UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

Marcos Figueiredo Salviano

Modelagem hidrológica da bacia do rio Muriaé com TOPMODEL, telemetria e sensoriamento remoto

> São Paulo 2019

MARCOS FIGUEIREDO SALVIANO

Modelagem hidrológica da bacia do rio Muriaé com TOPMODEL, telemetria e sensoriamento remoto

Versão corrigida (A versão original encontra-se disponível na unidade)

> Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho

São Paulo 2019

FOLHA DE APROVAÇÃO

SALVIANO, M.F. Modelagem hidrológica da bacia do rio Muriaé com TOPMODEL, telemetria e sensoriamento remoto. (2019). Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Aprovado em:

Banca Examinadora

Prof. Dr.	
Instituição:	
-	
Julgamento:	
egennennen	
Prof. Dr.	
Instituição:	
Julgamento:	
Prof. Dr.	
Instituição:	
Julgamento:	

À minha Família

"Escave dentro de ti. É lá que está a fonte do bem, e esta pode jorrar continuamente, se a escavares sempre." Marcus Aurelius

AGRADECIMENTOS

Quero agradecer a todas as pessoas que fizeram parte da minha vida durante estes últimos anos em São Paulo. Cada dia é um grande aprendizado e nenhum objetivo é alcançado de maneira solitária.

Gostaria de agradecer a meus pais, Adriana e Clênio, pelo apoio e por serem referências na minha vida. Também gostaria de agradecer ao restante da minha família, em especial à Daniel e Luíza, pelo companheirismo e por proporcionarem momentos de alegria nos momentos em que estivemos juntos.

Gostaria de agradecer ao Professor Doutor Augusto José Pereira Filho por aceitar o desafio de ser o meu orientador. Todos os conselhos, exigências e conhecimento compartilhado foram fundamentais, não apenas para o desenvolvimento desta dissertação, mas para a minha vida. Gostaria de estender os agradecimentos a todos os professores do IAG/USP os quais tive o privilégio de ser aluno.

Agradeço a meus amigos do IAG pela amizade e companheirismo mesmo sem eu poder estar presente de maneira constante na universidade.

Aos meus amigos da CPRM por proporcionarem tantas discussões técnicocientíficas de alto nível e pelo incentivo diário na busca pelo conhecimento.

Finalmente gostaria de agradecer à CPRM pela ajuda nos últimos 12 meses do desenvolvimento desta dissertação e por adequarem as minhas viagens de campo às demandas na universidade.

RESUMO

SALVIANO, M.F. **Modelagem hidrológica da bacia do rio Muriaé com TOPMODEL, telemetria e sensoriamento remoto**. (2019). Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Este trabalho compreende a modelagem hidrológica da bacia hidrográfica do rio Muriaé (BHRM). As simulações hidrológicas foram realizadas com o modelo hidrológico TOPMODEL com medições de precipitação de estimativa de vazão da rede telemétrica da Rede Hidrometeorológica Nacional (RHN). Utilizou-se também as respectivas estimativas de precipitação por satélite com o método CMORPH, e a análise de precipitação integrada entre a precipitação medida pela telemetria e a estimada por satélite por meio da análise objetiva estatística (ANOBES). A calibração e a validação do modelo TOPMODEL foram realizadas para eventos hidrológicos entre 2016 e 2018. A calibração do modelo TOPMODEL com as séries de dados de precipitação acima foi avaliada por meio do coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE), que variou entre 0,7 e 0,9. A validação do modelo TOPMODEL com séries independentes resultou em NSE de -0,8 a 0,3. Este resultado em grande parte se deve ao pequeno número de eventos hidrológicos desde o início das medições telemétricas na BHRM. O TOPMODEL também foi utilizado para simular vazões em séries com período anual entre 2009 e 2013. A calibração e validação com séries anuais resultaram em NSE ~ 0,6. Notadamente, as simulações com CMORPH tendem a subestimar as vazões, enquanto que com ANOBES o desempenho foi melhor, em especial para períodos de cheia. Portanto, os resultados sugerem a aplicabilidade do modelo TOPMODEL para simulações hidrológicas da Bacia do Rio Muriaé, com os melhores resultados obtidos quando a modelagem iniciou em um período de estiagem e o dado de precipitação representou a variabilidade espacial da chuva.

Palavras-chave: rio Muriaé, modelo hidrológico, TOPMODEL, CMORPH, ANOBES.

