabalhos com condições ambientais semelhantes (CSIRO, 1999; DAVIS, VERTESSY e SILBERSTEIN, 1999; VERTESSY E ELSENBEER, 1999; VERTESSY *et al.*, 1998, 2000).

Os valores de condutividade hidráulica foram obtidos diretamente por meio de medição pelo método do poço direto (CAUDURO E DORFMAN, 1986) em 19 poços da bacia do rio Saci.

O método do poço direto, ou poço abaixo do nível freático, é empregado para medição de condutividade hidráulica saturada abaixo do nível freático e quando em presença de aquífero livre. Sua aplicação esta limitada, portanto, a solos que apresentam lençol freático próximo à superfície (CAUDURO E DORFMAN, 1986).

A TABELA 4 apresenta os valores medidos para os diferentes pontos levantados na bacia do rio Saci.

TABELA 4 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA PELO MÉTODO DO POÇO DIRETO

Poço	D (m)	z (m)	K _s (m/d)
P2	1,00	0,20	97,30
P3a	0,95	0,01	86,40
		0,00	116,13
P4	2,00	1,50	0,98
		0,00	23,91
P5	1,95	0,84	0,28
		0,06	14,29
P6	3,40	0,10	10,18
		1,10	0,11
P7	4,10	0,12	1,68
		0,00	3,14
P7a	3,10	0,00	1,86
P8	3,60	2,14	0,22
		0,00	0,98
P9	5,80	0,92	0,20
		0,65	0,20
		0,00	0,58
P10	5,10	2,70	0,29
		0,00	1,77
P11	7,30	2,45	2,85
P12	6,00	0,78	1,12
P13	6,80	2,03	2,42
P14	5,10	1,21	3,75
P15	5,10	0,55	8,25
P16	6,70	2,05	1,82
P17	5,30	3,37	0,31
P18	7,30	2,90	0,99
P20	5,20	2,01	7,01

D: profundidade do poço = espessura do solo

z: profundidade do nível freático estabilizado no momento do ensaio

FONTE: SANTOS (2009). Modificado pelo Autor (2013)

Chappell *et al.* (2004) trabalhando com dados pontuais e médios da bacia, indicam a necessidade de fazer-se uma transposição de escala (*up-scale*) para

comparação dos valores, indicando a maneira mais simples como sendo a utilização da média aritmética dos valores pontuais.

Refsgaard (1997) argumenta que para facilitar a determinação dos parâmetros de entrada nos modelos de base física é necessário agrupá-los em classes semelhantes. As classes de parâmetros (tipos de solo, vegetação, zonas climáticas, camadas geológicas, etc.) devem ser escolhidas de maneira que torne fácil associar os valores de parâmetros.

Optou-se pela realização de uma calibração controlada tendo como base os valores obtidos pelo método direto de medição. Desta forma, obtiveram-se valores de parâmetro efetivo de condutividade hidráulica saturada para cada uma das classes de espessura do solo apresentadas na FIGURA 10. Os demais parâmetros também foram agrupados de acordo com as classes de espessura do solo hidrológico da bacia, conforme demonstrado na TABELA 5.

TABELA 5 - PARÂMETROS AGRUPADOS POR ESPESSURA DO SOLO HIDROLÓGICO

Prof. (m)	Área (%)	K_s (m/dia)	m	θ_r (m ³ /m ³)	θ_s (m ³ /m ³)
0,5	2,41	200	0,2	0,05	0,55
1,0	1,93	100	0,2	0,05	0,50
2,0	0,66	10	0,2	0,10	0,50
3,0	1,92	1	0,3	0,10	0,45
4,0	25,64	1	0,3	0,10	0,45
5,0	44,92	1	0,3	0,10	0,45
7,0	22,52	1	0,3	0,10	0,45

FONTE: O Autor (2013)

Os valores obtidos de K_s permitem estimar o valor da transmissividade do solo (T_0), multiplicando K_s pela profundidade do solo simulado. Ponderando os valores de T_0 simulados pela porcentagem de área ocupada por cada grupo de solo na bacia, obteve-se um valor de T_0 médio simulado de 9.4 m²/dia.

Este valor tem magnitude compatível com os simulados por Santos (2009). Este autor simulou os mesmos 20 eventos selecionados neste trabalho com o modelo TOPMODEL na bacia do rio Saci. A calibração do TOPMODEL foi feita sem restrição de valores dos parâmetros de forma a otimizar Eff para cada evento individualmente. Os valores de T_0 obtidos por Santos (2009) apresentaram grandes variações situando-se entre 2,66 e 131,37 m²/dia, com média de 36,55 m²/dia.

Assim como o valor de T_0 médio, os parâmetros K_s e m simulados podem ter seus valores médios calculados para a bacia por meio da ponderação de proporção de área ocupada por cada grupo de solo. Obteve-se um m médio simulado de 0,29, e K_s médio simulado de 7,77 (m/dia).

O parâmetro m pode ser calculado para os poços onde foram realizados ensaios para diferentes profundidades de lençol freático. Nestes casos, o parâmetro m foi calculado com base nos dados dos ensaios de K_s , pela equação 12 (TAGUE e BAND, 2001):

$$m = -(\theta_s - \theta_r) \cdot \frac{z}{\ln\left(\frac{K_{s(z)}}{K_{s(0)}}\right)} \quad (12)$$

onde, θ_s e θ_r são as condições de umidade saturada e residual do solo respectivamente (m^3/m^3); z é a espessura do solo no ponto de medição de K_s (m); $K_{s(z)}$ é a condutividade hidráulica saturada na profundidade z , e $K_{s(0)}$ é a condutividade hidráulica do solo totalmente saturado.

A TABELA 6 apresenta os valores calculados de m com base nas medições realizadas nos poços localizados ao longo do talvegue principal da bacia do rio Saci, cujos valores de K_s foram medidos em mais de uma profundidade.

TABELA 6 - PARÂMETRO M CALCULADO COM ENSAIOS DE CAMPO

Poço	D (m)	z (m)	K_s (m/dia)	θ_r (m^3/m^3)	θ_s (m^3/m^3)	m
P4	2.00	1.50	0.98	0.1	0.5	0.19
		0.00	23.91			
P5	1.95	0.84	0.28	0.1	0.5	0.09
		0.06	14.29			
P7	4.10	1.10	0.11	0.1	0.45	0.14
		0.12	1.68			0.07
		0.00	3.14			
P8	3.60	2.14	0.22	0.1	0.45	0.50
		0.00	0.98			
P9	5.80	0.92	0.20	0.1	0.45	0.21
		0.65	0.20			
		0.00	0.58			
P10	5.10	2.70	0.29	0.1	0.45	0.52
		0.00	1.77			
Média						0.25

FONTE: O Autor (2013)

Os valores adotados θ_s e θ_r para o cálculo de m correspondem aos apresentados na TABELA 5 de acordo com a localização dos poços nos grupos de solos simulados. Verifica-se que o valor médio de m simulado é próximo do valor de m médio calculado com bases em observações de campo.

Também é possível avaliar os valores médios de K_s e m por meio do ajuste entre os valores observados apresentados na TABELA 4 e os valores calculados pela equação 13, obtida pela substituição da equação 8 na equação 7, otimizados em função da menor soma possível dos quadrados dos resíduos.

$$K_s = K_0 \exp(-((\theta_s - \theta_r)/m).z) \quad (13)$$

A FIGURA 11 apresenta os valores calculados pela equação 13 ajustados para os valores observados. Os valores θ_s e θ_r adotados são $0,5 \text{ m}^3/\text{m}^3$ e $0,1 \text{ m}^3/\text{m}^3$ respectivamente.

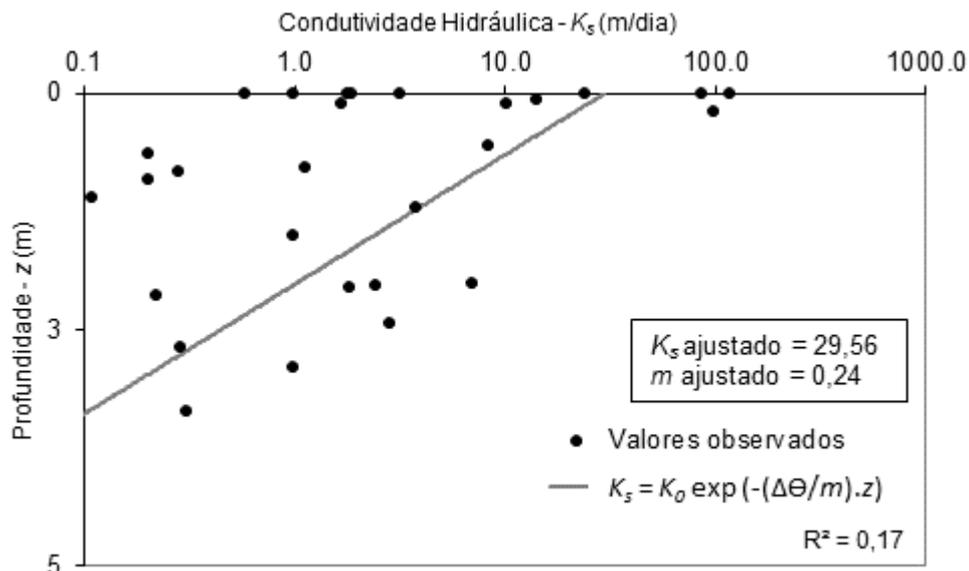


FIGURA 11 - AJUSTE DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA UTILIZANDO TODAS AS MEDIÇÕES REALIZADAS
 FONTE: O Autor (2013)

Verifica-se que o valor de K_s obtido por este método ($29,56 \text{ m/dia}$) é significativamente maior do que os valores utilizados na simulação, assim como a média aritmética dos valores medidos ($13,89 \text{ m/dia}$). Por outro lado, o valor ajustado

para o parâmetro m (0,24) está próximo dos valores utilizados nas simulações e do valor médio calculado a partir das medições de K_s no talvegue da bacia do rio Saci.

Esta pequena variação é esperada, haja vista que as equações 12 e 13 são as mesmas, apenas com fatores em evidência diferentes. Entretanto, este último cálculo demonstra que os demais valores de m observados na bacia não apresentam significativas variações em relação aos do talvegue.

Entretanto, observa-se que o valor de R^2 0,17 indica que o ajuste da equação 13 não apresenta resultados satisfatórios em relação aos dados medidos. Este ajuste não satisfatório também indica a não possibilidade de boas simulações com parâmetros concentrados para a bacia do rio Saci, haja vista que há grandes variações nos parâmetros medidos e um único ajuste que contemple essa dinâmica é improvável.

5.2. ETAPA 2: SIMULAÇÃO

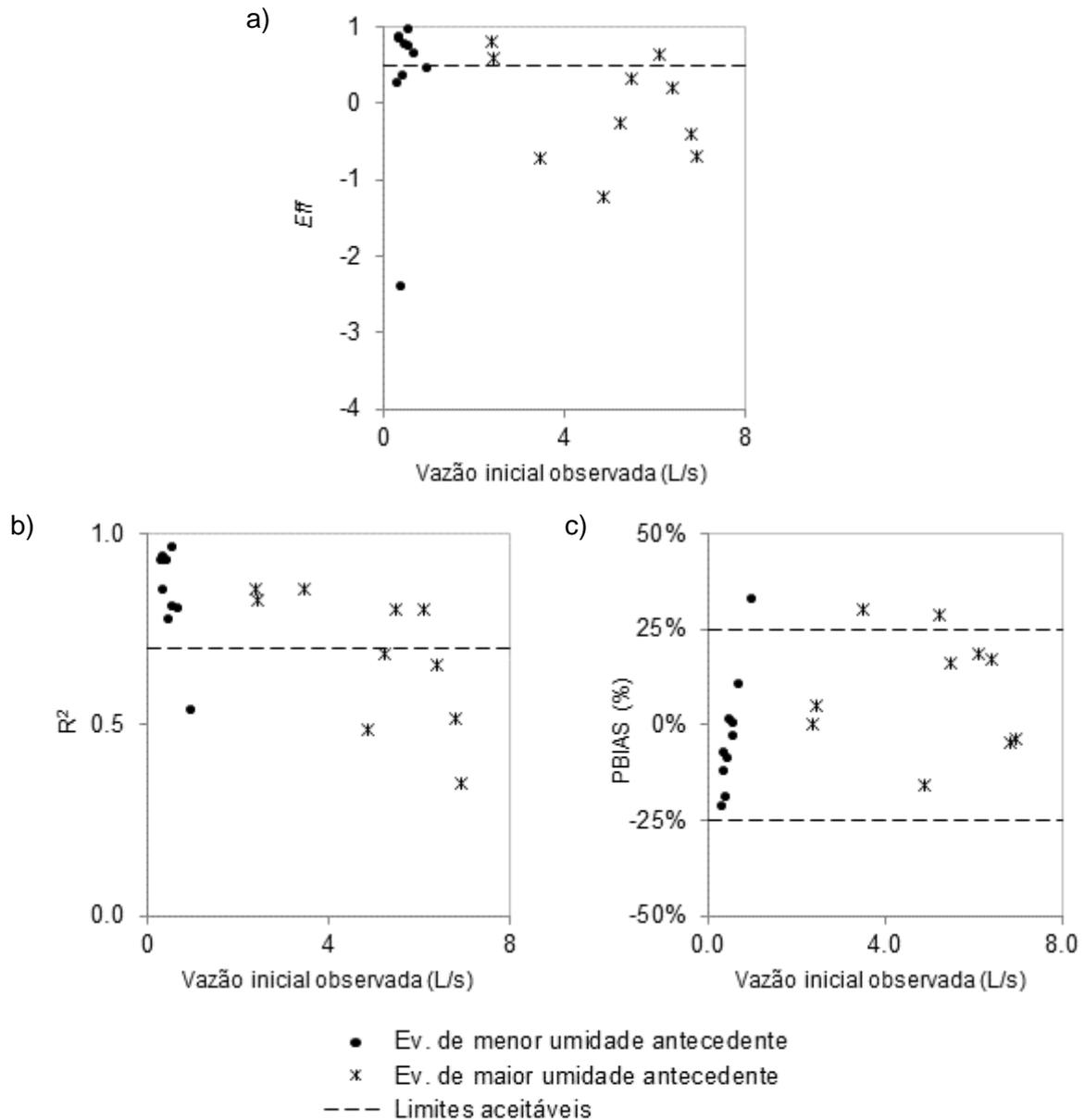
De maneira geral, ao comparar os hidrogramas simulados e observados, obteve-se melhores ajustes para um conjunto de eventos com vazão inicial de até 1 L/s. Este conjunto de eventos simulados apresentou resultados com Eff entre -2,42 e 0,95, com média 0,33 e 6 simulações com valores superiores a 0,6, indicando, nestes casos, boa performance das simulações (FIGURA 12a).

O conjunto de eventos simulados com vazões iniciais superiores a 1 L/s apresentaram desempenho inferior ao citado anteriormente. Os valores de Eff variaram entre -1,23 e 0,81, com média -0,08. O que indica que em linhas gerais a modelagem não produziu resultados condizentes aos observados (FIGURA 12a).

Com relação ao R^2 , as simulações com menores vazões iniciais apresentaram resultados satisfatórios, com valores entre 0,5 e 0,96, com média de 0,84. O grupo de eventos simulados com as maiores vazões iniciais resultou R^2 entre 0,35 e 0,86, com média 0,68 (FIGURA 12b).

Os valores de PBIAS para o conjunto de menores vazões iniciais permaneceram próximos de 0, com apenas um evento excedendo o limiar de $\pm 25\%$, sem apresentar tendência definida, e com média -2,84%. Já as simulações com vazões iniciais superiores resultaram em dois valores superiores ao limiar definido

como aceitável e média 9,19 %, apresentando uma tendência a subestimação dos valores observados (FIGURA 12c).



a) *Eff*, b) R^2 ; e c) PBIAS. Sendo a), b) e c) em função da vazão inicial observada.

FIGURA 12 - COEFICIENTES DE AVALIAÇÃO DOS HIDROGRAMAS SIMULADOS
FONTE: O Autor (2013)

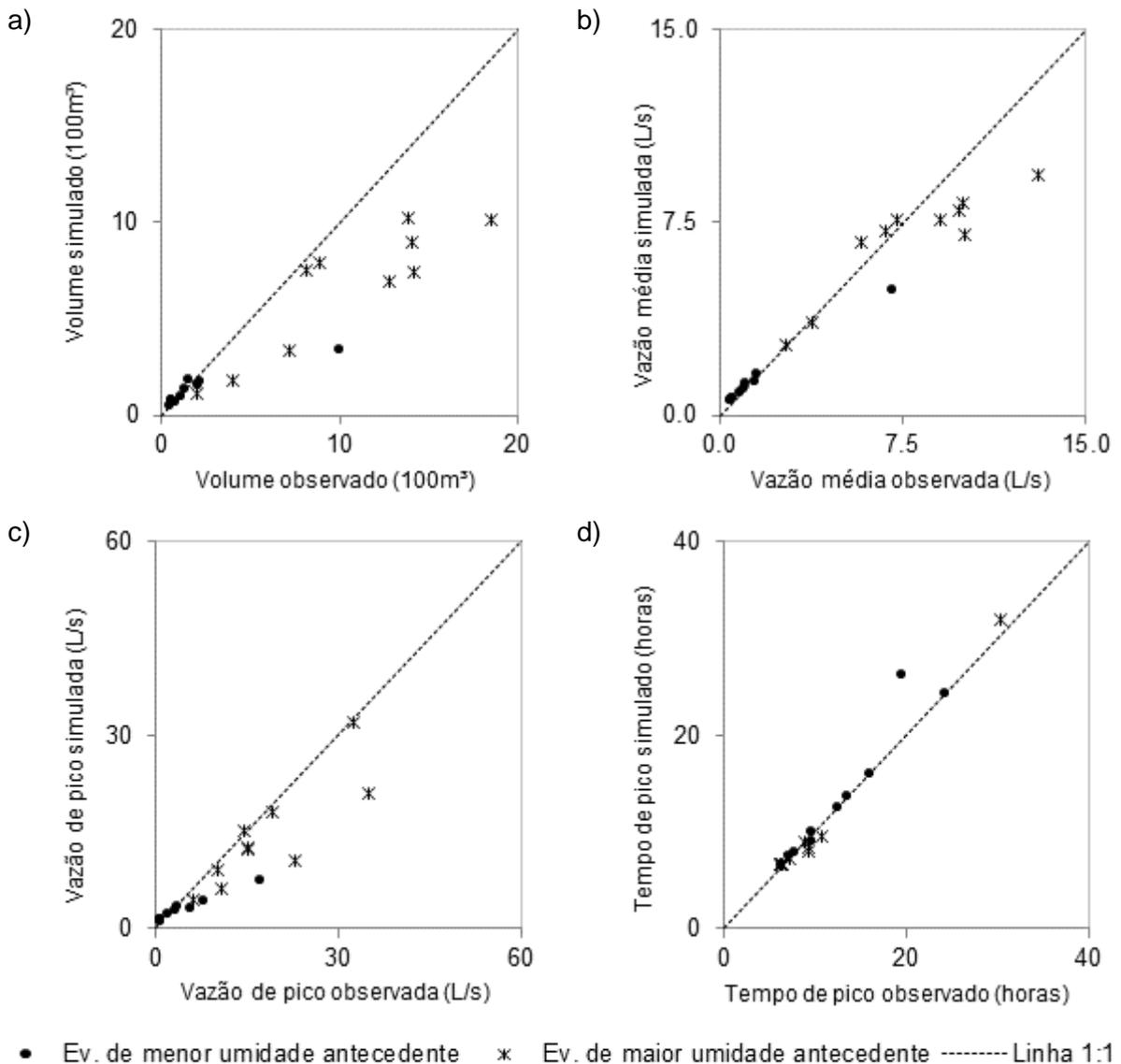
Verifica-se que de maneira geral, apesar de alguma exceção, a modelagem apresentou maiores limitações para representar adequadamente o comportamento médio da bacia quando o volume de água armazenado na bacia, no início dos eventos, é relativamente maior.

Caracteriza-se assim uma distinção entre os tipos de evento simulados pelo modelo neste trabalho. Denominam-se “Eventos de menor umidade antecedente” aqueles cuja vazão no início da simulação é igual ou inferior a 1 L/s. Por outro lado, denominam-se “Eventos de maior umidade antecedente” nos quais a vazão inicial no evento é superior a 1 L/s.

Ainda sobre a avaliação do conjunto de hidrograma simulados, verifica-se que o nível de desempenho do modelo também é superior nos “Eventos de menor umidade antecedente” quando analisado sob outros aspectos.

A FIGURA 13 e a TABELA 7 fornecem uma visão mais ampla sobre as características dos hidrogramas simulados pelo modelo. É possível observar nas FIGURA 13a e FIGURA 13b, que o modelo simulou adequadamente os volumes escoados nos eventos “secos”, nos quais os pontos se aproximam da reta 1:1. Entretanto, em linhas gerais, as simulações apresentaram tendência a subestimar os volumes escoados nos eventos “úmidos”, apresentando valores assimétricos à reta 1:1.

Em relação aos picos dos hidrograma (FIGURA 13c), observa-se que o modelo simulou adequadamente apenas os picos inferiores a 4 L/s. Assim, somente os eventos diminutos foram representados adequadamente sob este ponto de vista. Observa-se também que nos com maior umidade no início da simulação não houve uma tendência clara a subestimação dos valores, tal como ocorre para os volumes totais e médios. Porém, as vazões de pico apresentam-se dispersas, sem demonstrarem boa similaridade aos dados observados.



a) Volume; b) Escoamento médio; c) Vazão no pico; e d) Tempo de pico.

FIGURA 13 - AVALIAÇÃO DOS HIDROGRAMAS SIMULADOS
 FONTE: O Autor (2013)

Quanto ao tempo dado entre o início do evento e o momento de maior pico do hidrograma, aqui tratado como tempo de pico, o modelo apresentou bons resultados num contexto geral (FIGURA 13d). Os resultados de ambas as classes se situam próximos a linha 1:1, demonstrando, portanto, que apesar de, em linhas gerais, o modelo subestimar o volume escoado nos eventos mais úmidos, ainda é capaz de prever adequadamente as ascensões de cheia.

Estes resultados se assemelham aos obtidos por Vertessy e Elsenbeer (1999). Estes autores simularam 34 eventos com o modelo TOPOG_SBM em uma pequena

bacia experimental também recoberta por floresta na região amazônica do Peru. De maneira geral, os resultados obtidos nesta bacia de clima úmido também demonstraram que o modelo subestimou os volumes escoados em parte dos eventos. Salienta-se ainda que assim como verificado na bacia do rio Saci, o pior desempenho do modelo foi registrado na comparação das vazões no pico dos hidrogramas simulados e observados.

TABELA 7 - CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS SIMULAÇÕES

Ev	Q média (L/s)		Q Máxima (L/s)		Volume (m ³)		Tempo de Pico (h)		Área Saturada (%)		Eff	R ²	PBIAS
	Obs	Sim	Obs	Sim	Obs	Sim	Obs	Sim	Obs ¹	Sim			
1	0.56	0.60	1.09	1.17	78.98	84.78	9.67	9.00	0.9	0.22	0.86	0.94	-7.35%
2	0.56	0.61	0.95	1.14	45.64	49.85	7.33	7.33	0.5	0.97	0.35	0.93	-9.24%
3	0.98	1.01	3.69	3.28	138.73	143.06	7.83	7.83	2.2	0.19	0.95	0.96	-3.12%
4	1.45	1.30	5.86	3.07	204.29	183.37	16.17	16.00	2.6	3.12	0.65	0.80	10.24%
5	0.47	0.56	0.87	1.43	64.30	76.60	9.67	10.00	0.5	0.09	-2.42	0.93	-19.14%
6	0.44	0.54	1.09	1.29	62.46	75.82	6.50	6.50	0.8	0.09	0.26	0.93	-21.38%
7	1.10	1.23	3.59	2.79	154.71	174.02	24.33	24.17	1.9	0.82	0.82	0.85	-12.48%
8	0.84	0.83	2.38	2.18	118.55	117.07	12.67	12.50	1.6	1.55	0.77	0.77	1.25%
9	1.58	1.58	8.01	4.24	223.02	222.33	13.67	13.67	2.5	2.73	0.75	0.81	0.31%
10	7.13	4.81	17.34	7.36	1005.01	678.04	19.67	26.17	8.8	5.41	0.45	0.54	32.53%
11	2.73	2.73	6.39	4.42	198.43	197.96	8.83	9.00	1.7	4.45	0.81	0.86	0.24%
12	3.79	3.59	10.97	6.16	404.45	383.41	6.50	6.67	2.3	5.66	0.60	0.83	5.20%
13	10.03	7.02	22.90	10.57	1413.75	989.93	30.33	32.00	6.7	11.50	-0.71	0.86	29.98%
14	9.80	7.98	32.65	32.11	1381.93	1125.23	7.33	7.17	13.2	24.60	0.64	0.80	18.57%
15	6.82	7.13	10.27	9.24	813.94	851.62	6.33	6.67	1.9	26.50	-0.41	0.52	-4.63%
16	9.06	7.58	15.21	12.19	1276.84	1069.01	10.67	9.50	10.5	20.10	0.33	0.80	16.28%
17	9.99	8.28	19.33	18.10	1408.90	1167.55	9.33	8.00	9.5	29.60	0.19	0.66	17.13%
18	7.29	7.57	15.21	12.70	883.94	917.63	6.33	6.67	2.9	28.90	-0.70	0.35	-3.81%
19	5.81	6.72	14.65	15.13	718.22	830.78	6.50	6.67	1.8	12.00	-1.23	0.49	-15.67%
20	13.10	9.35	34.85	21.11	1846.97	1318.62	9.33	8.33	9.6	33.60	-0.26	0.68	28.61%

¹ FONTE: Santos (2009)

Nas simulações dos “eventos de menor umidade antecedente”, o modelo apresentou bons resultados no hidrograma simulado, indicando assim, que o volume de água escoado na bacia do rio Saci está próximo da realidade. A FIGURA 14 demonstra um exemplo de evento de menor umidade antecedente simulado posteriormente à calibração do modelo. O evento demonstrado a seguir corresponde ao evento 7 apresentado na TABELA 2.

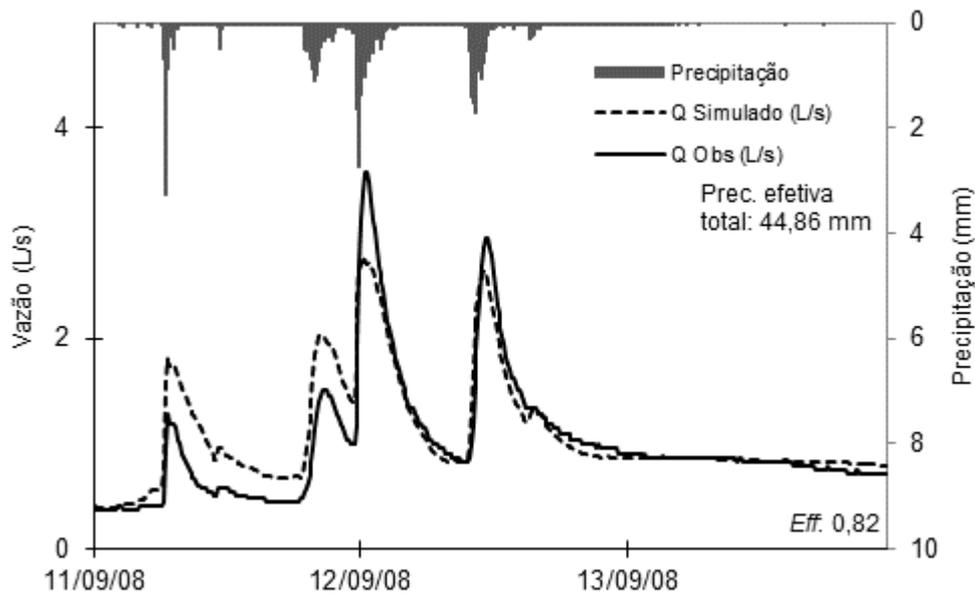


FIGURA 14 – SIMULAÇÃO DO EVENTO 07
 FONTE: O Autor (2013)

Entretanto, apenas a análise dos hidrogramas não é suficiente para fornecer alguma elucidação quanto aos processos simulados no interior da bacia. Esta análise é simplista e não explora todas as potencialidades do modelo Beven (1989). Para que se tenha noção da qualidade das previsões distribuídas do modelo, é necessário avaliar essas previsões também de maneira distribuída (GRAYSON e BLÖSCHL, 2000).

A FIGURA 15 apresenta a comparação entre os níveis freáticos observados e simulados nos poços p5 e p8 respectivamente no evento “seco” apresentado na FIGURA 14. A linha contínua representa o nível freático raso observado, enquanto que a linha tracejada representa o nível freático simulado pelo modelo.

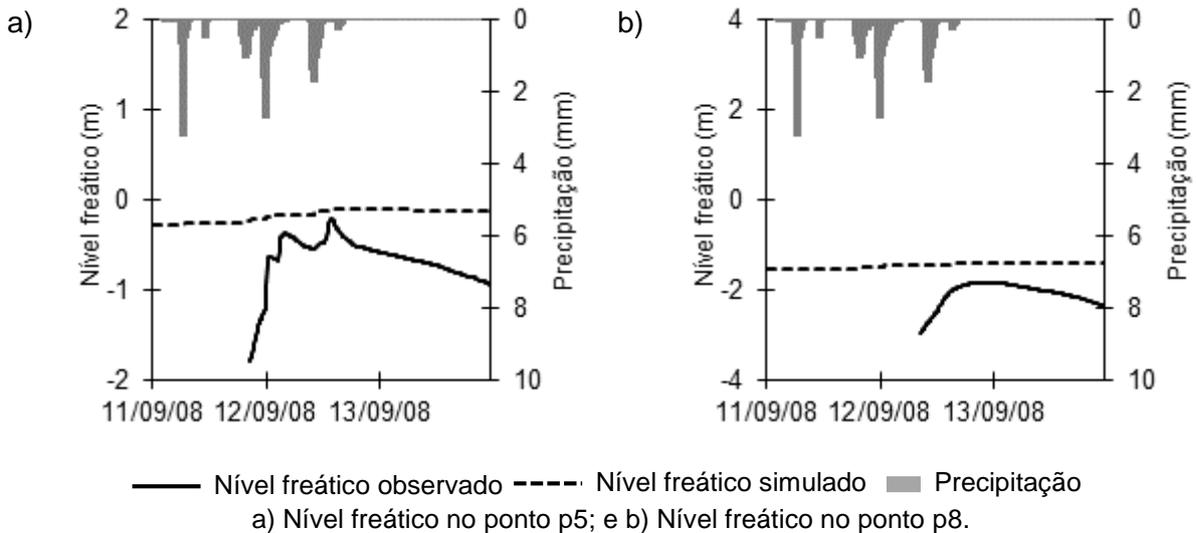


FIGURA 15 - NÍVEL FREÁTICO RASO SIMULADO E OBSERVADO NOS PONTOS P5 E P8 NO EVENTO 7
 FONTE: O Autor (2013)

A ausência de valores observados no início do evento demonstra ausência de camada saturada (nível freático raso) na profundidade dos poços p5 e p8. Verifica-se que desde o princípio da simulação, apesar de não haver presença de nível freático raso em ambos os poços, o modelo simulou um nível freático próximo da superfície no poço p5, e intermediário no poço p8. Ou seja, esta presença de água no solo está associada às condições iniciais de umidade na bacia determinadas no período de aquecimento do modelo. Em virtude de o modelo desconsiderar o escoamento oriundo da camada rochosa, o escoamento de base nos eventos é compensado pela presença de camada saturada no solo. Esta compensação gera resultados semelhantes de vazão, porém com dinâmica de nível freático raso equivocada.

Observa-se ainda que o nível freático observado do poço p5, localizado a jusante do poço p8, apresenta rápidas variações, enquanto que o nível observado do poço p8 apresenta variações em escala de tempo maior.

Em ambos os casos, o nível freático simulado não acompanhou a dinâmica natural dos poços. Os níveis simulados apresentaram pequenas variações, se mantendo estáveis na maior parte do tempo. Assim verifica-se que apesar de o modelo apresentar um bom ajuste do hidrograma, os níveis freáticos não estão, grosso modo, sendo simulados adequadamente.

A FIGURA 16 apresenta um exemplo de “evento de maior umidade antecedente” simulado pelo modelo, correspondente ao evento 14 apresentado na TABELA 2. O hidrograma simulado não apresenta semelhança satisfatória com o

hidrograma observado. Observa-se que o modelo previu adequadamente o momento do primeiro pico, tal como demonstrado na FIGURA 13d, porém fica demonstrada sua inabilidade em simular a recessão neste evento. A recessão simulada pelo modelo se apresenta de forma abrupta, em discordância com os valores observados. Além disso, a vazão após o pico permanece aquém da observada até o fim do evento.

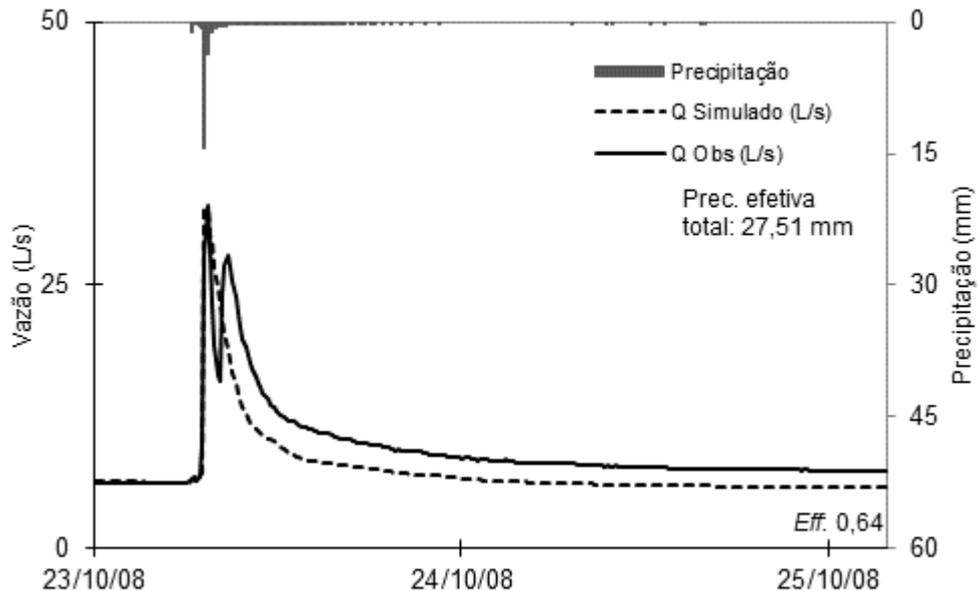


FIGURA 16 – SIMULAÇÃO DO EVENTO 14
 FONTE: O Autor (2013)

Esta característica de recessões abruptas em eventos maiores e escoamento abaixo do esperado após os eventos também foi verificada por Grayson *et al.* (1992) utilizando o modelo THALES, que possuiu o mesmo tipo de representação espacial que o TOPOG_SBM.

Para estes autores, o motivo da incoerência do hidrograma simulado se deve a baixos valores de condutividade hidráulica saturada, fato que limita o escoamento de base, justificando assim os baixos valores observados ao fim do hidrograma simulado.

A FIGURA 17 mostra o nível freático observado e simulado nos poços p5 e p8 para o evento úmido presente na FIGURA 16.

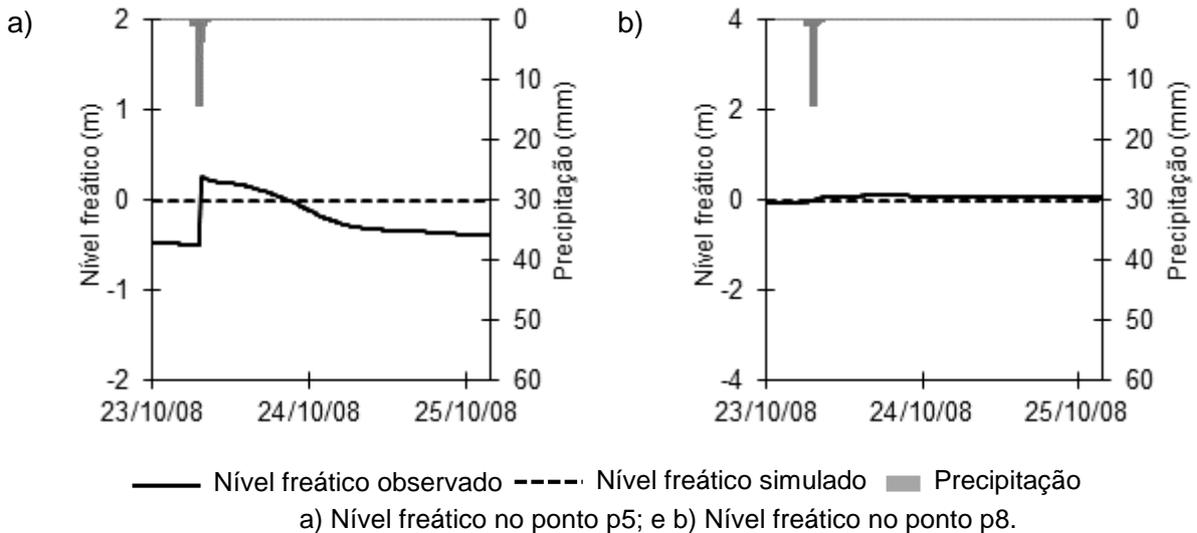


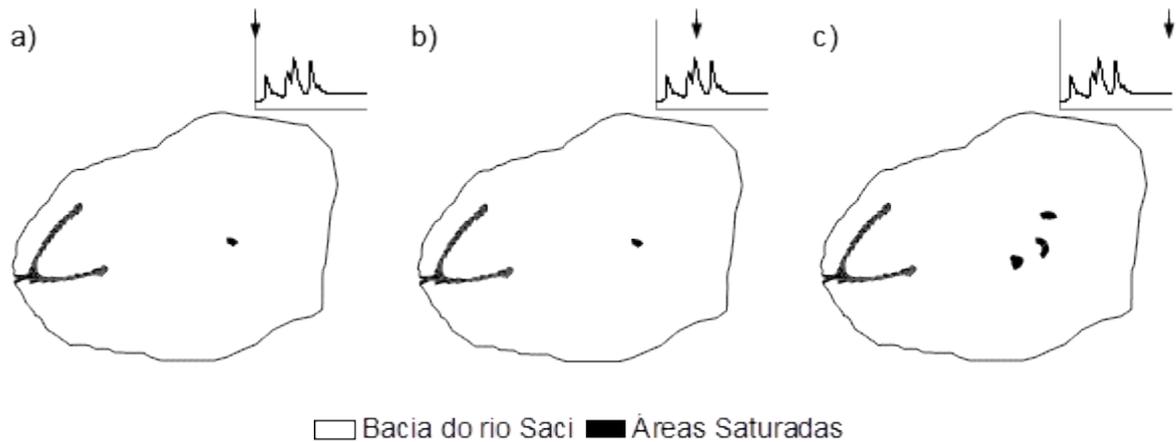
FIGURA 17 - NÍVEL FREÁTICO RASO SIMULADO E OBSERVADO NOS PONTOS P5 E P8 NO EVENTO 14
 FONTE: O Autor (2013)

É possível observar que neste evento há presença de camada saturada no solo nos poços p5 e p8 em todo o evento. Verifica-se também que o nível freático observado do poço p5 aflorou a superfície rapidamente após a precipitação e cerca de um dia depois retornou a valores próximos do momento anterior a precipitação. Em relação aos valores simulados pelo TOPOG_SBM, observa-se que a simulação do modelo estabilizou o nível freático num estado de saturação do solo por todo o evento. Desta maneira, assim como no evento “seco” acima exemplificado, o nível freático raso simulado se manteve estável, sem representar adequadamente as variações observadas no local do poço p5.

Refsgaard (1997) obteve resultados semelhantes ao simular o nível freático raso em uma bacia com condições semelhantes a do rio Saci com o modelo MIKE-SHE. O autor encontrou dificuldades para simular adequadamente os níveis freáticos de poços localizados próximos ao exutório de sua bacia, sendo que os valores simulados se apresentavam maiores do que os observados na maior parte do tempo.

O poço p8 apresentou-se saturado em todo o tempo, tanto para o nível simulado como para o observado. Observa-se que apesar de estar a montante do poço p5 (FIGURA 9) e possuir menor área de contribuição, o poço p8 permanece saturado durante todo o evento simulado. Este fato pode ser explicado por sua baixa condutividade hidráulica saturada em relação ao poço p5, conforme apresentado na TABELA 4.

A FIGURA 18 apresenta a distribuição espacial das áreas saturadas simuladas pelo modelo no evento “seco” apresentado na FIGURA 14. Pode se observar que de maneira geral o modelo prevê a presença de áreas saturadas concentradas junto a rede de drenagem, limitando-as, grosso modo, aos solos com espessura de 0,5m que correspondem a zona ripária.



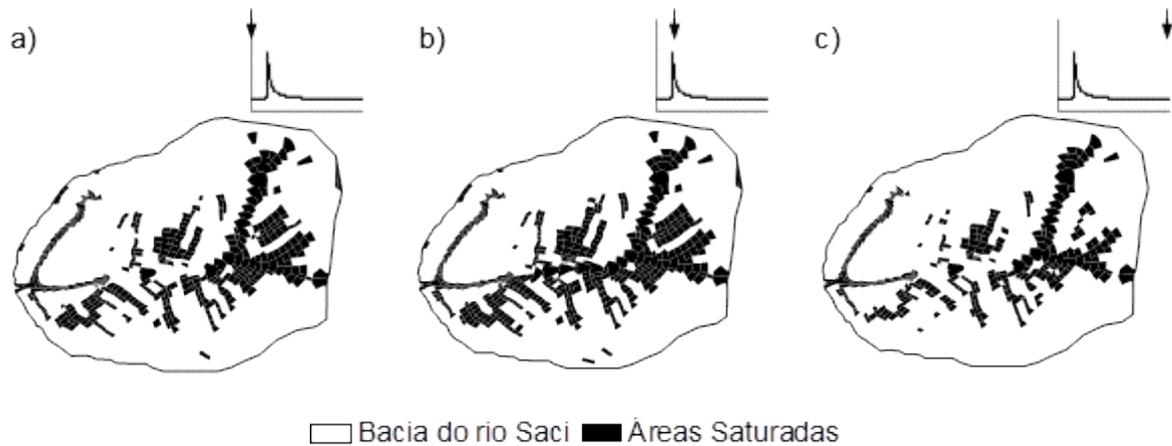
a) Início da simulação; b) pico simulado; e c) fim da simulação.

FIGURA 18 - EVOLUÇÃO DAS ÁREAS SATURADAS AO LONGO DA SIMULAÇÃO DO EVENTO 07
 FONTE: O Autor (2013)

Em virtude de o modelo simular o fenômeno de reinfiltração no solo, é possível concluir que o escoamento superficial oriundo das pequenas zonas saturadas a montante não atinge o canal. Desta forma, todo o escoamento superficial simulado deste evento é proveniente de uma pequena área saturada imediata à hidrografia, independentemente do momento analisado.

Este resultado é compatível com os obtidos por Santos (2009), para o qual, o escoamento superficial da bacia do rio Saci é oriundo exclusivamente de uma porção saturada correspondente a zona ripária da bacia, representando aproximadamente 2% da área total.

A FIGURA 19 apresenta a distribuição espacial da superfície freática simulada no momento do pico do hidrograma simulado pelo modelo no “evento de maior umidade antecedente” apresentado na FIGURA 16. Observa-se que no momento do pico do hidrograma simulado a maior parte de bacia encontra-se saturada segundo a previsão do modelo.



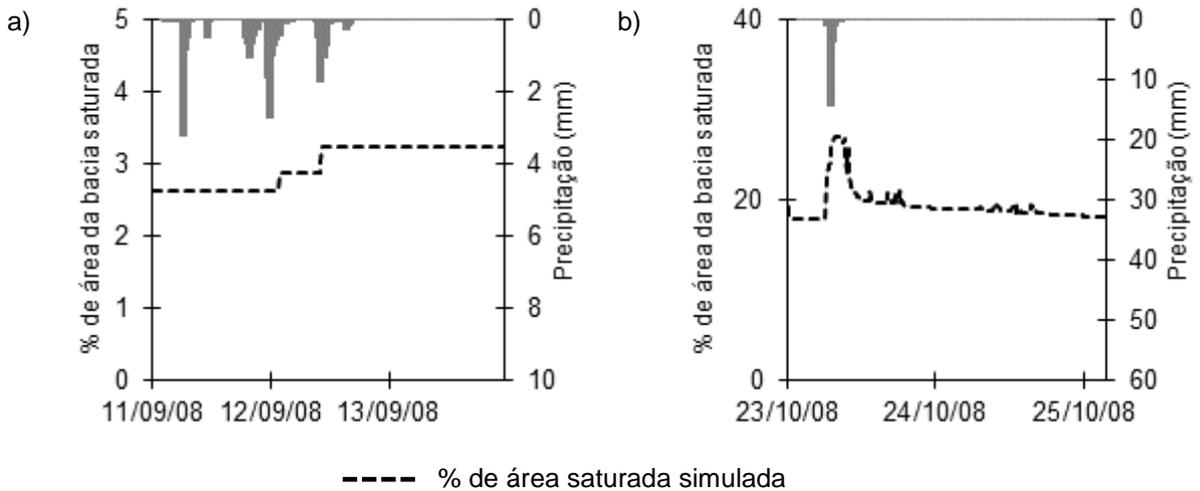
a) Início da simulação; b) pico simulado; e c) fim da simulação.