ABSTRACT

SALVIANO, M.F. Hydrological modeling of the Muriaé River Basin with TOPMODEL, telemetry and remote sensing. (2019). Dissertation (Master in Meteorology). Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo, São Paulo.

This study comprises the hydrological modeling of the Muriaé river basin. Hydrologic simulations were performed with the TOPMODEL hydrological model, with precipitation measurements and discharge estimation from the Brazilian Hydrometeorology Network (RHN). It was also used satellite precipitation estimates with the CMORPH method, and the integrated precipitation analysis between the precipitation measured by the telemetry and the estimated by satellite through objective statistical analysis (SOAS). The calibration and validation of the TOPMODEL model were performed for hydrological events between 2016 and 2018. The calibration of the TOPMODEL model with the above precipitation data series was evaluated using the Nash-Sutcliffe coefficient (NSE), which ranged from 0,7 and 0,9. Validation of the TOPMODEL model with independent series resulted in NSE from -0,8 to 0,3. This result is largely due to the small number of hydrological events since the beginning of telemetry measurements at the Muriaé river basin. TOPMODEL was also used to simulate flows in series with annual period between 2009 and 2013. Calibration and validation with annual series resulted in NSE \sim 0.6. Notably, CMORPH simulations tend to underestimate flow rates, while with SOAS the performance was better, especially for flood periods. Therefore, the results suggest the applicability of the TOPMODEL model for hydrological simulations of the Muriaé river basin, with the best results obtained when the modeling started in a drought period and the rainfall data represented the spatial variability of the rainfall.

Keywords: Muriaé river, hydrologic model, TOPMODEL, CMORPH, SOAS.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Ilustração do interior de um pluviômetro automático basculante. 1) Área de

С	captação da precipitação. 2) Dispositivo de báscula. 3) Dispositivo que aciona um pulso									
e	elétrico. For	nte: https://	/www.resear	chgate.n	et/image	·				. 34
Figura	r a 2 - Varia	ação da 🗤	velocidade d	o som i	na água	(m s ⁻¹)	em funç	ção da	tempera	tura
(Celsius).	Fonte:	elaborada	pelo	autor	com	dados	prove	nientes	de
h	nttps://www.	.engineeri	ngtoolbox.co	m						. 41
Figura	a 3 - Esque	ema da ev	olução temp	oral da	precipita	ção (mn	n) em um	n interva	alo de ter	npo
C	com as res	pectivas p	partições em	escoar	nento su	uperficia	l (azul) e	e infiltra	ação no s	solo
(amarelo) ei	m função	da infiltração	máxima	i e mínin	na (verm	elho) pel	o méto	do de Ho	rton
((1933). Fon	te: elabora	ada pelo auto	or						. 46
Figura	a 4 - Esque	ema da re	presentação	da gera	ção do e	scoame	nto de fo	nte de	área varia	ável
(Betson, 19	64; Dunne	e & Black, 19	70) com	as área	s perma	nenteme	nte sat	uradas (a	zul)
e	e as áreas	que atin	giram a satu	uração d	durante	um eve	nto chuv	oso (ci	iano). Fo	nte:
e	elaborada p	elo autor.								. 47
Figura	a 5 - Fluxo	grama da	modelagem	hidrológ	gica da E	BHRM c	om o mo	delo T	OPMODE	Le
C	dados de	precipitaç	ão provenie	entes de	e três s	sistemas	s: Telem	etria,	CMORPH	l e
A	ANOBES. F	onte: elab	orada pelo a	utor						. 52
Figura	a 6 - Mapa	da bacia	hidrográfica	do rio P	araíba de	o Sul (ve	erde) con	n um de	estaque p	bara
а	a BHRM (co	ontorno ve	rmelho). Lim	ites esta	iduais e	drenage	ns estão	indicad	los na fig	ura.
Ν	Mapa do E	3rasil est	á exposto r	no canto	o superi	ior esqu	uerdo co	m a i	ndicação	do

- Figura 8 Precipitação média anual (mm) entre 1977 e 2006 na BHRM. Escalas indicadas na imagem. Dados de precipitação provenientes de pluviômetros convencionais e pluviógrafos. Fonte: elaborada pelo autor com dados provenientes do Atlas Pluviométrico do Brasil (disponível em http://www.cprm.gov.br/publique/Hidrologia/)...55

- Figura 10 Similar à Figura 7, exceto para as áreas de drenagem a montante dos pontos de monitoramento de vazão cujos dados foram utilizados neste estudo. Coordenadas geográficas dos pontos estão apresentados na Tabela 2. Fonte: elaborada pelo autor. 56
- Figura 12 Similar à Figura 7, exceto para os tipos de solo da BHRM. Fonte: elaborada pelo autor com dados provenientes de <u>http://sigaceivap.org.br/siga-ceivap/map</u>.......59
- Figura 14 Distribuição da evapotranspiração potencial dentro de um dia com resolução horária. Intervalo de tempo no eixo das abcissas e percentual da evapotranspiração horária em relação à média diária no eixo das ordenadas. Fonte: elaborada pelo autor.