FIGURA 19 - EVOLUÇÃO DAS ÁREAS SATURADAS AO LONGO DA SIMULAÇÃO DO EVENTO 14
 FONTE: O Autor (2013)

Para Santos (2009), neste tipo de evento, adicionalmente a zona ripária que permanece saturada todo o tempo, existe uma área saturada a montante, localizada no talvegue da bacia. Segundo o autor, neste evento a porcentagem de área saturada da bacia não ultrapassa 6% da área total. Tal fato ocorre em virtude da presença de uma rede de caminhos preferenciais de escoamento presentes a montante da área saturada na FIGURA 14. Segundo o autor, apenas nestes eventos de maior magnitude esses caminhos preferenciais são ativados, sendo responsáveis por drenar o escoamento até o canal por subsuperfície.

A presença destes caminhos preferenciais de escoamento aumenta significativamente a condutividade hidráulica do solo, potencializando a sua capacidade de transmitir água à jusante, diminuindo sua probabilidade de saturação (BEVEN e GERMANN, 1982).

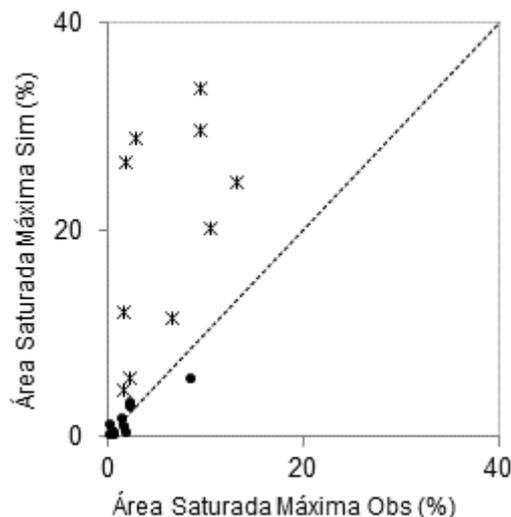
Como o TOPOG_SBM simula a variação de K_s no solo com um decaimento uniforme, estes caminhos preferenciais de escoamento ainda não foram implementados no modelo. Assim, os solos localizados no talvegue tem sua capacidade de drenagem diminuída quando comparados com a realidade nos eventos de maior umidade. Ou seja, na configuração atual o modelo tem uma capacidade reduzida de propagar o escoamento por subsuperfície, o que resulta na saturação de uma área maior do que a observada na realidade, conforme pode ser verificado nas FIGURA 20 e FIGURA 21.



----- % de área saturada simulada
 a) presença de áreas saturadas no evento 07; e b) presença de áreas saturadas no evento 14

FIGURA 20 - EVOLUÇÃO DA PROPORÇÃO DE ÁREAS SATURADAS SIMULADAS
 FONTE: O Autor (2013)

Observa-se que no evento “seco” a ocorrência de áreas saturadas apresenta magnitude compatível com os dados observados por Santos (2009). Entretanto, no evento “úmido” tomado como exemplo, conclui-se que a simulação realizada pelo modelo TOPOG_SBM apesar de representar um volume total de escoamento próximo da realidade, os mecanismos de geração de escoamento não estão sendo representados adequadamente.



• Ev. de menor umidade antecedente * Ev. de maior umidade antecedente ----- Linha 1:1

FIGURA 21 - COMPARAÇÃO ENTRE ÁREAS SATURADAS OBSERVADAS E SIMULADAS
 FONTE: O Autor (2013)

Demais pesquisas em áreas com características semelhantes à bacia do rio Saci foram catalogadas por Dunne (1978) e apresentaram resultados semelhantes. Para este autor, em pequenos eventos de precipitação, praticamente todo o escoamento é proveniente da precipitação direta sobre áreas saturadas imediatas a rede de drenagem.

Desta maneira, verifica-se que para a simulação adequada das condições demonstradas neste trabalho na bacia do rio Saci é necessário incluir o escoamento por caminhos preferenciais. Esta conclusão é corroborada por autores que reconhecem a influência destes elementos que controlam os mecanismos de escoamento em bacias de clima úmido e com uso florestal (REFSGAARD, 1997; VERTESSY e ELSENBEER, 1999).

Os eventos utilizados como foram selecionados para ilustrar os casos nos quais o modelo tem desempenho aceitável e não satisfatório, na reprodução do hidrograma, de acordo com as características de umidade de cada tipo de evento simulado. Ressalta-se que os eventos simulados exemplificados são representativos em relação a condição geral dos resultados das demais simulações para cada tipo de evento. Ou seja, os demais eventos simulados apresentam respostas semelhantes às apresentadas adiante. Os demais hidrogramas observados e simulados constam no Anexo deste trabalho.

5.3. ETAPA 3: AVALIAÇÃO DA INFLUÊNCIA DA UMIDADE ANTECEDENTE

Como o TOPOG_SBM trata-se de um modelo distribuído, implica que a determinação das condições iniciais de umidade pelo método “contínuo” resulte em valores de umidade armazenada distribuídos para cada um dos elementos que fazem parte do modelo digital do terreno.

Como forma de comparação entre o método “contínuo” para a determinação da umidade antecedente ao evento, pode ser definido um valor uniforme de umidade inicial. Ou seja, neste caso trata-se da determinação da umidade antecedente de maneira concentrada para cada evento (BERTHET *et al.*, 2009).

Neste caso as simulações foram realizadas como um Cenário de Umidade Concentrada (CUC). Para a determinação dos valores concentrados de umidade antecedente de cada evento foram utilizados os índices de umidade obtidos após a

simulação do período de aquecimento de 200 dias utilizados na etapa de Simulação deste trabalho. Este índice corresponde a porção de água armazenada em relação ao máximo armazenamento possível de água na bacia do rio Saci sob as condições de espessura dos solos e parâmetros físico-hídricos pré-definidos.

A FIGURA 22 apresenta os índices de umidade utilizados como parâmetro de umidade antecedente nas simulações deste cenário. Verifica-se que para os eventos cujas vazões iniciais são inferiores a 3 L/s os índices de umidade concentrada variam pouco, situando-se entre 0,10% e 4,32%, com média de 1,10%. Eventos com vazões iniciais superiores a 3 L/s apresentaram grandes variações no índice de umidade antecedente com valores significativamente maiores do que os eventos menores. Neste caso os valores situam-se entre 12,89% e 63,31% com média de 47,74%, caracterizando uma diferença abrupta de condições iniciais de umidade para os eventos.

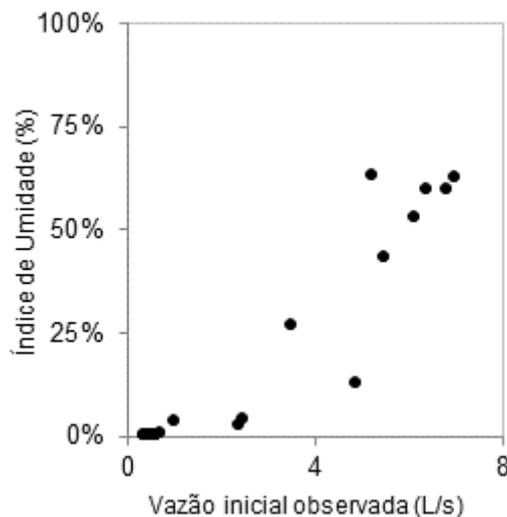


FIGURA 22 - RELAÇÃO DOS ÍNDICES DE UMIDADE CONCENTRADA EM FUNÇÃO DA VAZÃO NO INÍCIO DOS EVENTOS
 FONTE: O Autor (2013)

De maneira geral, as simulações realizadas neste com o cenário de umidade concentrada apresentaram ajustes significativamente piores quando se comparados as simulações com aquecimento pelo método contínuo.

Assim como verificado nas simulações com umidade inicial distribuída, ao comparar os hidrogramas simulados e observados, obteve-se melhores ajustes para um conjunto de eventos com menores umidades antecedente, cujas vazões iniciais

são iguais ou menores a 1L/s. Este conjunto de eventos simulados apresentou resultados com *Eff* entre -1,73 e 0,91, com média 0,25 (FIGURA 23a).

O conjunto de eventos simulados com vazões iniciais superiores a 1 L/s apresentaram desempenho significativamente inferior ao citado anteriormente e aos resultados obtidos pelo método contínuo. Os valores de *Eff* variaram entre -61,56 e -0,44, com média -11,21. Estes resultados demonstram que as simulações realizadas com umidade inicial concentrada não se assemelham aos dados observados (FIGURA 23a).

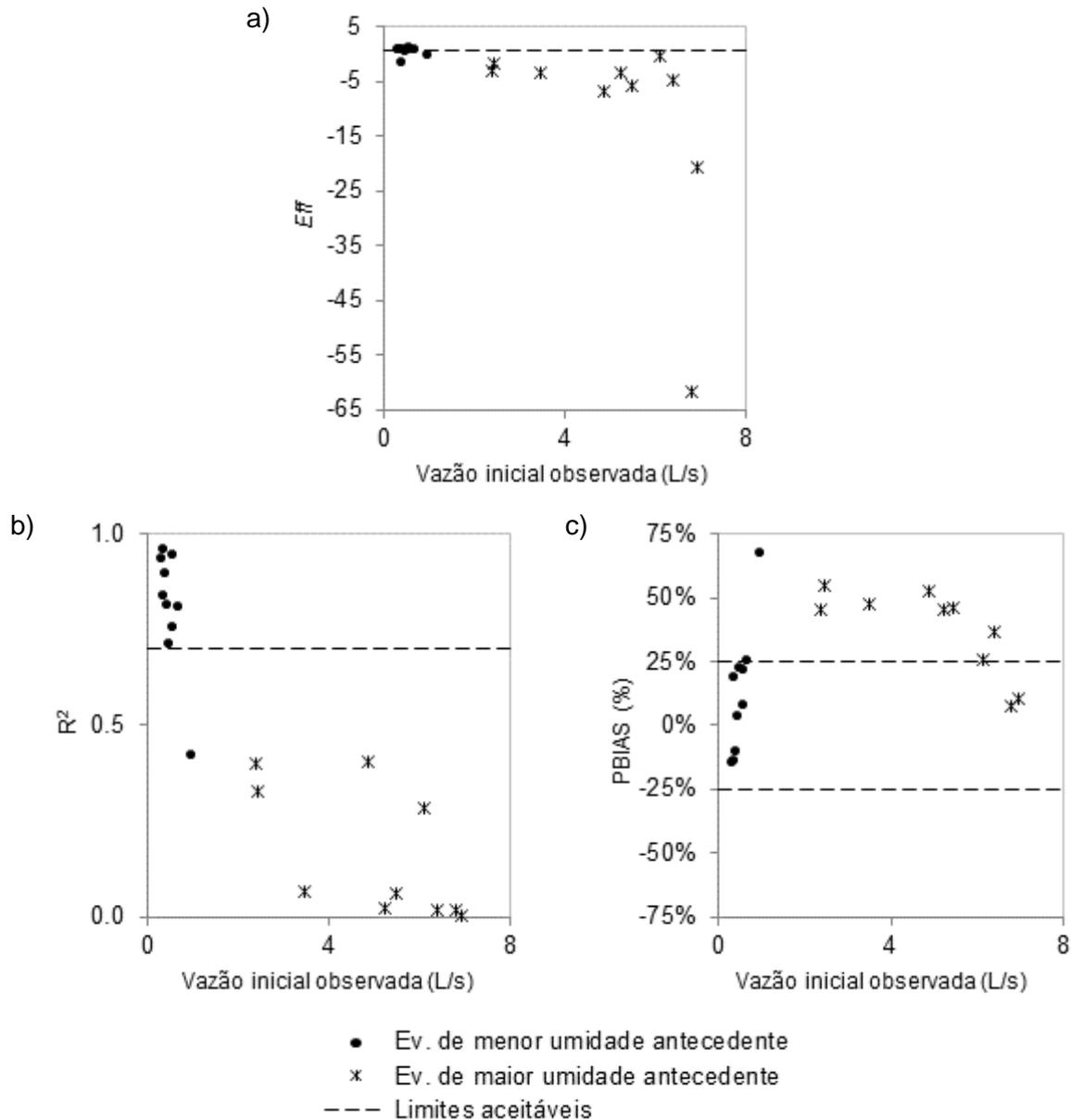
Com relação ao R^2 , as simulações com menores vazões iniciais apresentaram resultados satisfatórios, com valores entre 0,42 e 0,95, com média de 0,81. O grupo de eventos simulados com as maiores vazões iniciais resultou R^2 entre 0,00 e 0,41, com média 0,16 (FIGURA 23b).

Os valores de PBIAS obtidos para os eventos de menor umidade antecedente situaram-se entre -14,70% e 67,04%, com média de 12,55%. Ressalta-se que nas simulações deste grupo de eventos apenas uma simulação apresentou valor de PBIAS fora do limite definido como aceitável ($\pm 25\%$) por Moriasi *et al.* (2007) (FIGURA 23c).

Já em relação ao grupo de eventos com maior umidade antecedente, verifica-se que as simulações realizadas com o índice concentrado de umidade mostraram clara tendência a subestimar os volumes escoados, com valores entre 7,48% e 54,56%, com média de 37,26% (FIGURA 23c).

Estes resultados demonstram efetivamente a diminuição da eficiência da modelagem, no caso deste trabalho, quando se utilizam valores uniformes de umidade como parâmetro de entrada. Apesar de o volume de água armazenado no início do evento simulado ser igual ao das simulações realizadas com o aquecimento, o fato deste volume não estar distribuído de maneira equilibrada na bacia faz com que os hidrogramas simulados não apresentem semelhança com os dados medidos.

Em virtude de as simulações realizadas na etapa de simulação possuírem erros já discutidos, a comparação de efeito direto entre os dois métodos de determinação de umidade antecedente aos eventos deve ser realizada entre os resultados obtidos no Cenário de Umidade Concentrada e aqueles obtidos na etapa de Simulação.

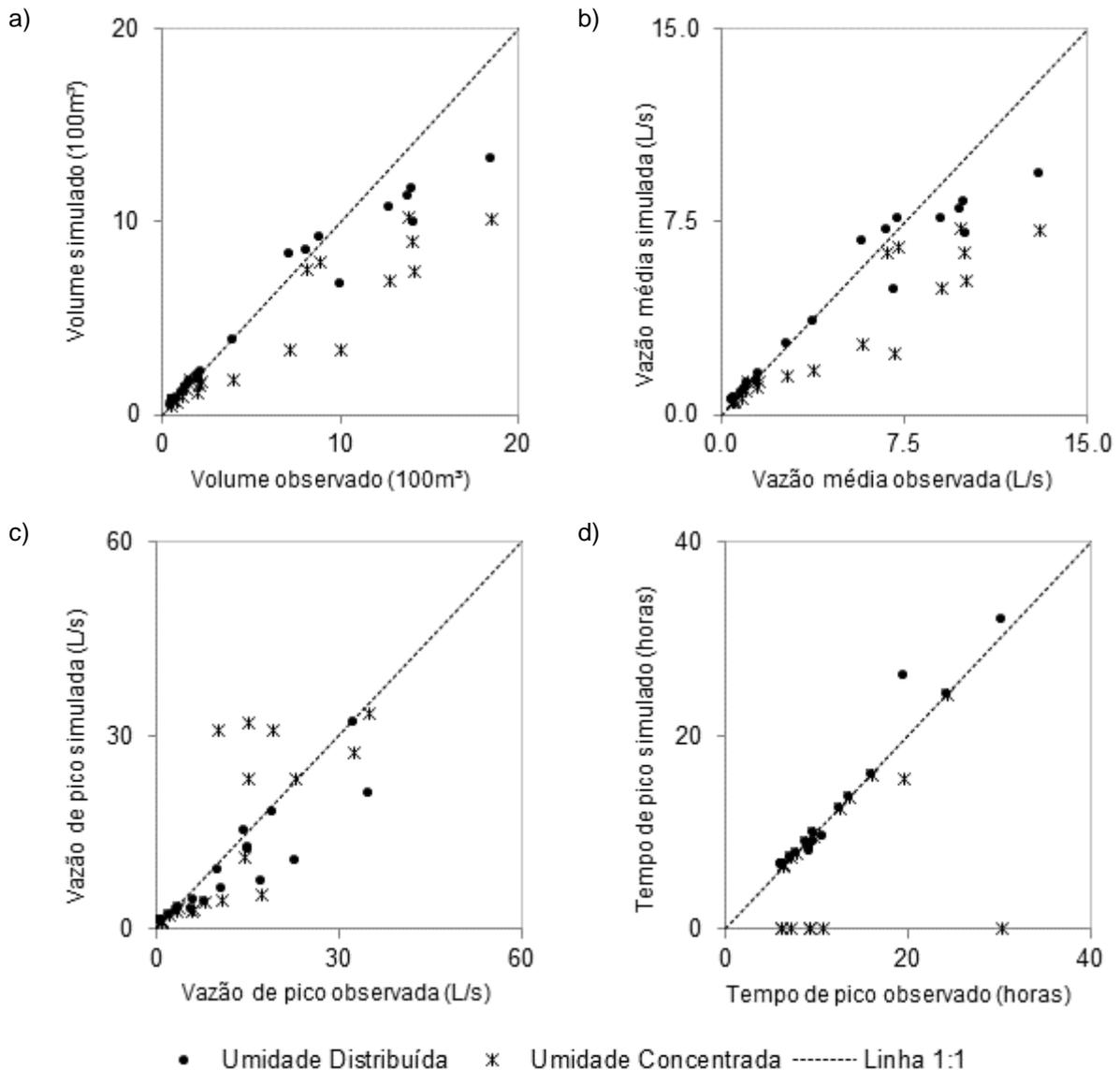


a) *Eff*; b) R^2 ; e c) PBIAS. Sendo a), b) e c) em função da vazão inicial observada.

FIGURA 23 - COEFICIENTES DE AVALIAÇÃO DOS HIDROGRAMAS SIMULADOS NO CENÁRIO DE UMIDADE CONCENTRADA (CUC)
 FONTE: O Autor (2013)

A FIGURA 24 e a TABELA 8 apresentam de maneira generalizada as características dos hidrogramas simulados nas etapas de Simulação e Cenário de Umidade Concentrada. Verifica-se nas FIGURA 24a e FIGURA 24b, que os resultados obtidos nas simulações CUC apresentam tendência a subestimar os volumes escoados a medida que a magnitude dos eventos aumenta. Ou seja, quanto maior for o escoamento Observado e Simulado, mais as simulações CUC tendem a subestimar esta grandeza, com valores se mantendo a direita da reta 1:1, em comparação aos dados medidos e Simulados.

Entretanto, pode se observar que nos eventos de menor magnitude, há poucas diferenças entre os resultados obtidos nas simulações com umidade distribuída e os obtidos nas simulações com umidade concentrada. Desta forma, eventos com volumes escoados inferiores a 300 m³ e vazões médias inferiores a 2 L/s apresentam resultados semelhantes e satisfatórios tanto na Simulação quanto no CUC.



a) Volume; b) Escoamento médio; c) Vazão no pico; e d) Tempo de pico.

FIGURA 24 - AVALIAÇÃO E COMPARAÇÃO DOS HIDROGRAMAS SIMULADOS NO CENÁRIO DE UMIDADE CONCENTRADA (CUC) POR DIFERENTES ASPECTOS
 FONTE: O Autor (2013)

A análise conjunta da TABELA 8, FIGURA 24c e FIGURA 24d demonstram a inabilidade das simulações realizadas com umidade inicial concentrada em reproduzir

os processos hidrológicos presentes na bacia do rio Saci nos eventos de maior umidade antecedente.

Na FIGURA 24c, verifica-se que os valores obtidos com o CUC não apresentam tendência definida em relação aos valores observados e simulados com umidade distribuída. Porém, conforme demonstrado na FIGURA 24d, esses valores de vazão máxima, em alguns casos, estão posicionados de maneira errônea nos hidrogramas.

Verifica-se que em 7 dos 20 eventos simulados com umidade concentrada, o maior valor de vazão simulado com este cenário encontra-se antes do início da precipitação.

TABELA 8 - CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS SIMULAÇÕES REALIZADAS NO CENÁRIO DE UMIDADE CONCENTRADA (CUC)

Ev.	Q início (L/s)	Índ. de Umidade	Q média (L/s)		Q Máxima (L/s)		Volume (m³)		T Pico (h)		A Saturada (%)		Eff ₁	R ² ₁	PBIAS ₁
			Sim	CUC	Sim	CUC	Sim	CUC	Sim	CUC	Sim	CUC			
1	0.40	0.10%	0.60	0.46	1.17	1.09	84.78	64.38	9.00	9.50	0.2	0.09	0.47	0.95	18.48%
2	0.48	0.14%	0.61	0.54	1.14	1.02	49.85	44.21	7.33	7.33	1.0	0.09	0.62	0.81	3.12%
3	0.60	0.15%	1.01	0.91	3.28	3.21	143.06	128.39	7.83	7.83	0.2	0.09	0.91	0.94	7.46%
4	0.71	0.63%	1.30	1.09	3.07	2.84	183.37	153.32	16.00	16.00	3.1	0.09	0.56	0.80	24.95%
5	0.42	0.09%	0.56	0.52	1.43	1.38	76.60	70.97	10.00	10.00	0.1	0.09	-1.73	0.89	-10.38%
6	0.35	0.09%	0.54	0.51	1.29	1.33	75.82	71.64	6.50	6.50	0.1	0.09	0.52	0.93	-14.70%
7	0.37	0.11%	1.23	1.25	2.79	2.71	174.02	176.25	24.17	24.17	0.8	0.09	0.77	0.83	-13.92%
8	0.51	0.23%	0.83	0.65	2.18	2.06	117.07	92.14	12.50	12.50	1.6	0.09	0.34	0.71	22.28%
9	0.60	0.53%	1.58	1.25	4.24	4.15	222.33	175.81	13.67	13.67	2.7	0.09	0.53	0.75	21.17%
10	1.00	3.90%	4.81	2.35	7.36	5.48	678.04	331.26	26.17	15.50	5.4	0.09	-0.45	0.42	67.04%
11	2.38	2.93%	2.73	1.50	4.42	3.00	197.96	108.58	9.00	9.00	4.5	0.09	-3.23	0.40	45.28%
12	2.46	4.32%	3.59	1.72	6.16	4.61	383.41	183.79	6.67	6.67	5.7	0.09	-1.78	0.33	54.56%
13	3.49	26.94%	7.02	5.24	10.57	23.24	989.93	738.47	32.00	0.17	11.5	0.12	-3.55	0.07	47.77%
14	6.12	53.08%	7.98	7.26	32.11	27.32	1125.23	1024.13	7.17	0.17	24.6	1.17	-0.44	0.28	25.89%
15	6.81	59.68%	7.13	6.28	9.24	30.87	851.62	750.08	6.67	0.00	26.5	0.17	-61.56	0.02	7.84%
16	5.47	43.49%	7.58	4.89	12.19	23.24	1069.01	689.72	9.50	0.17	20.1	0.13	-5.84	0.06	45.98%
17	6.39	59.68%	8.28	6.33	18.10	30.87	1167.55	892.37	8.00	0.00	29.6	0.39	-4.82	0.02	36.66%
18	6.95	62.84%	7.57	6.52	12.70	31.94	917.63	790.03	6.67	0.00	28.9	0.39	-20.57	0.00	10.62%
19	4.87	12.89%	6.72	2.75	15.13	11.27	830.78	339.53	6.67	6.67	12.0	0.09	-6.66	0.41	52.73%
20	5.23	63.31%	9.35	7.17	21.11	33.53	1318.62	1011.64	8.33	0.17	33.6	0.42	-3.59	0.02	45.23%

¹ As análises de eficiência do modelo, calculadas a partir de *Eff*, R² e PBIAS referem-se a comparações com os valores observados, e não aos simulados, como os demais dados apresentados na TABELA 8.

FONTE: O Autor (2013)

A FIGURA 25 apresenta os hidrogramas Observado, Simulado e simulado CUC para o evento 07, que possui vazão inicial de 0,39 L/s, volume total de 154 m³ e vazão média de 1,1 L/s. Para este evento, o índice de umidade antecedente concentrada calculado apresenta valor 0,11%. Neste caso, conforme descrito anteriormente, o resultado da simulação CUC apresenta bons resultados, com hidrograma semelhante ao simulado com umidade antecedente distribuída.

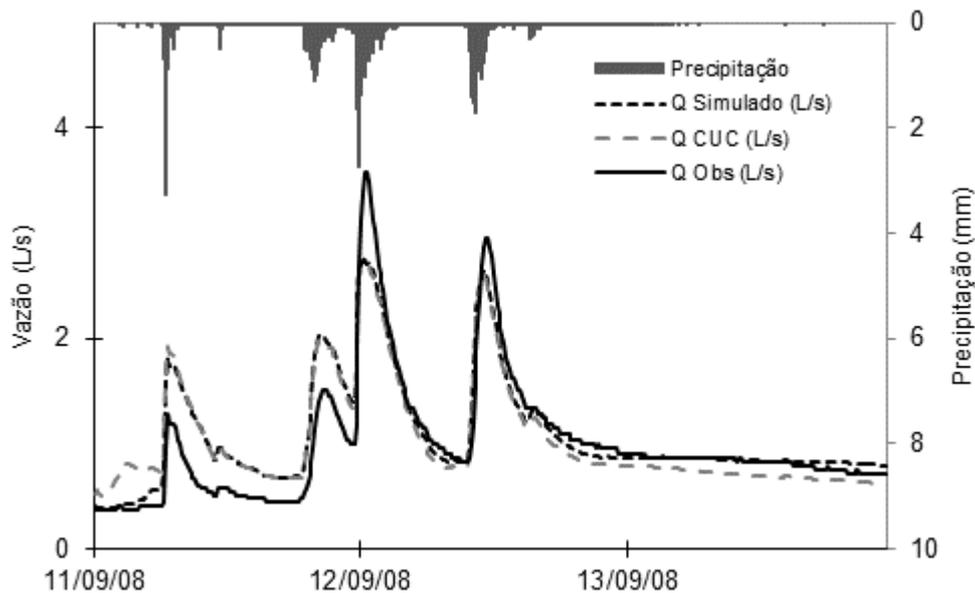


FIGURA 25 - EVENTO 07 SIMULADO NO CENÁRIO DE UMIDADE CONCENTRADA (CUC)
 FONTE: O Autor (2013)

Para eventos desta magnitude fica comprovada a pequena variação de eficiência das simulações frente aos valores de *Eff* que são 0,82 e 0,77 para a simulação com umidade antecedente distribuída e simulação com umidade antecedente concentrada respectivamente.

A FIGURA 26 apresenta os hidrogramas Observado, Simulado e simulado CUC para o evento 14, que possui magnitudes maiores do que o evento 07 e se enquadra no grupo de eventos nos quais a simulação CUC apresentou resultados não satisfatórios.

O evento 14 conta com vazão inicial de 6,12 L/s, volume total de 1380 m³ e vazão média de 9,8 L/s. Para este evento, o índice de umidade antecedente concentrada calculado foi de 53,08%.

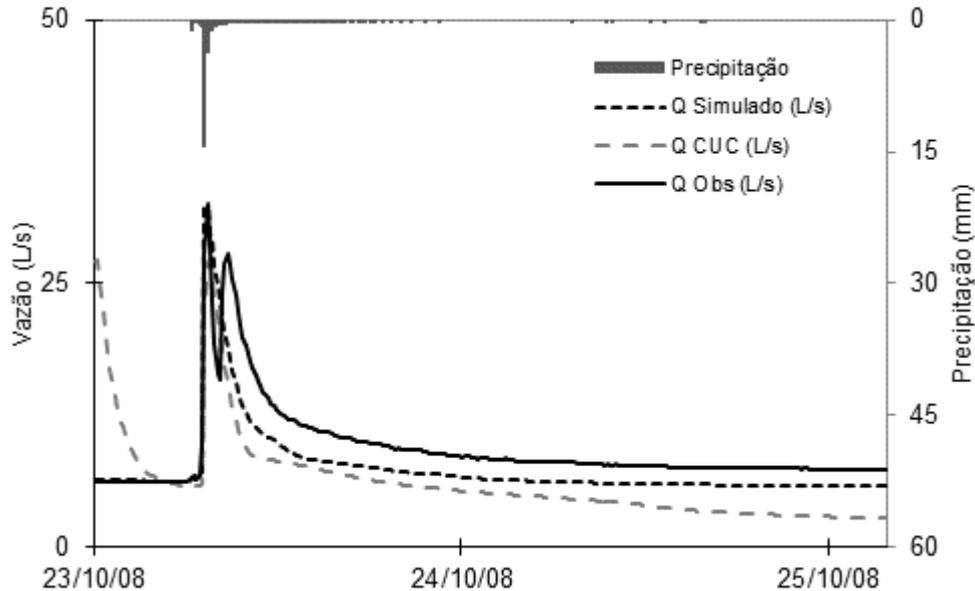


FIGURA 26 - EVENTO 14 SIMULADO NO CENÁRIO DE UMIDADE CONCENTRADA (CUC)
 FONTE: O Autor (2013)

A FIGURA 26 demonstra que o hidrograma simulado CUC apresentou no primeiro intervalo de tempo simulado (10 minutos) a maior vazão calculada para este evento. Esta característica é verificada em todos os eventos que possuem índice de umidade antecedente superiores a 20%, conforme indicado na TABELA 8.

Os eventos que possuem maior umidade antecedente têm a maior parte da umidade armazenada ao longo do talvegue da bacia, conforme demonstrado anteriormente na FIGURA 19. Verifica-se que de maneira geral as áreas saturadas se distribuem no talvegue da bacia ou próximas a ele, demonstrando a concentração do maior volume de água nos elementos com maior área de contribuição.

Quando o volume de água armazenado nos elementos que possuem maior área de contribuição, que correspondem ao talvegue, é distribuído de maneira uniforme para o restante da bacia, perde-se o estado de equilíbrio que se tem ao fim do período de 200 dias de aquecimento.

Assim, elementos que ao fim do período de aquecimento teriam menores valores de umidade armazenada passam, em virtude da generalização do índice de umidade antecedente, a simular o início dos maiores eventos com altos valores de umidade armazenada.

Como o TOPOG_SBM tem como premissa a presença constante de um pseudo-lençol formado pela camada saturada S , de profundidade z_i , e que a espessura desta camada saturada é definida pelo valor em porcentagem de umidade

no início do evento, significa dizer que um elemento cuja espessura do solo hidrológico seja 4m, apresenta z_i com aproximadamente 2m de coluna d'água no início do evento 14, por exemplo, já que o índice de umidade desse evento é de aproximadamente 50%.

Assim, nos eventos com altos índices de umidade, elementos próximos da rede de drenagem e do exutório contribuem com grande volume de água para o hidrograma logo no início do evento, causando discrepância nos valores de vazão calculados.

Nos eventos de menor umidade antecedente esse efeito é minimizado, haja vista que apesar da distribuição uniforme da umidade, os elementos circundantes da zona ripária contribuem com pequenos volumes de água.

Esta relação indica que assim como verificado na etapa de Simulação, existe um limiar de condição antecedente de umidade que limita a aplicação do modelo por determinado aspecto. Estes resultados se alinham com as considerações de Zehe e Blöschl (2004), para quem os processos hidrológicos são essencialmente não lineares e pequenas incertezas e erros na determinação das condições antecedentes de umidade podem levar a grandes variações no hidrograma.

Aqui se verifica que de maneira geral, para eventos que apresentam índice de umidade inferior a 10% do armazenamento total da bacia, os indicadores de desempenho (*Eff*, R^2 e PBIAS) apontam para um pequeno decréscimo de qualidade das simulações realizadas no Cenário de Umidade Concentrada quando comparadas às simulações com umidade antecedente distribuída.

Por outro lado, para os eventos que apresentam índice de umidade superior a 10%, verifica-se grande decréscimo de desempenho das simulações no Cenário de Umidade Concentrada.

Assim, conclui-se que a determinação da umidade antecedente ao evento pelo método "contínuo" apresenta melhores resultados do que valores concentrados de umidade.

Berthet *et al.* (2009) realizou testes simulando com um modelo concentrado diversos eventos em 178 bacias localizadas na França e também concluiu que o método contínuo é mais adequado para a determinação da umidade antecedente nas bacias analisadas. Entretanto, estes autores indicam que de maneira geral, para a utilização de modelos concentrados, há pequena diminuição de performance ao se utilizar valores concentrados definidos evento a evento.

Verifica-se que os resultados obtidos por Berthet *et al.* (2009) contrastam com o desempenho apresentado pelo TOPOG_SBM em eventos de maior magnitude. Ao contrário do apontado pelos autores, há significativa diminuição de performance ao se utilizar o modelo para simular eventos com valores uniformes de umidade.

Esta diferença justifica-se no fato de que os experimentos realizados por Berthet *et al.* (2009) se utilizaram de um modelo concentrado, ou seja, a umidade antecedente será sempre concentrada, seja ela determinada arbitrariamente ou por método contínuo. Conforme discussão de Refsgaard (1997), é de se esperar que neste caso algum valor de umidade forneça um bom ajuste do hidrograma simulado, sem necessariamente ter representatividade física ou relação com outras variáveis. Já num modelo distribuído como o TOPOG_SBM, conclui-se ser fundamental a determinação da umidade antecedente pelo método contínuo, que fornece valores distribuídos ao longo da bacia, propiciando uma atividade de modelagem mais próxima da realidade.

5.4. ETAPA 4: AVALIAÇÃO DA INFLUÊNCIA DA ESPESSURA DO SOLO HIDROLÓGICO

Com base nas considerações de Hoover e Hursh (1943), e posteriormente Price (2011), verifica-se a necessidade da análise do fator espessura do solo isoladamente no balanço hídrico.

Com o intuito de avaliar diretamente o efeito da espessura do solo, foram simulados dois cenários variando a espessura do solo hidrológico utilizado nas simulações anteriores aumentando sua dimensão na proporção de 50%, caracterizando um Cenário de Solos Profundos (CSP), e outro cenário diminuindo sua dimensão na proporção de 50%, definindo um Cenário de Solos Rasos (CSR).

Com relação ao desempenho das simulações dos cenários simulados, verifica-se que as simulações realizadas com CSP apresentaram melhor performance geral quando comparado aos resultados de CSR.

A FIGURA 27a e FIGURA 27b demonstram *Eff* para as simulações de CSR e CSP, respectivamente. Verifica-se que para CSR, diferentemente da Simulação realizada anteriormente, os eventos de menor umidade antecedente não apresentaram tendência definida, apresentando *Eff* entre -12,12 e 0,57 com média -

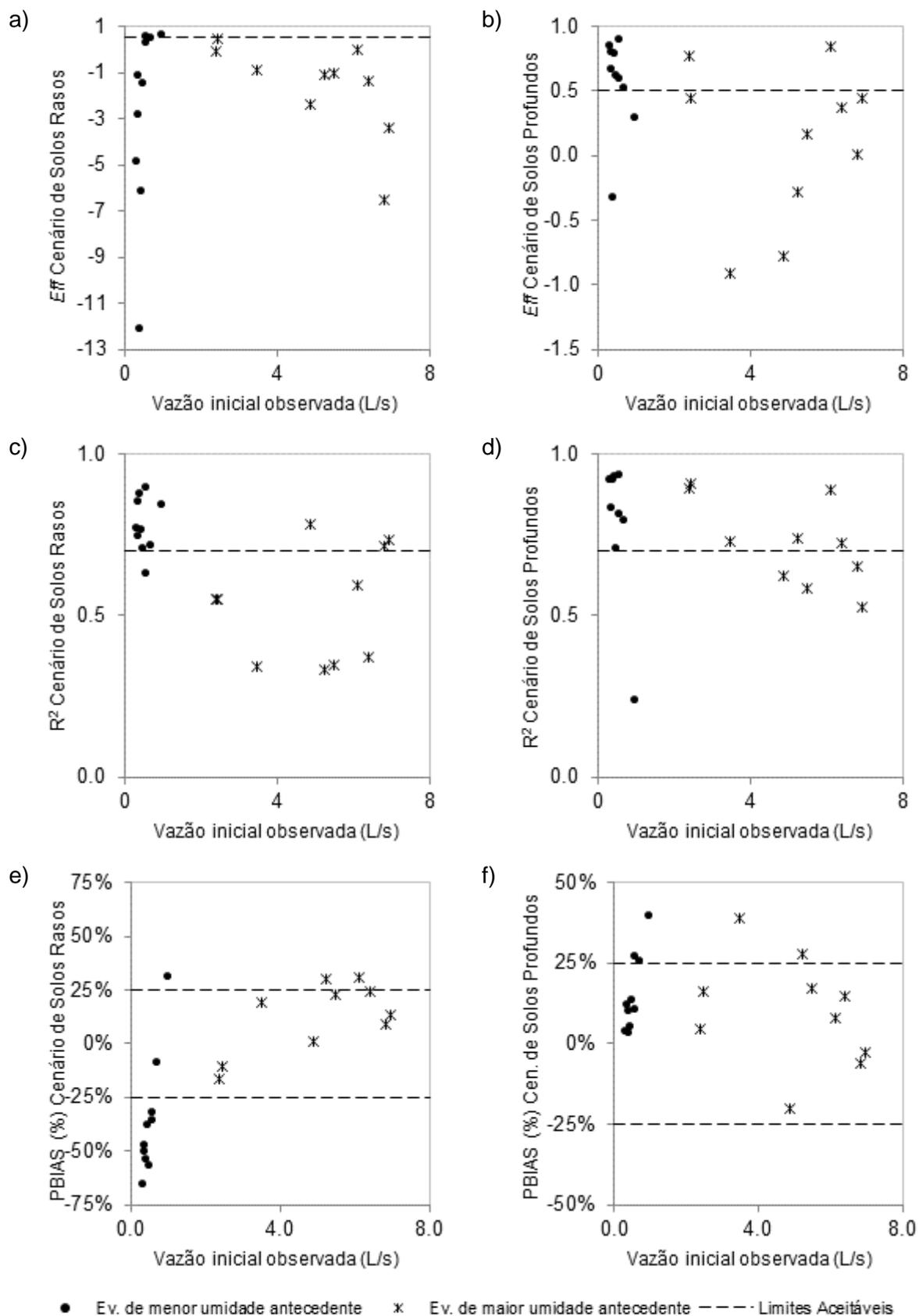
2,69. As simulações de CSR para os eventos de maior umidade antecedente apresentaram tendência de decréscimo de qualidade das simulações na medida em que aumentaram as vazões iniciais dos eventos simulados. Os valores situam-se entre -6,53 e 0,45, com média de -1,63.

As simulações realizadas com CSP apresentaram menores variações de *Eff*. Nos eventos de menor umidade antecedente os valores apresentaram-se com mínimo de -0,33 e máximo de 0,90, com média de 0,57. Indicando, de maneira geral, boa performance das simulações em reproduzir o hidrograma observado na bacia. Nos eventos de maior umidade antecedente, assim como verificou-se nas simulações anteriores, houve queda de desempenho com valores entre -0,91 e 0,85 e média de 0,11.

Do ponto de vista da variância dos dados, observa-se na FIGURA 27d que os valores de R^2 para CSR apresentam-se entre 0,63 e 0,89, com média de 0,78 para os eventos de menor umidade antecedente. As simulações com eventos de maior umidade antecedente resultaram valores entre 0,33 e 0,78 com média de 0,53. No CSP, as simulações dos eventos de menor magnitude resultaram valores entre 0,23 e 0,93 com média 0,80. Nos eventos de maior umidade antecedente os valores variam entre 0,53 e 0,91, com média 0,73, indicando que sob este aspecto, as simulações com CSP apresentam bons resultados tanto para eventos mais secos quanto para os mais úmidos (FIGURA 27e).

As simulações com CSR para os eventos de menor umidade antecedente apresentaram tendência a superestimar os volumes escoados na bacia do rio Saci. Os valores de PBIAS nestes eventos situam-se entre -65,66% e 30,68%, com média de -36,04. Ressalta-se que apenas uma simulação apresentou valor positivo neste quesito, evidenciando que os valores de vazão simulando foram maiores do que os observados. Por outro lado, nos eventos de maior umidade antecedente a maioria das simulações apresentou-se dentro da faixa de valores aceitáveis definida na bibliografia, porém, com tendência a subestimar os volumes dos eventos. Os valores de PBIAS neste caso situam-se entre -16,41% e 30,84% com média de 12,30%. (FIGURA 27f).

De maneira geral, nas simulações com CSP, verificou-se uma pequena tendência a subestimação dos dados observados, porém com a maioria dos valores permanecendo dentro da faixa de PBIAS definida como aceitável na literatura.

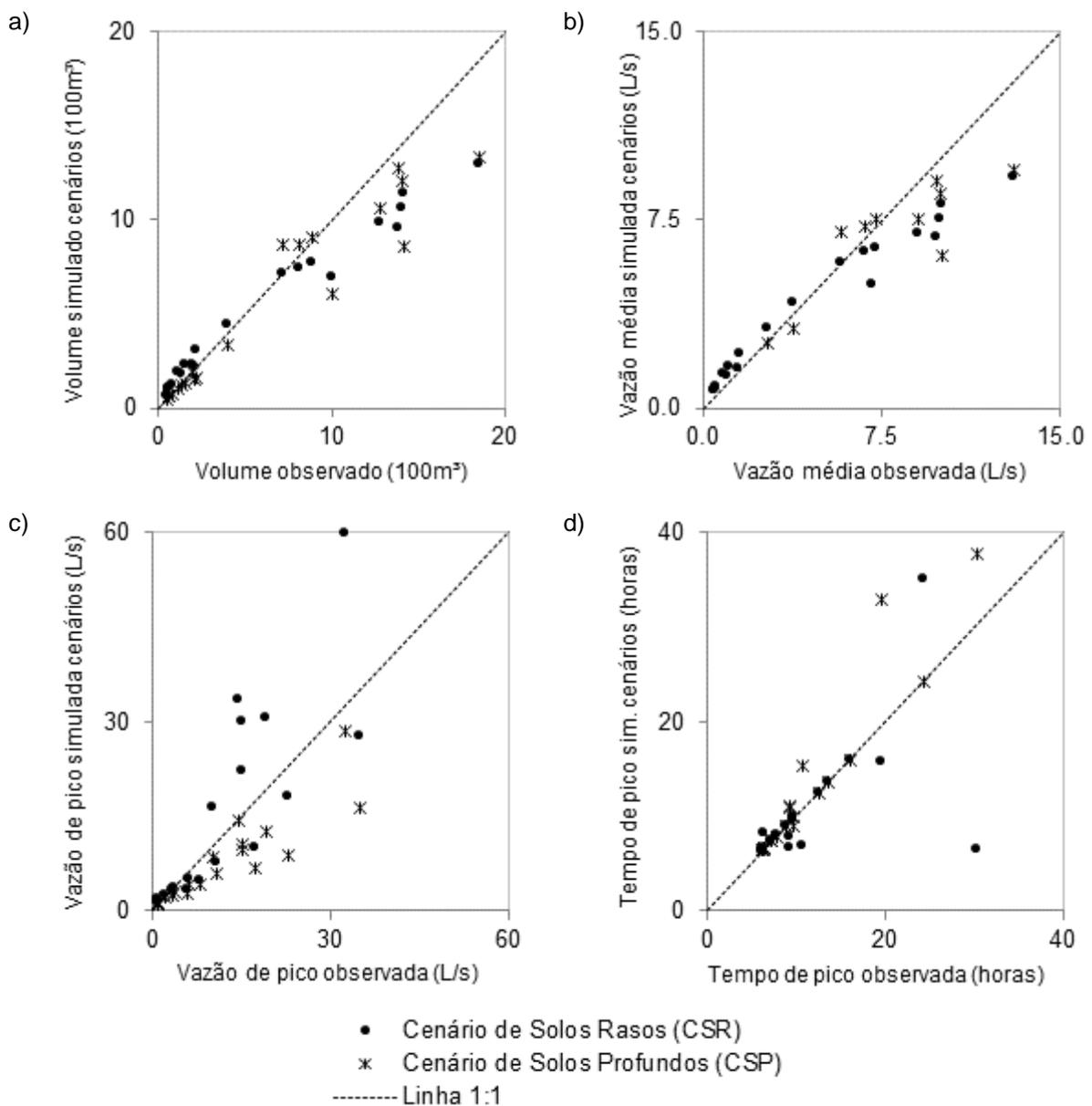


a) e b) Eff ; c) e d) R^2 ; e) e f) PBIAS em função da vazão inicial observada.