- Figura 17 Demonstração do processo de propagação e *morphing*. Na linha A está demonstrada a propagação da imagem das 03:30 UTC (t) para o futuro para gerar as imagens das 04:00 UTC (t+0.5h) e 04:30 UTC (t+1h). Na linha B está demonstrada a propagação da imagem das 05:00 UTC (t) para o passado para gerar as imagens das 04:30 UTC (t-0.5h) e 04:00 UTC (t-1h). Na linha C está demonstrado o processo de *morphing* das imagens das 04:00 e 04:30 UTC produzidas nas etapas de propagação. Fonte: Joyce et al., 2004.

Figura 19 - Similar à Figura 18, exceto para Carangola.71Figura 20 - Similar à Figura 18, exceto para Porciúncula.71

Figura 21 - Similar à Figura 18, exceto para Itaperuna......71

- Figura 27 Mapa da variância do erro normalizada (NEXERVA), com o valor da média espacial, calculada para cada evento na BHRM. Sentido horário a partir do canto superior esquerdo: período entre 29/11/2016 e 03/12/2016 (Evento 1); 27/11/2017 a 10/12/2017 (Evento 2); 29/01/2018 a 15/02/2018 (Evento 3); 26/02/2018 a 14/03/2018 (Evento 4). Fonte: elaborada pelo autor.

- Figura 42 Gráfico da vazão observada (m³ s⁻¹) no período entre 29/01/2018 e 15/02/2018 (UTC -3) (Evento 3) para a estação de Patrocínio do Muriaé. As vazões de referência estão representadas como: Atenção (linha amarela contínua), Alerta (linha laranja contínua) e Inundação (linha vermelha contínua). As vazões estão plotadas no eixo principal (esquerda) das ordenadas. Dados de precipitação (mm) proveniente de três fontes: Telemetria (linha vermelha tracejada), CMORPH (linha azul tracejada) e ANOBES (linha verde tracejada). Precipitações estão plotadas no eixo secundário das ordenadas (direita), que está invertido. Fonte: elaborada pelo autor.
 102
 Figura 43 Similar à Figura 42, exceto para Carangola.
 103
 Figura 45 Similar à Figura 42, exceto para Itaperuna.

Figura 46 - Similar à Figura 42, exceto para Cardoso Moreira.103

- Figura 51 Similar à Figura 50, exceto para Carangola.107Figura 52 Similar à Figura 50, exceto para Porciúncula.108

Figura 59 - Similar à Figura 58, exceto para a precipitação estimada por meio do produto Figura 60 - Similar à Figura 58, exceto para a precipitação analisada com o método de Figura 61 - Gráfico com a vazão observada (m³ s⁻¹) (linha azul) e vazão simulada com o TOPMODEL (m³ s⁻¹) (linha vermelha) para as etapas de calibração e validação por passo de tempo (4 horas) para a estação de Carangola. A precipitação (mm) utilizada foi a proveniente da Telemetria (colunas pretas).....115 Figura 62 - Similar à Figura 61, exceto para a precipitação estimada por meio do produto Figura 63 - Similar à Figura 61, exceto para a precipitação analisada com o método de ANOBES......116 Figura 64 - Gráfico com a vazão observada (m³ s⁻¹) (linha azul) e vazão simulada com o TOPMODEL (m³ s⁻¹) (linha vermelha) para as etapas de calibração e validação por passo de tempo (4 horas) para a estação de Porciúncula. A precipitação (mm) utilizada foi a proveniente da Telemetria (colunas pretas).....117 Figura 65 - Similar a Figura 64, exceto para a precipitação estimada por meio do produto Figura 66 - Similar a Figura 64, exceto para a precipitação analisada com o método de Figura 67 - Gráfico com a vazão observada (m³ s⁻¹) (linha azul) e vazão simulada com o TOPMODEL (m³ s⁻¹) (linha vermelha) para as etapas de calibração e validação por passo de tempo (4 horas) para a estação de Itaperuna. A precipitação (mm) utilizada foi Figura 68 - Similar à Figura 67, exceto para a precipitação estimada por meio do produto Figura 69 - Similar à Figura 67, exceto para a precipitação com o método de ANOBES. 121 Figura 70 - Gráfico com a vazão observada (m³ s⁻¹) (linha azul) e vazão simulada com o TOPMODEL (m³ s⁻¹) (linha vermelha) para as etapas de calibração e validação por passo de tempo (4 horas) para a estação de Cardoso Moreira. A precipitação (mm) utilizada foi a proveniente da Telemetria (colunas pretas)......122 Figura 71 - Similar à Figura 70, exceto para a precipitação estimada por meio do produto Figura 72 - Similar à Figura 70, exceto para a precipitação analisada com o método de

- Figura 74 Gráfico com a eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE) para cada estação, que estão representadas pelas respectivas áreas de drenagem (km²). As eficiências estão apresentadas em função do sistema de dados de precipitação: Telemetria (vermelho), CMORPH (azul) e ANOBES (verde). Os conjuntos de parâmetros calibrados com cada sistema de precipitação estão representados como: Telemetria (círculo), CMORPH (quadrado) e ANOBES (triângulo).

- Figura 79 Variação do coeficiente de Nash-Sutcliffe com os parâmetros (*vr, vch, k0, c_d*) do TOPMODEL para a estação de Patrocínio do Muriaé na simulação de séries anuais com CMORPH.
- Figura 80 Similar à Figura 77, exceto com uma vazão calculada (linha verde) com a precipitação analisada pelo método de ANOBES......132

- Figura 82 Variação do coeficiente de Nash-Sutcliffe com os parâmetros (*vr*, *vch*, *k0*, *c_d*) do TOPMODEL para a estação de Patrocínio do Muriaé na simulação de séries anuais com ANOBES.
- Figura 84 Variação do coeficiente de Nash-Sutcliffe com os parâmetros (*qs0, InTe, Sr0, Sr_{max}, m, td*) do TOPMODEL para a estação de Carangola na simulação de séries anuais com CMORPH.
- Figura 86 Similar à Figura 83, exceto com uma vazão calculada (linha verde) com a precipitação analisada pelo método de ANOBES......138

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Bacias hidrográficas em que o modelo TOPMODEL foi aplicado: nome e país da
bacia, área de drenagem (km²), características físicas da bacia, eficiência da calibração
e referência do estudo. R ² refere-se ao coeficiente de determinação e NSE à eficiência
de Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970)48
Tabela 2 - Pontos de monitoramento de nível com resolução temporal de 15 minutos na
BHRM. Colunas da esquerda para a direita: nome da estação, Município/UF, código
ANA, latitude, longitude e área de drenagem (km²). Fonte: dados provenientes de
www.ana.gov.br
Tabela 3 - Cotas de referência das estações fluviométricas do projeto SAH-Muriaé. 57
Tabela 4 - Porcentagem da área ocupada por cada classe de geologia em relação à área
total da sub-bacia. Colunas da esquerda para a direita: classe de geologia,
porcentagem de ocupação da classe de geologia em cada sub-bacia (colunas 2 a 6). 58
Tabela 5 - Similar à Tabela 4, exceto para tipo do solo. 59
Tabela 6 - Similar à Tabela 4, exceto para o uso e ocupação do solo. 60
Tabela 7 - Pluviômetros automáticos, com resolução temporal de 15 minutos utilizados para
a integração com a metodologia de Thiessen (Thiessen, 1911). Colunas da esquerda
para a direita: nome da estação, código ANA, latitude, longitude e instituição operadora.
Tabela 8 - Parâmetros do TOPMODEL com os respectivos significados
Tabela 9 - Variáveis de entrada do TOPMODEL com os respectivos significados
Tabela 10 - Variáveis de saída do TOPMODEL com os respectivos significados
Tabela 11 - Estações pluviométricas utilizadas para a integração com ANOBES com dados
estimados pelo CMORPH para a BHRM. Colunas da esquerda para a direita: nome da
estação, sigla, código ANA, latitude, longitude. As últimas quatro colunas se referem
aos eventos selecionados para o estudo com a indicação se os dados do pluviômetro
foram (verde) ou não (vermelho) utilizados na integração. Fonte: dados das estações
provenientes de www.ana.gov.br91
Tabela 12 - Descrição dos quatro eventos de cheia selecionados: Colunas da esquerda para
a direita: número do evento, período, precipitação acumulada (mm) na BHRM com
cada sistema de dados precipitação, classificação da precipitação93
Tabela 13 - Desempenho das etapas de calibração e validação de eventos de precipitação
intensa com TOPMODEL para Patrocínio do Muriaé. NSE: coeficiente de Nash-Sutcliffe