FIGURA 27 - COEFICIENTES DE AVALIAÇÃO DOS HIDROGRAMAS SIMULADOS NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) E CENÁRIO DE SOLOS PROFUNDOS (CSP)

FONTE: O Autor (2013)

Verifica-se na FIGURA 27f que nos eventos de menor umidade inicial as simulações apresentaram resultados de PBIAS entre 2,90% e 39,20% com média 14,78%. Já nos eventos de maior umidade antecedente, ainda que mantendo a mesma tendência, os valores apresentaram-se mais dispersos, com variações entre -20,23% e 39,05%, porém com média 9,78%, indicando de maneira geral uma tendência menor a subestimação dos dados observados.



a) Volume; b) Escoamento médio; c) Vazão no pico; e d) Tempo de pico.

FIGURA 28 - AVALIAÇÃO DOS HIDROGRAMAS SIMULADOS NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) E CENÁRIO DE SOLOS PROFUNDOS (CSP) POR DIFERENTES ASPECTOS
 FONTE: O Autor (2013)

Uma análise abrangendo os três indicadores de performance das simulações, aliada as comparações demonstradas na FIGURA 28 aponta para um pequeno aumento de desempenho dos resultados das simulações com CSP em relação aos hidrogramas simulados anteriormente, com a espessura original do solo hidrológico.

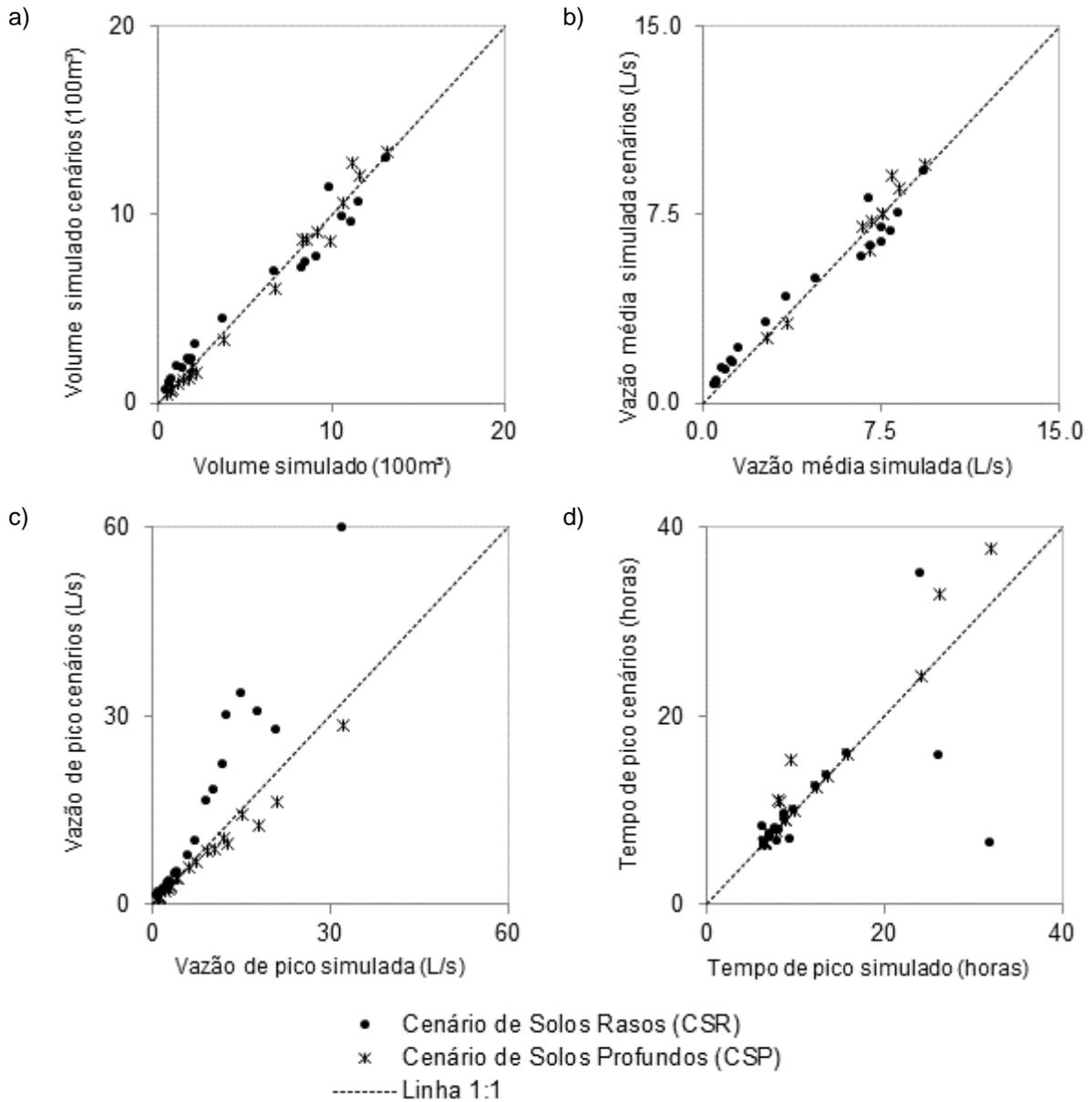
Em virtude dos erros embutidos e previamente analisados presentes nas simulações realizadas no capítulo 5.2 deste trabalho, verifica-se que a fim de avaliar as diferentes respostas do modelo em face da mudança de espessura do solo hidrológico a comparação dos resultados obtidos nos cenários deve ser realizada com os valores simulados, pois a comparação objetiva com os valores observados seria prejudicada pelos erros já citados. Inicialmente esta análise é apresentada na FIGURA 29 e TABELA 9.

A FIGURA 28a e FIGURA 28b demonstram tendências diferentes das simulações com CRS em função das vazões iniciais no início dos eventos simulados. Verifica-se que nos eventos de menor magnitude, com vazões iniciais de até 7 L/s, as simulações apresentam pequenos desvios a esquerda da Linha 1:1, demonstrando valores superiores aos simulados previamente. Porém, nos eventos com vazões superiores a este limiar, os valores simulados apresentam-se a direita da linha 1:1, explicitando tendência a subestimar os valores simulados anteriormente.

Em relação às simulações realizadas com CSP, nota-se na FIGURA 28a e FIGURA 28b que as simulações com CSP apresentam variações menores se comparados aos de CSR e valores bem ajustados à linha 1:1.

Apesar de não apresentar tendência bem definida para os eventos menores, confere-se que na medida em que as vazões iniciais simuladas aumentam, as simulações com CSP apresentam-se levemente deslocadas a esquerda da linha 1:1, com valores superiores aos previamente simulados.

Em relação às vazões de pico, a FIGURA 28c explicita comportamentos distintos para cada cenário. As simulações realizadas com solos mais rasos apresentam picos cada vez menos ajustados a linha 1:1 na medida em que a umidade antecedente dos eventos é maior. Ou seja, quanto maior for a vazão no início dos eventos, mais os picos simulados no CSR tendem a crescer proporcionalmente em relação às simulações anteriores.



a) Volume; b) Escoamento médio; c) Vazão no pico; e d) Tempo de pico.

FIGURA 29 - AVALIAÇÃO DOS HIDROGRAMAS SIMULADOS NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) POR DIFERENTES ASPECTOS
 FONTE: O Autor (2013)

TABELA 9 - CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS SIMULAÇÕES REALIZADAS NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) E CENÁRIO DE SOLOS PROFUNDOS (CSP)

Ev	Q média (L/s)		Q Máxima (L/s)		Volume (m³)		T Pico (h)		A Saturada (%)		Eff ₁		R ² ₁		PBIAS ₁	
	CSR	CSP	CSR	CSP	CSR	CSP	CSR	CSP	CSR	CSP	CSR	CSP	CSR	CSP	CSR	CSP
1	0.84	0.50	1.51	1.03	118.73	71.14	9.50	9.00	4.54	0.09	-2.88	0.80	0.74	0.92	-50.3%	9.9%
2	0.77	0.53	1.39	1.03	63.07	43.45	7.33	7.33	4.28	0.09	-6.15	0.78	0.76	0.93	-38.2%	4.8%
3	1.30	0.88	3.53	3.18	183.59	124.58	8.00	7.83	3.67	0.97	0.53	0.90	0.89	0.93	-32.3%	10.2%
4	1.58	1.08	3.35	2.75	223.16	152.60	16.00	16.00	4.05	1.55	0.49	0.52	0.71	0.79	-9.2%	25.3%
5	0.72	0.46	1.75	1.23	98.94	62.43	10.00	10.00	3.34	0.09	-12.12	-0.33	0.87	0.92	-53.9%	2.9%
6	0.73	0.43	1.49	1.23	103.47	60.10	8.17	6.50	3.34	0.09	-4.92	0.85	0.77	0.92	-65.7%	3.8%
7	1.62	0.97	3.34	2.48	228.98	136.66	35.00	24.17	4.10	0.09	-1.18	0.67	0.85	0.83	-48.0%	11.7%
8	1.32	0.73	2.52	2.04	186.27	102.81	12.50	12.50	4.80	0.09	-1.51	0.61	0.71	0.70	-57.1%	13.3%
9	2.16	1.16	4.70	4.06	304.05	163.31	13.67	13.67	3.70	1.21	0.27	0.59	0.63	0.81	-36.3%	26.8%
10	4.94	4.33	9.92	6.83	696.69	611.02	15.67	32.83	15.20	4.26	0.57	0.28	0.84	0.23	30.7%	39.2%
11	3.18	2.61	5.18	4.31	230.99	189.75	9.00	9.00	12.20	3.95	-0.07	0.77	0.55	0.89	-16.4%	4.4%
12	4.18	3.17	7.68	6.01	446.63	338.40	6.67	6.67	15.40	3.99	0.45	0.44	0.55	0.91	-10.4%	16.3%
13	8.08	6.11	18.10	8.68	1138.69	861.62	6.50	37.67	55.80	6.46	-0.89	-0.91	0.34	0.73	19.5%	39.1%
14	6.78	9.02	59.79	28.39	955.74	1271.84	7.17	7.50	90.40	10.90	0.01	0.85	0.59	0.89	30.8%	8.0%
15	6.22	7.24	16.43	8.46	743.18	863.99	6.50	6.50	88.30	10.10	-6.53	0.00	0.71	0.65	8.7%	-6.2%
16	6.98	7.50	22.18	10.47	984.50	1057.11	6.83	15.33	80.20	8.76	-1.03	0.16	0.35	0.58	22.9%	17.2%
17	7.56	8.54	30.52	12.70	1066.36	1204.02	6.67	11.17	97.60	11.30	-1.38	0.37	0.37	0.73	24.3%	14.5%
18	6.34	7.50	29.99	9.58	768.99	909.51	6.33	6.50	91.10	10.50	-3.39	0.45	0.73	0.53	13.0%	-2.9%
19	5.76	6.99	33.53	14.19	712.47	863.50	6.33	6.67	58.20	7.49	-2.41	-0.78	0.78	0.62	0.8%	-20.2%
20	9.19	9.48	27.50	16.29	1295.88	1336.87	7.83	10.83	98.40	12.50	-1.08	-0.28	0.33	0.74	29.8%	27.6%

¹ As análises de eficiência do modelo, calculadas a partir de *Eff*, *R*² e *PBIAS* referem-se a comparações com os valores observados, e não aos simulados, como os demais dados apresentados na TABELA 9.

FONTE: O Autor (2013)

Tendência oposta se verifica para as simulações realizadas com CSP. Na medida em que os eventos iniciam com maiores valores de umidade antecedente, as simulações com CSP tendem a diminuir proporcionalmente os picos simulados neste cenário em relação às simulações anteriores, posicionando os valores a direita da linha 1:1 (FIGURA 29c).

As simulações do CSR não apresentam tendência definida em relação a comparação com os tempos de pico simulados anteriormente. Porém, destacam-se dois eventos com grandes desvios à direita da linha 1:1, indicando que o pico, nestes casos foi simulado com tempo significativamente inferior em comparação com a simulação prévia (FIGURA 29d).

Os tempos de pico obtidos nas simulações com CSP se assemelham aos valores das simulações anteriores. Portanto apresentam-se bem ajustados a linha 1:1. Porém, nota-se tendência de atraso nos picos para os maiores eventos simulados (FIGURA 29d).

Estas diferenças são decorrentes das diferenças no armazenamento dos solos simulados nos dois cenários. No CSR, os solos possuem menor capacidade de armazenamento, saturando-se mais rapidamente e conseqüentemente os hidrogramas são constituídos por grandes volumes de escoamento superficial. Nas simulações com CSP, ocorre o princípio inverso. Solos mais espessos apresentam mais capacidade de armazenamento e transmissividade, conseqüentemente menores volumes de escoamento superficial são produzidos. Como o escoamento pela superfície é significativamente mais rápido do que o escoamento no solo, alguns picos dos hidrogramas de CSR ocorrem antes dos picos dos hidrogramas CSP.

Esta dinâmica fica evidenciada na FIGURA 34, que explicita as tendências opostas de saturação do solo para os cenários analisados. Enquanto as simulações com CSR superestimam as áreas saturadas, as simulações de CSP diminuem a superfície da bacia que apresenta saturação.

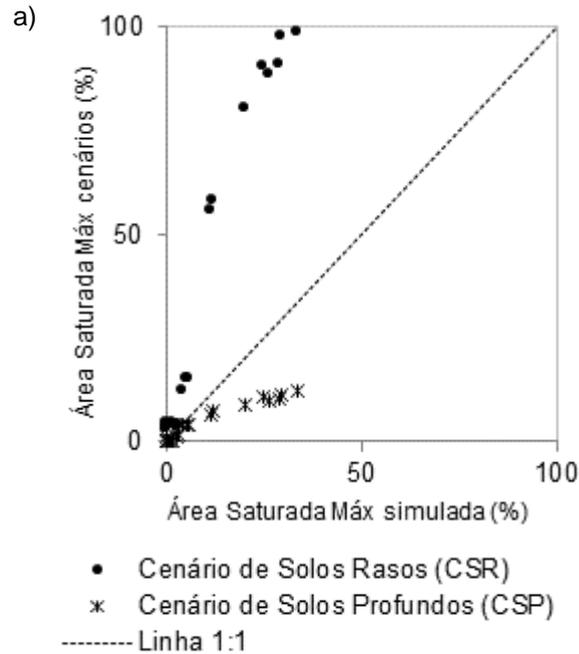


FIGURA 30 - EVOLUÇÃO DA PROPORÇÃO DE ÁREAS SATURADAS SIMULADAS NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) E CENÁRIO DO SOLOS PROFUNDOS (CSP)
 FONTE: O Autor (2013)

Conforme abordado anteriormente, a diminuição da espessura do solo implica em um menor volume de armazenamento disponível e menor transmissividade. De maneira objetiva, o fato de diminuir o solo hidrológico em 50% conduz a uma diminuição de mesma magnitude na transmissividade média da bacia. Comparativamente, o aumento da espessura do solo implica consequentemente em aumento do armazenamento máximo disponível e transmissividade média da bacia.

Assim, a transmissividade média da bacia no Cenário com Solos Rasos é de 4,69 m²/dia e no Cenário com Solos Profundos de 15,03 m²/dia, enquanto que a transmissividade média nas simulações pretéritas é de 9,38 m²/dia.

Estas diferenças de capacidade de armazenamento e transmissividade implicam em diferentes respostas dos hidrogramas simulados. Além das análises já demonstradas na FIGURA 32 e FIGURA 34, é possível avaliar individualmente em exemplos representativos as variações nos hidrogramas simulados para cada cenário.

A FIGURA 31 apresenta a comparação entre os hidrogramas simulados na etapa anterior e os hidrogramas simulados nos cenários de espessura do solo hidrológico modificada no evento 07. Conforme avaliado anteriormente, trata-se de um evento de menor umidade antecedente no qual a simulação com espessura do

solo original apresentou bons resultados na reprodução do comportamento médio da bacia.

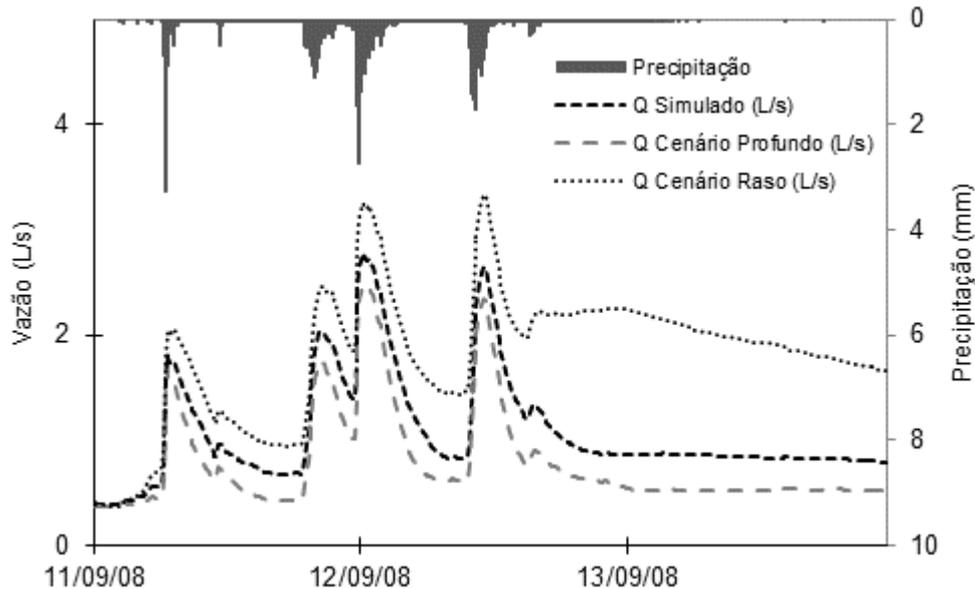


FIGURA 31 – SIMULAÇÃO DO EVENTO 07 NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) E CENÁRIO DE SOLOS PROFUNDOS (CSP)
 FONTE: O Autor (2013)

Em relação aos cenários abordados, verifica-se que a simulação CSR resultou num hidrograma com vazões constantemente superiores ao simulado anteriormente. Esta tendência evidencia a discussão a respeito da FIGURA 29 e da transmissividade do solo.

A implementação da simulação com o solo mais raso diminui a transmissividade, conseqüentemente, satura uma área maior do que o solo de espessura ampliada (FIGURA 30 e FIGURA 32). Como consequência, produz picos maiores e no final dos eventos pequenos ainda há contribuição do escoamento superficial para o hidrograma.

Os solos mais profundos aumentam a transmissividade do solo e diminuem a saturação de áreas. Por isso, os picos ficam menores, pois o escoamento pelo solo é mais lento do que o escoamento superficial. Então, nos eventos com menor umidade inicial armazenada, o pico é reduzido, e ao fim do evento, a vazão é toda subsuperficial. Por isso apresenta vazões ao fim do evento menores do que as simulações com solos mais rasos.

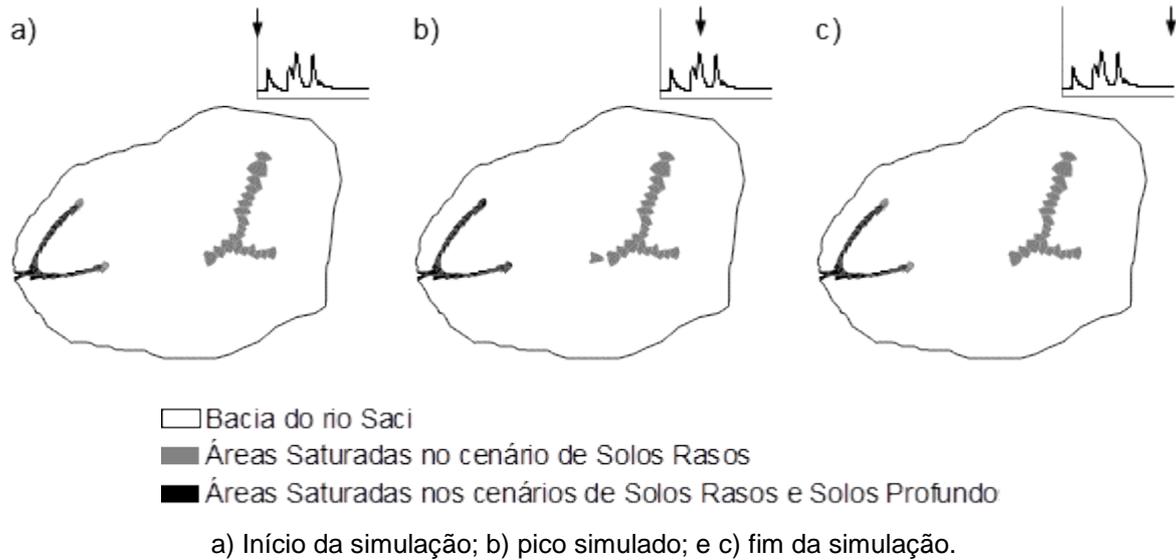


FIGURA 32 - EVOLUÇÃO DAS ÁREAS SATURADAS SIMULADAS PARA O EVENTO 07 NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) E CENÁRIO DE SOLOS PROFUNDOS (CSP)
 FONTE: O Autor (2013)

A FIGURA 33 apresenta a comparação das simulações realizadas com cenários de espessura do solo hidrológico para o evento 14, classificado previamente como um evento de maior umidade antecedente.

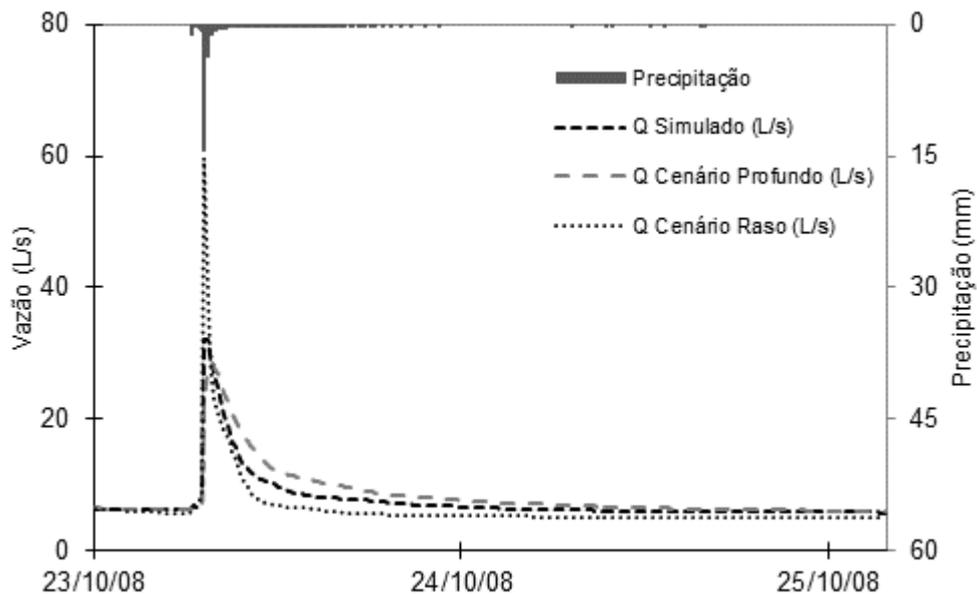


FIGURA 33 – SIMULAÇÃO DO EVENTO 14 NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) E CENÁRIO DE SOLOS PROFUNDOS (CSP)
 FONTE: O Autor (2013)

Nos eventos com maior umidade antecedente, as simulações com CSP, produzirem picos maiores em razão da maior saturação de áreas, a vazão de base

diminui significativamente, provocando recessões abruptas e resultados ruins (FIGURA 33 e FIGURA 34).

Nas simulações com CSP para os eventos maiores, os solos mais profundos diminuem a área saturada, aumentando a importância do escoamento subsuperficial, atenuando as recessões e estabilizando as vazões no fim do evento num patamar mais elevado do que com os solos rasos (FIGURA 33 e FIGURA 34).

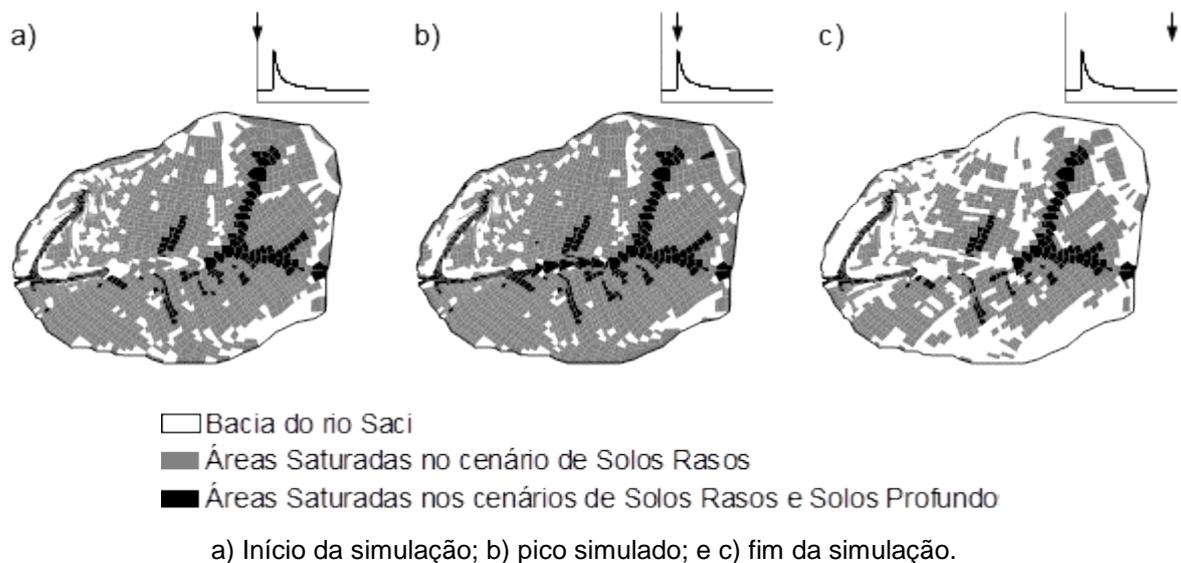


FIGURA 34 - EVOLUÇÃO DAS ÁREAS SATURADAS SIMULADAS PARA O EVENTO 14 NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) E CENÁRIO DE SOLOS PROFUNDOS (CSP)
 FONTE: O Autor (2013)

De maneira geral, conforme ilustrado na TABELA 9, nota-se que as simulações com CSR apresentam maior área saturada entre 3,3% e 15,2% da bacia nos eventos de menor umidade antecedente, e entre 12,2% e 98,4% da bacia nos eventos de maior umidade antecedente.

Em comparação as simulações realizadas com CSP apresentaram área saturada máxima variando entre 0,09% e 4,26% da bacia nos eventos de menor umidade antecedente. Enquanto que para os eventos de maior umidade antecedente estas proporções variam entre 3,95% e 12,5% da área total da bacia do rio Saci.

Para Santos (2009), nos 20 eventos aqui analisados, a bacia do rio Saci apresenta máximas áreas saturadas entre 0,5% e 13,2% do total da bacia. O autor indica ainda que nos maiores eventos desta série, as áreas saturadas excedentes à zona ripária da bacia localizam-se concentradas no talvegue principal da bacia, assim como verificado na FIGURA 34 em relação a simulação realizada com CSP.

Verifica-se que assim como demonstrado a partir da análise de performance do modelo na reprodução de hidrogramas, as simulações com solos mais espessos também apresentaram os melhores resultados quando analisados do ponto de vista da distribuição de áreas saturadas ao longo da bacia. Seja esta comparação feita em relação a todos os conjuntos de simulações apresentados neste trabalho.

Postula-se que um dos motivos para esta melhora no resultado das simulações esteja associada ao fato de o modelo negligenciar a contribuição do escoamento subterrâneo oriundo da camada rochosa.

Santos (2009) avaliado a permanência no tempo dos escoamentos a partir da separação dos hidrogramas, encontrou para a bacia do rio Saci em determinado período que o escoamento superficial ocorre em aproximadamente de 12% do tempo e o escoamento subsuperficial ocorre em aproximadamente 50% do tempo e representa 59% do escoamento total. Estes dados revelam que em metade do tempo a bacia apresenta apenas escoamento subterrâneo.

Assim em determinados eventos de precipitação, em que a umidade antecedente é baixa, a vazão inicial do evento pode ser oriunda unicamente do escoamento subterrâneo e a camada ativa de solo não apresentar saturação. Neste caso, a simulação do modelo com a espessura do solo original pode não representar adequadamente a vazão inicial ou simular uma umidade inicial da bacia mais elevada, conforme foi verificado na análise distribuída do nível freático no capítulo 5.2 deste trabalho.

Portanto, considera-se que o acréscimo efetuado na espessura do solo hidrológico no Cenário de Solos Profundos pode compensar essa limitação do modelo, conferindo maior robustez as simulações, pois a camada disponível para o armazenamento de umidade é maior, fornecendo água para o sistema bacia hidrográfica substituindo em parte o efeito da água subterrânea.

A FIGURA 35 apresenta de maneira sintetizada as variações das vazões médias e máximas obtidas nos eventos simulados entre as simulações realizadas com espessura do solo hidrológico original e as simulações realizadas com cenários de espessura dos solos modificadas.

Embora essas relações já tenham sido parcialmente explicitadas na FIGURA 29, verifica-se aqui de maneira mais eficaz a relação inversa entre umidade antecedente e os resultados obtidos os cenários de espessura do solo.

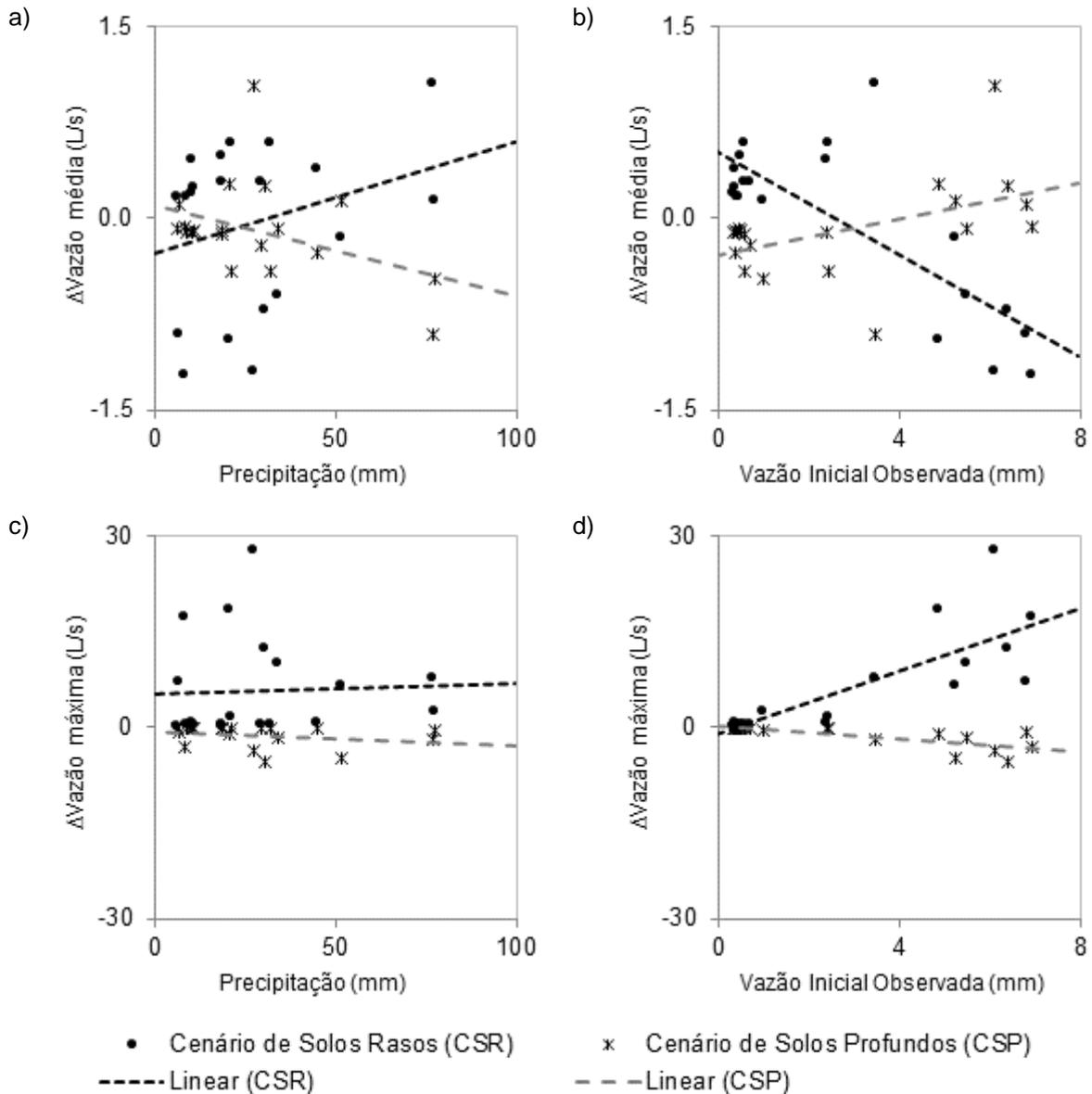


FIGURA 35 – AVALIAÇÃO DAS VARIAÇÕES ENTRE OS HIDROGRAMAS SIMULADOS COM ESPESSURA ORIGINAL E SIMULADOS NO CENÁRIO DE SOLOS RASOS (CSR) E CENÁRIO DE SOLOS PROFUNDOS (CSP)
 FONTE: O Autor (2013)

A FIGURA 35a demonstra que na medida em que aumentam os volumes precipitados, as simulações realizadas com menor espessura do solo hidrológico tendem a apresentar maiores vazões médias em relação aos eventos simulados anteriormente com espessuras inalteradas. Contrariamente, as simulações com solos mais espessos apresentam tendência oposta.

Esta relação se justifica no fato de que solos menos espessos apresentam menores capacidades de armazenamento, quando expostos a maiores precipitações tendem a saturar mais rapidamente produzindo maiores volumes de escoamento superficial nos eventos. Em contraponto, solos mais espessos estão relacionados ao

processo inverso. Com maiores capacidades de armazenamento e transmissividade, os solos mais espessos tendem a armazenar maiores volumes de água precipitada, fazendo com que a relação com os eventos simulados anteriormente apresente variações negativas na medida em que as alturas precipitadas aumentem.

Esta relação é válida na ocorrência de eventos de precipitação, ressalta-se que de acordo com a literatura, nos períodos de estiagem a tendência é oposta. Solos mais espessos tendem a propiciar escoamentos de base maiores do que solos mais rasos (DUNNE, 1978; HOOVER e HURSH, 1943; SAYAMA *et al.*, 2011).

Em relação à umidade antecedente, demonstrada pela vazão no início dos eventos simulados, a FIGURA 35b demonstra que os solos mais rasos apresentam menores vazões médias na medida em que se encontram com maior umidade retida no início dos eventos. Em contraponto, as simulações com solos mais espessos apresentam-se mais estáveis, porém com tendência inversa.

Explicam-se estas relações mais uma vez com base no armazenamento máximo disponível em cada cenário. Solos menos espessos têm capacidades de armazenamento de água reduzidas. Portanto, quanto maior for a umidade no início dos eventos, menor será a altura precipitada que será armazenada no perfil do solo, produzindo grandes volumes de escoamento superficial, gerando grandes picos (FIGURA 35d) no hidrograma, porém com recessões abruptas e baixas vazões de base. Haja vista que esta última, no caso da modelagem com o TOPOG_SBM, é oriunda exclusivamente da camada do solo hidrológico. Como solos menos espessos armazenam menores volumes e possuem menor transmissividade, as vazões correspondentes ao escoamento de base são baixas, principalmente quando comparadas ao cenário com solos mais espessos. Exatamente por este motivo se explica a relação inversa para este último cenário.

Estas relações evidenciam a importância majoritária exercida pela umidade antecedente aos eventos. Embora os volumes precipitados estejam diretamente relacionados à produção de água nas bacias, verifica-se uma relação de tendência mais acentuada de variação nas vazões médias e máximas em relação às vazões no início dos eventos (BERTHET *et al.*, 2009; BEVEN, 1989, 1993; ZEHE e BLÖSCHL, 2004).

Conclui-se que as diferenças na espessura do solo hidrológico aliam-se diferentes mecanismos de geração de escoamento dominante. Em bacias com condições de solos rasos, há tendência da dinâmica da bacia apresentar o

escoamento de retorno como mecanismo predominante de contribuição para o deflúvio. Conforme discutido, a camada hidrologicamente ativa menos espessa possui transmissividade menor, satura mais áreas e por mais tempo.

Por outro lado, solos mais espessos, conforme foram implementados no Cenário de Solos Profundos aumentam a capacidade de armazenamento de água da bacia e sua transmissividade média, fazendo com que o escoamento subsuperficial passe a ser predominante nos hidrogramas simulados.

Verifica-se também, por meio da análise da dinâmica das áreas saturadas que as condições obtidas nas simulações com solos mais espessos apresentam maior semelhança com as observações e referências da literatura para a bacia do rio Saci.

Esta relação é discutida por Dunne (1978) na FIGURA 5. Ressalta-se que esta é uma das ilustrações mais citadas em trabalhos de hidrologia, pois se trata de uma síntese abrangente e de fácil compreensão das condições ambientais determinantes para a ocorrência dos mecanismos de geração de escoamento. Entretanto, maior ênfase tem sido dada a análise horizontal do esquema proposto por Thomas Dunne, analisando principalmente o efeito de cenários de uso do solo no balanço hídrico Price (2011).

Para Dunne (1978), em bacias com altas taxas de infiltração e solos mais espessos, o escoamento subsuperficial costuma contribuir para o hidrograma de maneira menos efetiva em eventos de menor magnitude. Em eventos de maior magnitude, o escoamento subsuperficial contribui de maneira relevante para o hidrograma, chegando a ter participação no pico dos eventos.

O escoamento de retorno e a precipitação direta sobre áreas saturadas contribuem para o escoamento da bacia de maneira mais rápido do que o escoamento subsuperficial. As áreas saturadas tendem a se expandir mais rapidamente em solos com menor capacidade de drenagem, ao passo que solos melhores drenados atenuam este efeito, concentrando áreas saturadas em locais côncavos e com grandes áreas de contribuição, normalmente nos talvegues das bacias.

Em virtude da diferença na velocidade em que o escoamento superficial e subsuperficial contribuem para o escoamento no exutório das bacias hidrográficas, o escoamento subsuperficial tem uma importância menor na ascensão dos hidrogramas e maior influência durante a fase de recessão. Canais alimentados por solos rasos e com baixa capacidade de drenagem tendem a apresentar rápida diminuição de vazão

após as precipitações, enquanto que canais circundados por solos melhores desenvolvidos tendem a apresentar recessões atenuadas.

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES FINAIS

A utilização de um modelo complexo e distribuído mostrou ser uma boa ferramenta para a análise de diferentes respostas hidrológicas frente as propostas de cenários incluídas neste trabalho.

A aplicação do modelo TOPOG_SBM apresentou performance variável em função da umidade antecedente dos eventos simulados. Nas simulações de eventos com vazão inicial igual ou inferior a 1 L/s o modelo foi capaz de simular adequadamente o comportamento médio da bacia. Nas simulações de eventos com vazão inicial superiores ao limiar citado, o modelo apresentou significativa queda de desempenho. Esta inabilidade de simular eventos de maior magnitude está relacionada a presença de caminhos preferenciais de escoamento localizados no talvegue da bacia e que são ativados somente nestes eventos de maior umidade antecedente. Como o TOPOG_SBM é baseado na teoria originária do modelo TOPMODEL, sua premissa básica é de que a capacidade do escoamento subsuperficial decresce uniformemente na profundidade do solo, ou seja, o escoamento por caminhos preferenciais próximos da superfície não é contemplado pelas premissas do modelo.

Em relação a influência da discretização da umidade antecedente na modelagem, verificou-se que num modelo distribuído como o TOPOG_SBM é fundamental a determinação da umidade antecedente pelo método contínuo, que fornece valores distribuídos ao longo da bacia, propiciando uma atividade de modelagem mais próxima da realidade.

Os cenários de espessura do solo hidrológico demonstraram que solos menos espessos tendem a apresentar maiores áreas saturadas, picos mais elevados de vazão e recessões mais abruptas, enquanto que solos mais espessos tendem a armazenar maiores volumes de água, diminuindo e atrasando os picos nos hidrogramas e propiciando recessões atenuadas.

Verificou-se por fim, em todas as etapas realizadas a presença de limiares de umidade antecedente que exercem influência direta nos processos simulados e observados.

De maneira geral, os resultados obtidos neste trabalho alinham-se os resultados e revisões presentes na literatura.

Recomenda-se a fim de ampliar os conhecimentos a respeito dos mecanismos de geração de escoamento a simulação dos processos aqui detalhados com a inclusão do escoamento por caminhos preferenciais. Ademais, se recomenda a avaliação separada dos volumes escoados por superfície e subsuperfície, haja vista que por uma limitação do modelo neste trabalho utilizado, esta análise individualizada não foi possível de ser realizada.

REFERÊNCIAS

ABBOTT, M. B.; BATHURST, J. C.; CUNGE, J. A.; O'CONNELL, P. E.; RASMUSSEN, J. An introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: Hystory and plylosophy of a physically-based, distributed modelling system. **Journal of Hydrology**, v. 87, p. 45–59, 1986.

ALI, G.; L'HEUREUX, C.; ROY, A. G.; TURMEL, M.; COURCHESNE, F. Linking spatial patterns of perched groundwater storage and stormflow generation processes in a headwater forested catchment. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 25, p. 3843–3857, 2011. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.8238>>. Acesso em: 25/4/2012.

ANDERTON, S. P.; LATRON, J.; GALLART, F. Sensitivity analysis and multi-response, multi-criteria evaluation of a physically based distributed model. **Hydrological Processes**, v. 16, n. 2, p. 333–353, 2002. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.336>>. Acesso em: 25/6/2012.

ANDERTON, S. P.; LATRON, J.; WHITE, S. M.; et al. Internal evaluation of a physically-based distributed model using data from a Mediterranean mountain catchment. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 6, n. 1, p. 67–83, 2002.

ARNOLD, J. G.; SRINIVASAN, R.; MUTTIAH, R. S.; WILLIAMS, J. R. Large area hydrologic modeling and assessment part I: Model development. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 34, n. 1, p. 73–89, 1998. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x/full>>. Acesso em: 16/2/2014.

BERTHET, L.; ANDRÉASSIAN, V.; PERRIN, C.; JAVELLE, P. How crucial is it to account for the antecedent moisture conditions in flood forecasting ? Comparison of event-based and continuous approaches on 178 catchments. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 13, p. 819–831, 2009.

BEVEN, K. Changing ideas in hydrology—the case of physically-based models. **Journal of hydrology**, v. 105, p. 157–172, 1989. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169489901017>>. Acesso em: 16/2/2014.

BEVEN, K. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. **Advances in Water Resources**, v. 27, n. 5, p. 577–51, 1993.

BEVEN, K. TOPMODEL : A critique. **Hydrological Processes**, v. 11, p. 1069–1085, 1997.

BEVEN, K. **Rainfall-runoff modelling : the primer**. Wiley, 2001.

BEVEN, K. Towards an alternative blueprint for a physically based digitally simulated hydrologic response modelling system. **Hydrological Processes**, v. 16, n. 2, p. 189–206, 2002. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.343>>. Acesso em: 17/7/2012.

BEVEN, K. Searching for the Holy Grail of scientific hydrology: $Q = H(S_t, R_t, \Delta t)$ as closure. **Hydrology & Earth System Sciences**, v. 10, n. 5, p. 609–618, 2006.

BEVEN, K.; BINLEY, A. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. **Hydrological processes**, v. 6, p. 279–298, 1992. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.3360060305/full>>. Acesso em: 16/2/2014.

BEVEN, K.; FEYEN, J. The Future of Distributed Modelling. **Hydrological Processes**, v. 16, n. 2, p. 169–172, 2002. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.325>>. Acesso em: 13/3/2012.

BEVEN, K.; GERMANN, P. Macropores and water flow in soils. **Water Resources Research**, v. 18, n. 5, p. 1311–1325, 1982. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/WR018i005p01311/full>>. Acesso em: 16/2/2014.

BEVEN, K.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrological Sciences Bulletin**1, v. 24, n. 1, p. 43–69, 1979.
BINLEY, A.; BEVEN, K.; ELGY, J. A physically based model of heterogeneous hillslopes 2. Effective hydraulic conductivities. **Water Resources Research**, v. 25, n. 6, p. 1227–1233, 1989.

BINLEY, A.; ELGY, J.; BEVEN, K. A physically based model of heterogeneous hillslopes: 1. Runoff production. **Water Resources Research**, v. 25, n. 6, p. 1219–1226, 1989. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/WR025i006p01219/full>>. Acesso em: 16/2/2014.

BLÖSCHL, G.; GRAYSON, R. Spatial Observations and Interpolation. In: R. Grayson; G. Blöschl (Eds.); **Spatial patterns in catchment hydrology**:

observations and modelling. 1st ed., p.17–50, 2000. Cambridge: Cambridge University Press.

CAUDURO, F. A.; DORFMAN, R. **Manual de ensaios de laboratório e de campo para irrigação e drenagem.** Porto Alegre, RS: PRONI/ IPH-UFRGS, 1986.

CHAPPELL, N. A.; BIDIN, K.; SHERLOCK, M. D.; LANCASTER, J. W. Parsimonious spatial representation of tropical soils within dynamic rainfall-runoff model. In: M. Bonell; L. A. Bruijnzeel (Eds.); **Forests, Water and People in the Humid Tropics - Past, Present and Future Hydrological Research for Integrated Land and Water Management.** 1st ed., p.756–769, 2004. Paris: Cambridge University Press. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511535666>>.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied Hydrology.** 1st ed. Boston, Massachusetts: McGraw-Hill, Inc, 1988.

CRAWFORD, N. H.; LINSLEY, R. K. **Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV.** Technical Report 39. 1966.

CSIRO (ED.). **TOPOG User Guide.** Canberra: CSIRO Land and Water, 1999.

DAVIS, S. H.; VERTESSY, R. A.; SIBERSTEIN, R. P. The sensitivity of a catchment model to soil hydraulic properties obtained by using different measurement techniques. **Hydrological Processes**, v. 13, p. 677–688, 1999. Disponível em: <[http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19990415\)13:5%3C677::AID-HYP772%3E3.0.CO;2-N/abstract](http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5%3C677::AID-HYP772%3E3.0.CO;2-N/abstract)>. Acesso em: 16/2/2014.

DAWDY, D. R.; O'DONNELL, T. Mathematical models of catchment behaviour. **Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers**, v. 91, n. (HY4), p. 123–127, 1965.

DAWES, W. R.; SHORT, D. The significance of topology for modeling the surface hydrology of fluvial landscapes. **Water Resources Research**, v. 30, p. 1045–1055, 1994.

DAWES, W. R.; ZHANG, L.; HATTON, T. J.; et al. Evaluation of a distributed parameter ecohydrological model (TOPOG_IRM) on a small cropping rotation catchment. **Journal of Hydrology**, v. 191, p. 64–86, 1997. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169496030727>>. Acesso em: 16/2/2014.

DIETRICH, W. E.; REISS, R.; HSU, M.; MONTGOMERY, D. R. A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. **Hydrological Processes**, v. 9, p. 383–400, 1995.

DOWNER, C. W.; ASCE, M.; OGDEN, F. L. GSSHA : Model To Simulate Diverse Stream Flow Producing Processes. **Journal of Hydrologic Engineering**, , n. May/June, p. 161–174, 2004.

DUNNE, T. Field studies of hillslope flow processes. In: M. J. Kirkby (Ed.); **Hillslope Hydrology**. Chichester: John Wiley & Sons. p.389, 1978.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. **Water resources Research**, v. 6, n. 5, p. 1296–1311, 1970. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/WR006i005p01296/full>>. Acesso em: 16/2/2014.

ENGMAN, E. T. Roughness Coefficients for routing surface runoff. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 112, n. 1, p. 39–53, 1986.

FREER, J.; MCDONNELL, J. J.; BEVEN, K.; et al. The role of bedrock topography on subsurface storm flow. **Water Resources Research**, v. 38, n. 12, p. 1–19, 2002. Disponível em: <<http://www.agu.org/pubs/crossref/2002/2001WR000872.shtml>>. Acesso em: 26/10/2012.

FREEZE, R. A.; HARLAN, R. L. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. **Journal of Hydrology**, v. 9, p. 237–258, 1969.

GRAYSON, R.; BLÖSCHL, G. Spatial Modelling of Catchment Dynamics. In: R. Grayson; G. Blöschl (Eds.); **Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling**. 1st ed., p.51–81, 2000. Cambridge: Cambridge University Press.

GRAYSON, R.; MOORE, I. D.; MCMAHON, T. Physically based hydrologic modeling: 1. A terrain-based model for investigative purposes. **Water Resources Research**, v. 28, n. 10, p. 2639–2658, 1992.

HARDIE, M. A.; COTCHING, W. E.; DOYLE, R. B.; et al. Effect of antecedent soil moisture on preferential flow in a texture-contrast soil. **Journal of Hydrology**, v. 398, p. 191–201, 2011. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169410007638>>. Acesso em: 9/3/2013.

HOOVER, M. D.; HURSH, C. R. Influence of topography and soil-depth on runoff from forest land. **Transactions, American Geophysical Union**, v. 24, n. 6, p. 693–698, 1943.

HUGHES, D. Hydrological models: mathematics or science? **Hydrological Processes**, v. 2201, n. June, 2010. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.7805>>. Acesso em: 25/4/2012.

HÜMANN, M.; SCHÜLER, G.; MÜLLER, C.; et al. Identification of runoff processes – The impact of different forest types and soil properties on runoff formation and floods. **Journal of Hydrology**, v. 409, n. 3-4, p. 637–649, 2011. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169411006329>>. Acesso em: 26/3/2012.

JAKEMAN, A. J.; HORNBERGER, G. M. How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model? **Water Resources Research**, v. 29, n. 8, p. 2637–2649, 1993.

JAKEMAN, A. J.; LITTLEWOOD, I. G.; WHITEHEAD, P. G. Computations of the instantaneous unit hydrograph and identifiable component flows with applications to two small upland catchments. **Journal of Hydrology**, v. 117, p. 275–300, 1990.

JETTEN, V.; GOVERS, G.; HESSEL, R. Erosion models: quality of spatial predictions. **Hydrological Processes**, v. 17, n. 5, p. 887–900, 2003. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.1168>>. Acesso em: 2/3/2012.

KAMPF, S. K. Variability and persistence of hillslope initial conditions: A continuous perspective on subsurface flow response to rain events. **Journal of Hydrology**, v. 404, p. 176–185, 2011. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169411002800>>. Acesso em: 9/3/2013.

KIM, H. J.; SIDLE, R. C.; MOORE, R. D. Shallow lateral flow from a forested hillslope: Influence of antecedent wetness. **Catena**, v. 60, n. 3, p. 293–306, 2005. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0341816204001845>>. Acesso em: 10/2/2014.

KIRCHNER, J. W. Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. **Water Resources Research**, v. 42, p. 1–5, 2006. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2005WR004362>>. Acesso em: 24/5/2014.

KITANIDIS, P.; BRAS, R. Real-time forecasting with a conceptual hydrologic model. 2. Applications and results. **Water Resources Research**, v. 16, p. 1034–1044, 1980.

KNOTTERS, M.; BIERKENS, M. Predicting water table depths in space and time using a regionalised time series model. **Geoderma**, v. 103, n. 1-2, p. 51–77, 2001. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0016706101000696>>.

MARANGON, F. H. S.; SANTOS, I. DOS; KOBİYAMA, M. Aplicação do topog na bacia experimental do rio saci. XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. **Anais...** p.1–14, 2009. Campo Grande: Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRH).

MCDONNELL, J. J. A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. **Water Resources Research**, v. 26, n. 11, p. 2821–2832, 1990. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/WR026i011p02821/full>>. Acesso em: 16/2/2014.

MCDONNELL, J. J. Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. **Hydrological Processes**, v. 17, n. 9, p. 1869–1875, 2003. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.5132>>. Acesso em: 15/3/2012.

MCDONNELL, J. J.; OWENS, J. F.; STEWART, M. K. A case study of shallow flow paths in a steep zero-order basin. **Water Resources Research**, v. 27, p. 679–685, 1991.

MCDONNELL, J. J.; SIVAPALAN, M.; VACHÉ, K.; et al. Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology. **Water Resources Research**, v. 43, p. 1–6, 2007. Disponível em: <<http://www.agu.org/pubs/crossref/2007/2006WR005467.shtml>>. Acesso em: 2/11/2012.

MOREIRA, I. A. **Modelagem hidrológica chuva-vazão com dados de radar e pluviômetros**, Curitiba, 81 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidrológica) Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2005.

MORIASI, D. N.; ARNOLD, J. G.; VAN LIEW, M. W.; et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, v. 50, n. 3, p. 885–900, 2007.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v. 10, p. 282–290, 1970.

O'LOUGHLIN, E. M. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. **Water Resources Research**, v. 22, n. 5, p. 794–804, 1986.

ORESQUES, N.; SHRADER-FRECHETTE, K.; BELITZ, K. Verification, validation, and confirmation of numerical models in the Earth sciences. **Science (New York, N.Y.)**, v. 263, n. 5147, 1994. Disponível em: <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/17747657>>.

PRICE, K. Effects of watershed topography, soils, land use, and climate on baseflow hydrology in humid regions: A review. **Progress in Physical Geography**, v. 35, n. 4, p. 465–492, 2011. Disponível em: <<http://ppg.sagepub.com/cgi/doi/10.1177/0309133311402714>>. Acesso em: 13/11/2012.

REFSGAARD, J. C. Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. **Journal of Hydrology**, v. 198, n. 14, p. 69–97, 1997. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S002216949603329X>>.

REFSGAARD, J. C. Towards a Formal Approach to Calibration and Validation of Models Using Spatial Data. In: GRAYSON, R.; BLÖSCHL, G. (Eds.); **Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling**. 1st ed., p.329–354, Cambridge: Cambridge University Press. 2000.

SANTOS, I. **Monitoramento e modelagem de processos hidrogeomorfológicos: mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica**. Santa Catarina, 167 p. Tese (Doutorado em Geografia) - Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina, Santa Catarina, 2009.

SAYAMA, T.; MCDONNELL, J. J.; DHAKAL, A.; SULLIVAN, K. How much water can a watershed store? **Hydrological Processes**, v. 25, p. 3899–3908, 2011. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.8288>>. Acesso em: 27/10/2012.

SIDLE, R. C. Field observations and process understanding in hydrology: essential components in scaling. **Hydrological Processes**, v. 20, p. 1439–1445, 2006. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.6191>>. Acesso em: 9/11/2012.

SILBERSTEIN, R. P. Hydrological models are so good, do we still need data? **Environmental Modelling & Software**, v. 21, n. 9, p. 1340–1352, 2006. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1364815205001428>>. Acesso em: 8/3/2012.

SOBIERAJ, J.; ELSENBEER, H.; COELHO, R.; NEWTON, B. Spatial variability of soil hydraulic conductivity along a tropical rainforest catena. **Geoderma**, v. 108, n. 1-2, p. 79–90, 2002. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0016706102001222>>.

STEPHENSON, G. R.; FREEZE, R. A. Mathematical simulation of subsurface flow contributions to snowmelt runoff, Reynolds Creek, Idaho. **Water Resources Research**, v. 10, n. 2, p. 284–298, 1974.

TAGUE, C. L.; BAND, L. E. Evaluating explicit and implicit routing for watershed hydro-ecological models of forest hydrology at the small catchment scale. **Hydrological Processes**, v. 15, p. 1415–1439, 2001. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.171>>. Acesso em: 21/1/2013.

TAGUE, C. L.; BAND, L. E. RHESys: Regional Hydro-Ecologic Simulation System — An Object- Oriented Approach to Spatially Distributed Modeling of Carbon, Water, and Nutrient Cycling. **Earth Interactions**, v. 8, n. 19, p. 1–42, 2004.

TAKKEN, I.; BEUSELINCK, L.; NACHTERGAELE, J.; et al. Spatial evaluation of a physically-based distributed erosion model (LISEM). **Catena**, v. 37, p. 431–447, 1999.

TESFA, T. K.; TARBOTON, D. G.; CHANDLER, D. G.; MCNAMARA, J. P. Modeling Soil Depth from Topographic and Land Cover Attributes. **Water Resources Research**, v. 45, p. 1–16, 2009.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. 1st ed. Porto Alegre, RS: UFRGS, 1998.

VÁZQUEZ, R. F.; FEYEN, L.; FEYEN, J.; REFSGAARD, J. C. Effect of grid size on effective parameters and model performance of the MIKE-SHE code. **Hydrological Processes**, v. 16, n. 2, p. 355–372, 2002. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.334>>. Acesso em: 23/7/2012.

VERTESSY, R. A.; ELSENBEER, H. Distributed modeling of storm flow generation in an Amazonian rain forest catchment : Effects of model parameterization. **Water Resources Research**, v. 35, n. 7, p. 2173–2187, 1999.

VERTESSY, R. A.; ELSENBEER, H.; BESSARD, Y.; LACK, A. Storm Runoff Generation at La Cuenca. In: R. Grayson; G. Blöschl (Eds.); **Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling**. 1st ed., v. 1, p.247–271, Cambridge: Cambridge University Press.2000.

VERTESSY, R. A.; HATTON, T. J.; BENYON, R. G.; DAWES, W. R. Long-term growth and water balance predictions for a mountain ash (*Eucalyptus regnans*) forest catchment subject to clear-felling and regeneration. **Tree physiology**, v. 16, n. 1_2, p. 221–232, 1996. Disponível em: <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/14871766>>.

VERTESSY, R. A.; HATTON, T. J.; O'SHAUGHNESSY, P. J.; JAYASURIYA, M. D. Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. **Journal of Hydrology**, v. 150, n. 2-4, p. 665–700, 1993. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/002216949390131R>>.

VERTESSY, R. A.; WATSON, F.; O'SULLIVAN, S.; et al. **Predicting water yield from mountain ash forest catchments**. Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, 1998.

WHIPKEY, R. Z. Subsurface stormflow from forested slopes. **Hydrological Sciences Journal**, v. 10, n. 2, p. 74–85, 1965. Disponível em: <<http://www.tandfonline.com/doi/pdf/10.1080/02626666509493392>>. Acesso em: 17/2/2014.

WHIPKEY, R. Z.; KIRKBY, M. J. Flow within the soil. In: M. J. Kirkby (Ed.); **Hillslope Hydrology**. p.389, Chichester: John Wiley & Sons, 1978.

ZEHE, E.; BLÖSCHL, G. Predictability of hydrologic response at the plot and catchment scales : Role of initial conditions. **Water Resources Research**, v. 40, p. 1–21, 2004.

ZHANG, L.; WALKER, G. R.; DAWES, W. R. Water Balance Modelling : Concepts and Applications. In: T. R. McVicar; L. Rui; J. Walker; R. W. Fitzpatrick; C. Liu (Eds.); **Regional Water and Soil Assessment for Managing Sustainable Agriculture in China and Australia. ACIAR Monograph, 84**. p.31–47, Canberra: ACIAR, 2002.

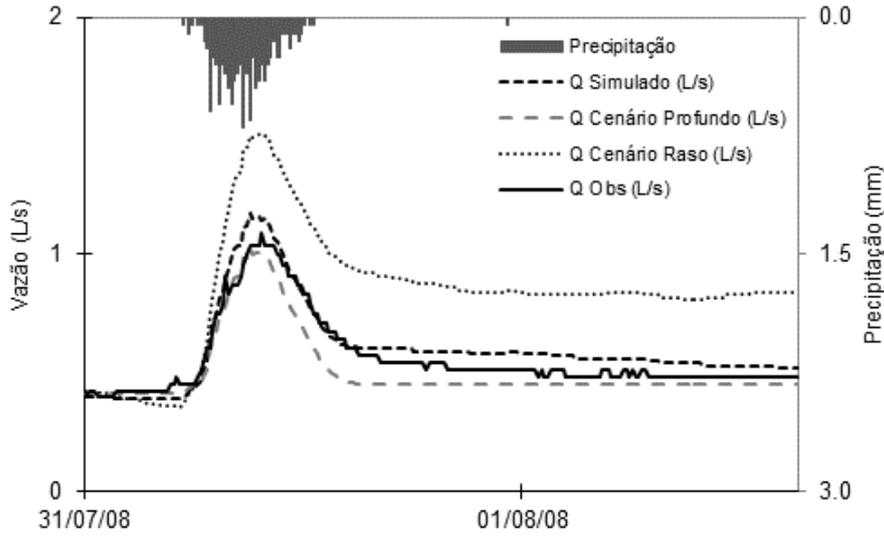
ZHU, A. X.; MACKAY, D. S. Effects of spatial detail of soil information on watershed modeling. **Journal of Hydrology**, v. 248, p. 54–77, 2001.

ZHU, T. X.; BAND, L. E.; VERTESSY, R. A. Continuous modeling of intermittent stormflows on a semi-arid agricultural catchment. **Journal of Hydrology**, v. 226, n. 1-2, p. 11–29, 1999. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169499001638>>.

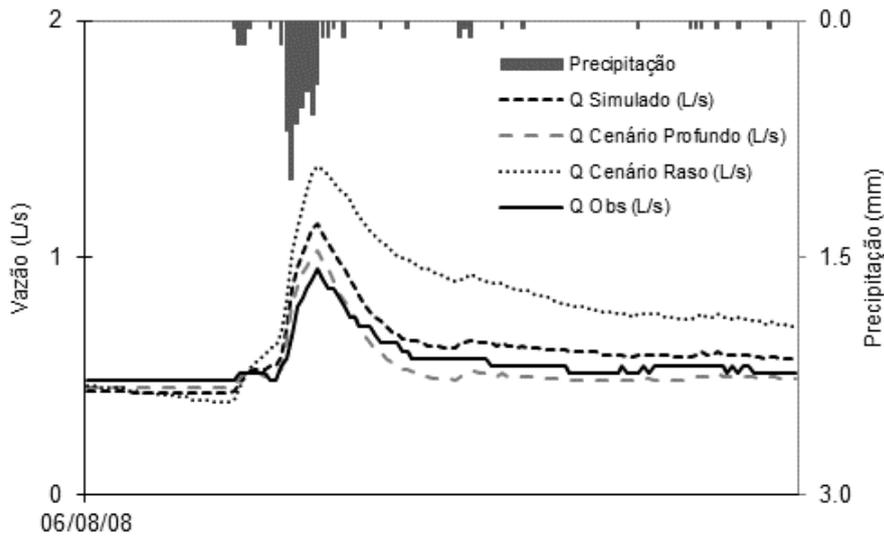
ANEXOS

Hidrogramas Observados e Simulados

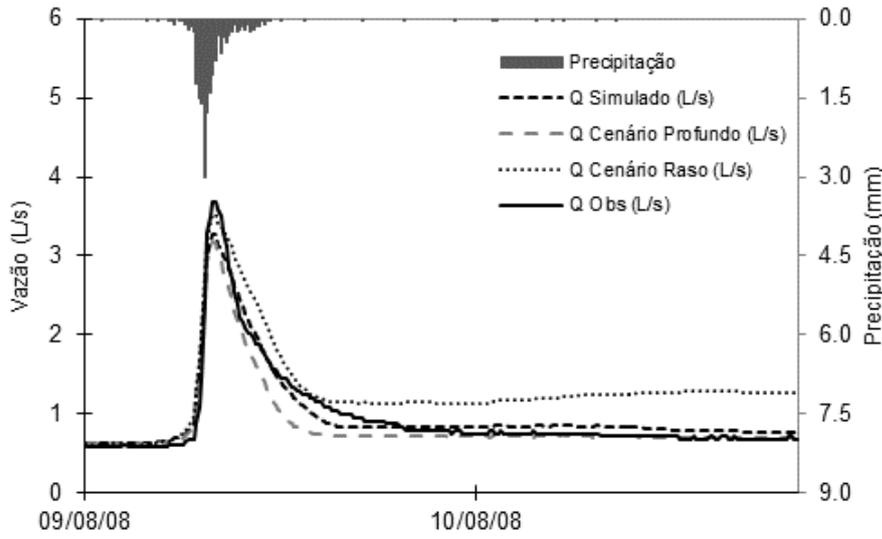
Evento 01



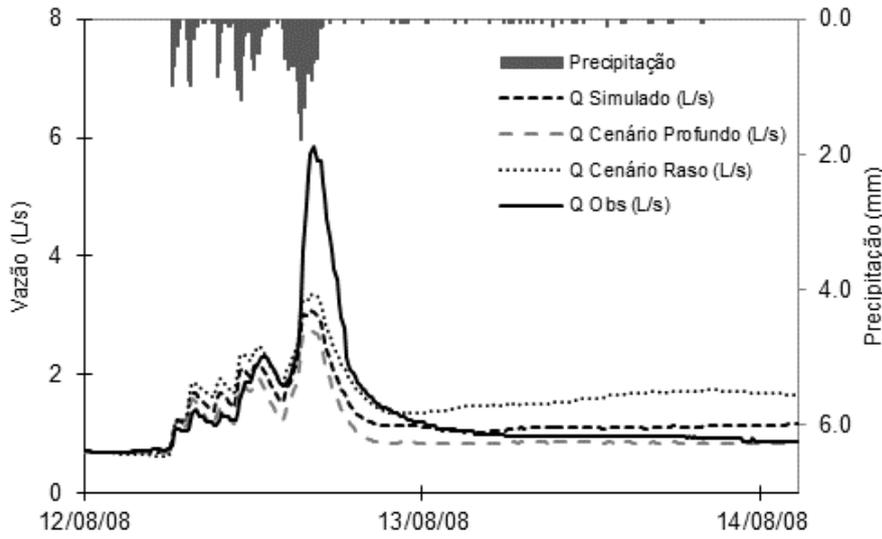
Evento 02



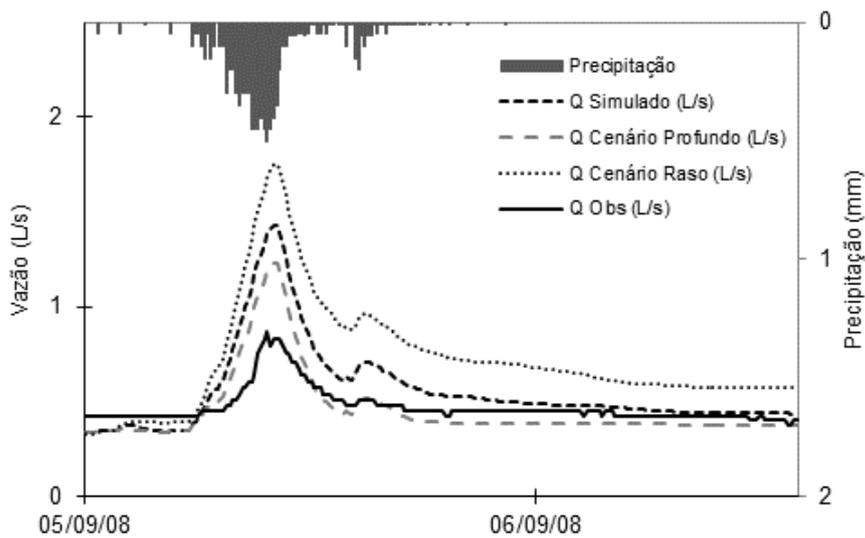
Evento 03



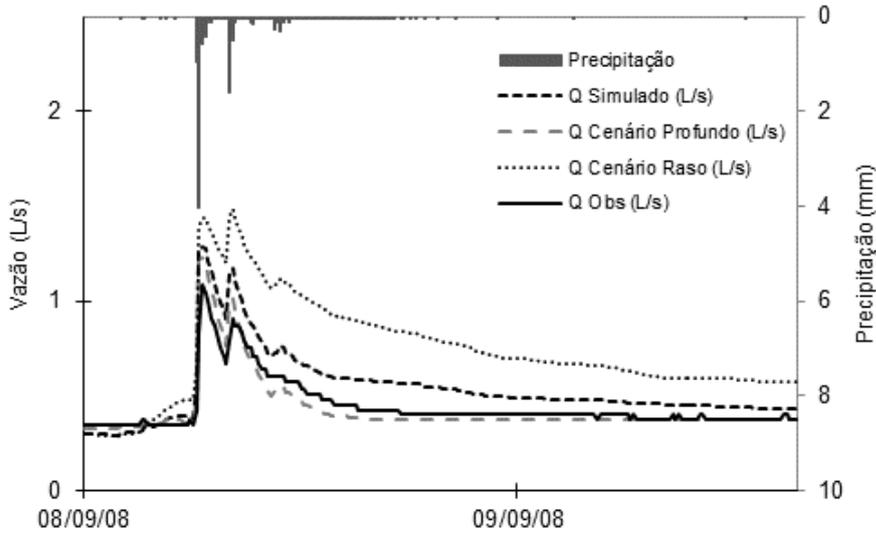
Evento 04



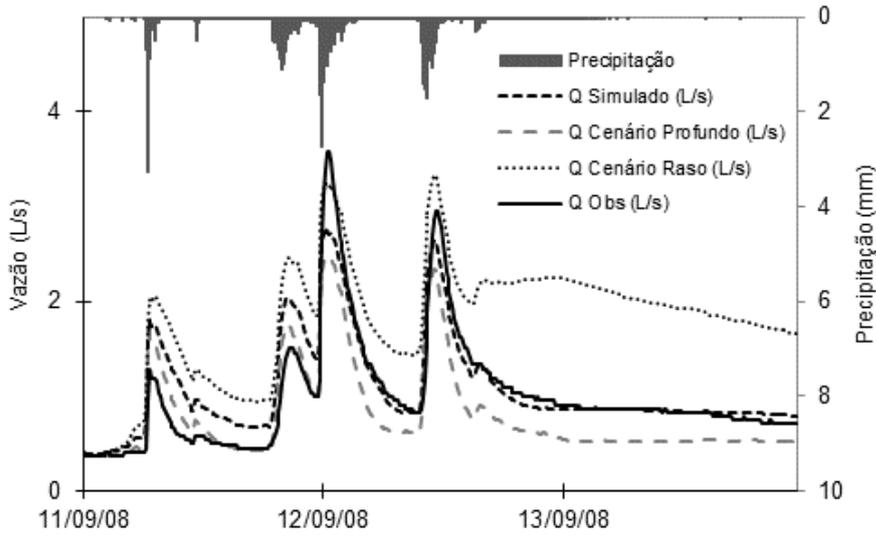
Evento 05



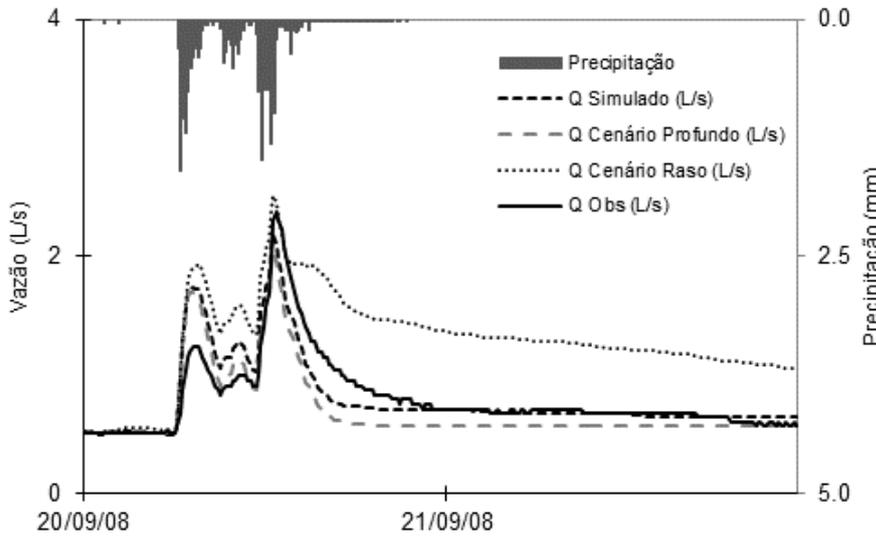
Evento 06



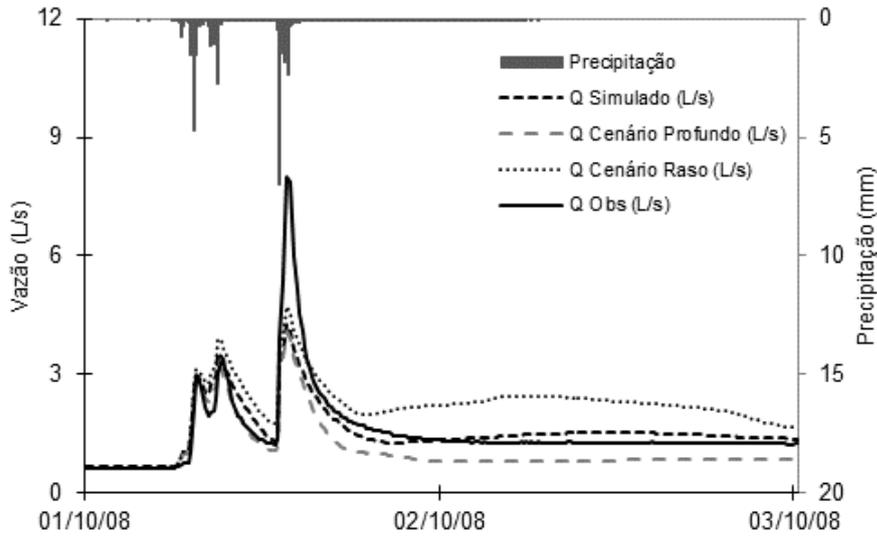
Evento 07



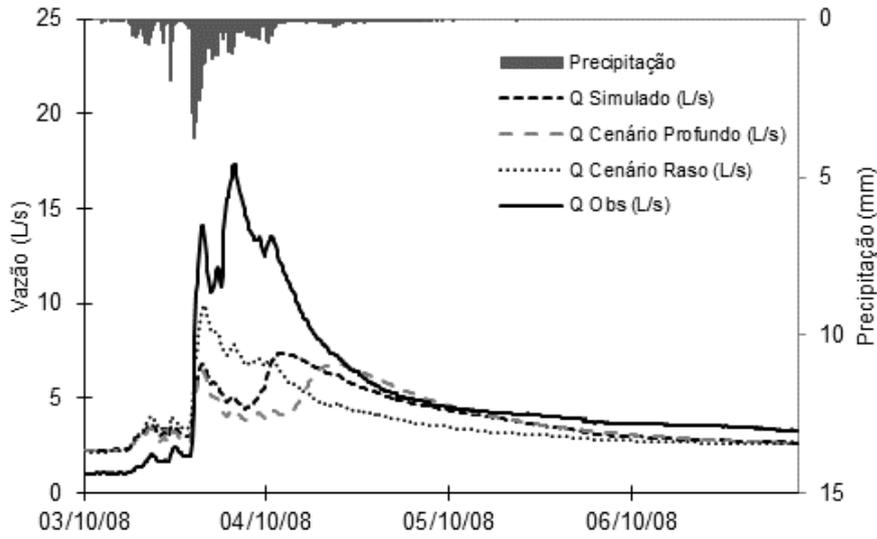
Evento 08



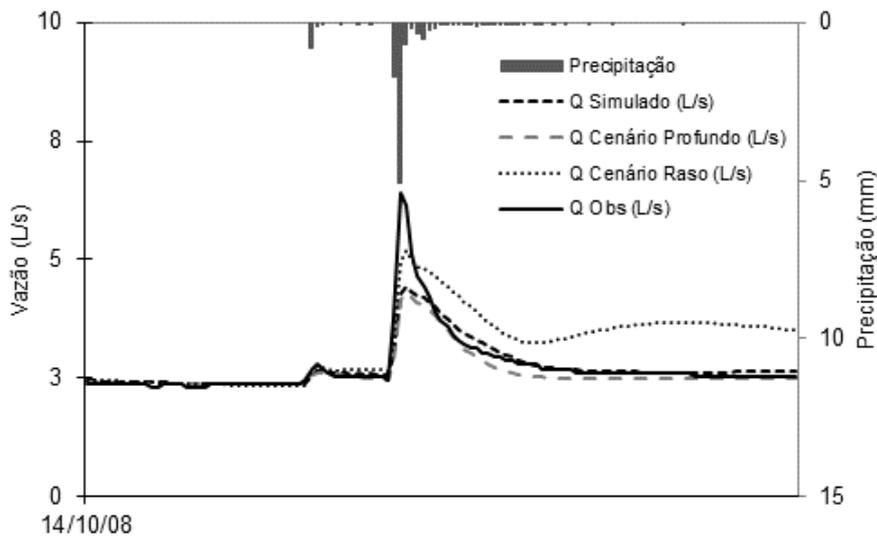
Evento 09



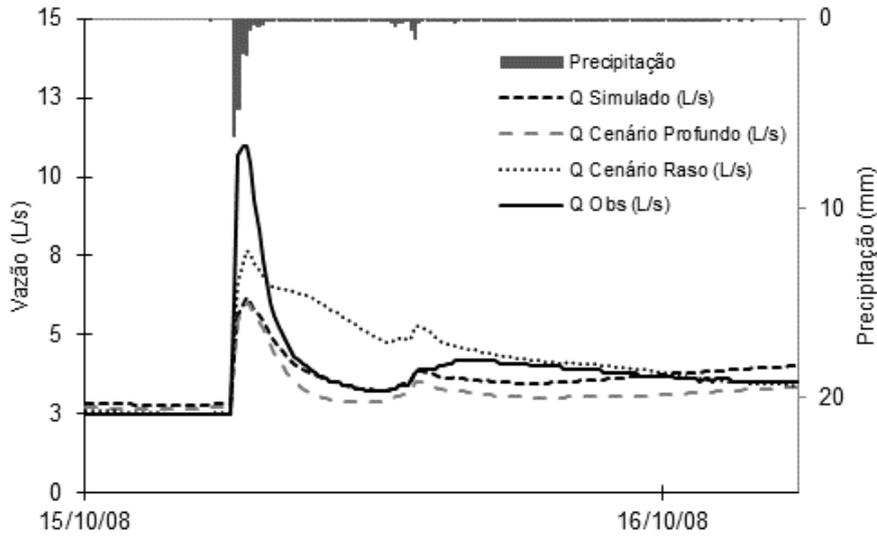
Evento 10



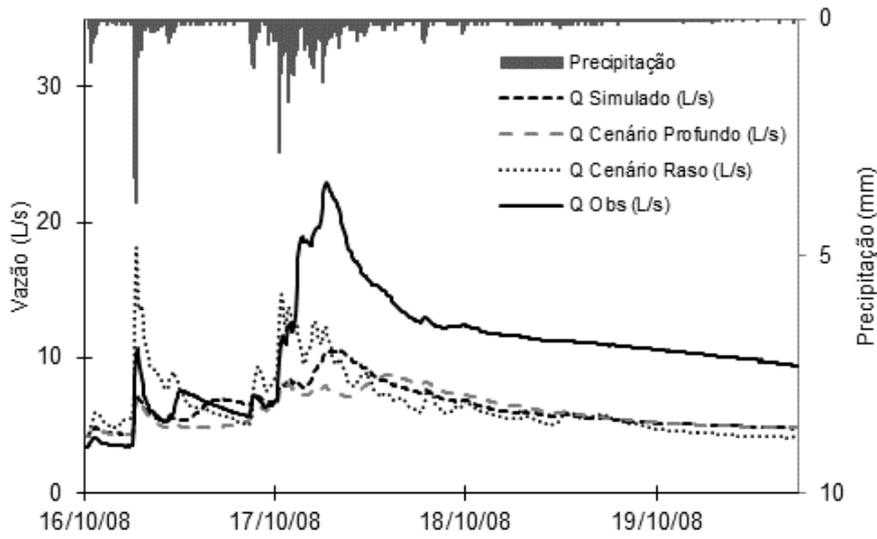
Evento 11



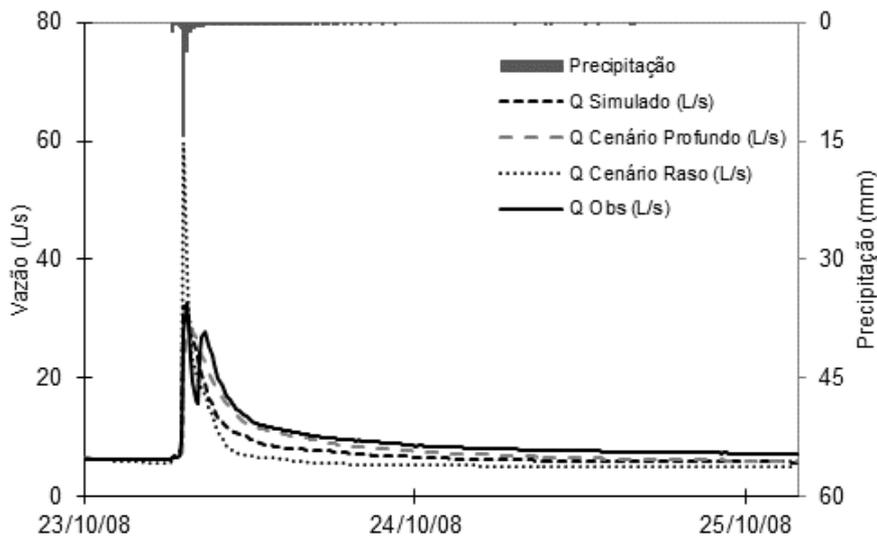
Evento 12



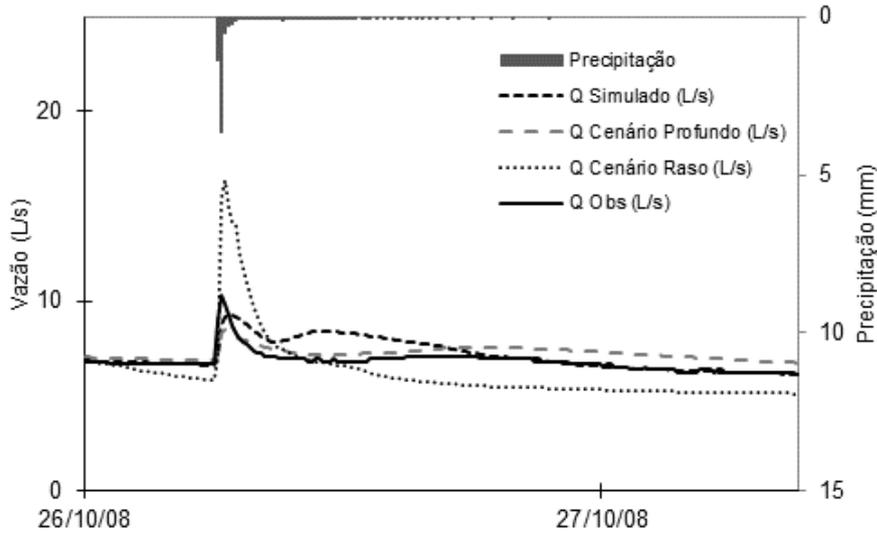
Evento 13



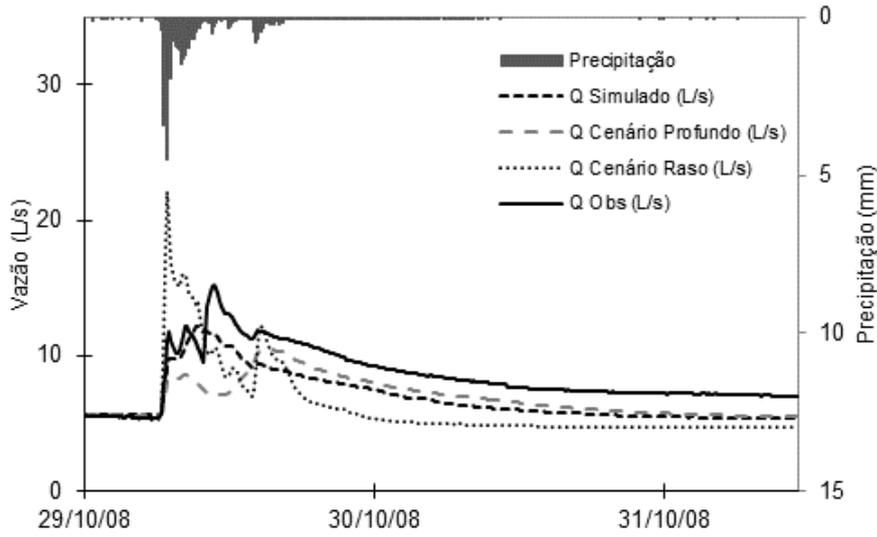
Evento 14



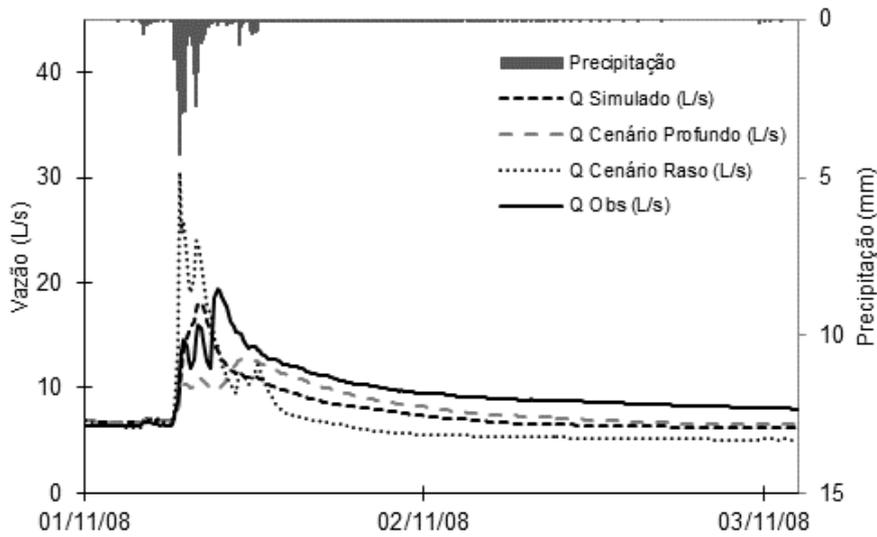
Evento 15



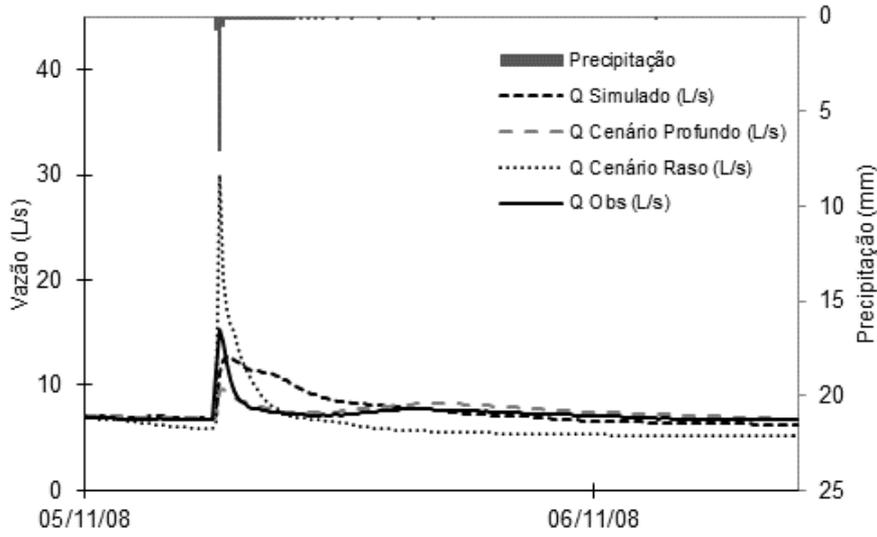
Evento 16



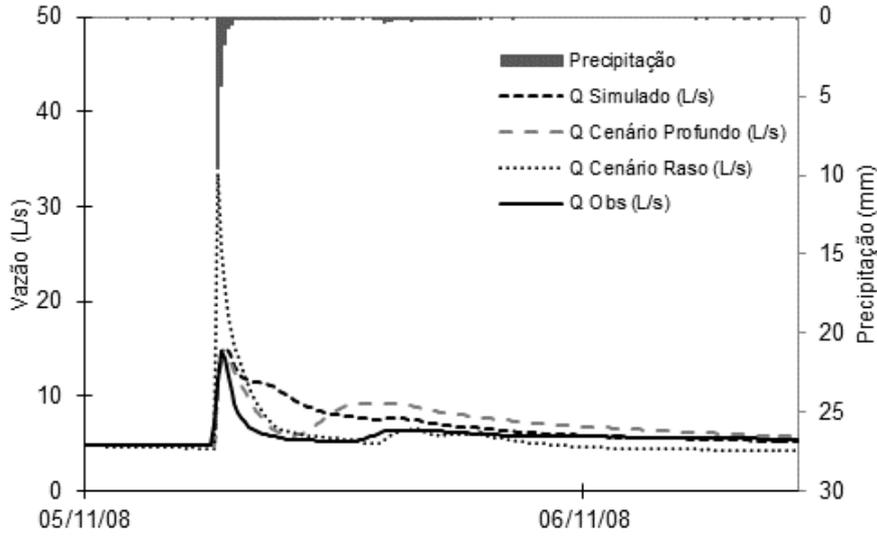
Evento 17



Evento 18



Evento 19



Evento 20