(Nash & Sutcliffe, 1970). PBIAS: viés percentual. R²: coeficiente de determinação....112

- Tabela 17 Desempenho das etapas de calibração e validação de eventos de precipitação intensa com TOPMODEL para Cardoso Moreira. NSE: coeficiente de Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970). PBIAS: viés percentual. R²: coeficiente de determinação....122

- Tabela 21 Parâmetros calibrados (qs0, InTe, m, Srmax, td e vr) com CMORPH para sériesanuais para Patrocínio do Muriaé e Carangola.144

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
AMSU-B	Advanced Microwave Sounding Unit-B
ANA	Agência Nacional de Águas
ANOBES	Análise Objetiva Estatística
BDMEP	Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa
BHRM	Bacia Hidrográfica do Rio Muriaé
CMORPH	Climate Prediction Center Morphing Technique
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IV	Infravermelho
MDT	Modelo Digital do Terreno
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NEXERVA	Variância do erro normalizada
NSE	Coeficiente de Nash-Sutcliffe
RHN	Rede Hidrometeorológica Nacional
SCE-UA	Shuffled Complex Evolution – University of Arizona
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SSM/I	Special Sensor Microwave Imager
ТМІ	TRMM Microwave Imager
TOPMODEL	Topography-based Hydrological Model
UTC	Coordinated Universal Time
VIS	Visível
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

1.	ΙΝΤ	RODUÇÃO	
2.	RE	VISÃO BIBLIOGRÁFICA	34
2.1.	Sis	temas de medição e estimativa de precipitação	34
2	2.1.1.	Pluviômetro automático	
2	2.1.2.	Satélite meteorológico	36
2.2.	Sis	temas de medição de nível e descarga líquida	
2	2.2.1.	Medição contínua do nível da água	39
2	2.2.2.	Medição de descarga líquida com equipamentos acústicos	40
2	2.2.3.	Curva-chave	
2.3.	Мо	delos Hidrológicos	43
2	2.3.1.	Classificação dos Modelos Hidrológicos	
2	.3.2.	Princípios da transformação de chuva em vazão	45
2.4.	Apl	icações do modelo TOPMODEL	48
3.	MA	TERIAIS E MÉTODOS	52
3.1.	Áre	a de estudo	52
3	8.1.1.	Bacia Hidrográfica do rio Muriaé	53
3	8.1.2.	Pontos de monitoramento de vazão	55
3	8.1.3.	Geologia, tipo de solo e uso do solo	57
3.2.	Eva	apotranspiração Potencial	60
3.3.	Ree	de Telemétrica de Pluviômetros	62
3.4.	CM	ORPH	64
3.5.	Ana	álise Objetiva Estatística (ANOBES)	67
3.6.	Cu	rvas-chaves para a BHRM	70
3.7.	Мо	delo Hidrológico TOPMODEL	72
3	8.7.1.	Perdas por evapotranspiração	74
3	8.7.2.	Balanço subsuperficial da água	75
3	8.7.3.	Escoamento subterrâneo	79
3	8.7.4.	Escoamento subsuperficial vertical na zona não saturada	80
3	8.7.5.	Escoamento superficial na zona saturada	81
3	8.7.6.	Propagação do escoamento superficial	82
3	8.7.7.	Composição do Hidrograma	82
3	8.7.8.	Parâmetros, variáveis de entrada e variáveis de saída	83

З.	7.9.	Índice Topográfico da BHRM	85
3.8.	Me	todologia de calibração: SCE-UA	86
4.	RE	SULTADOS E DISCUSSÕES	90
4.1.	Me	todologia de ANOBES aplicado na BHRM	90
4.2.	Ca	racterização dos eventos selecionados	93
4.	2.1.	Evento 1: 29/11/2016 a 03/12/2016	94
4.	2.2.	Evento 2: 27/11/2017 a 10/12/2017	97
4.	2.3.	Evento 3: 29/01/2018 a 15/02/2018	101
4.	2.4.	Evento 4: 26/02/2018 a 14/03/2018	106
4.3.	Sin	nulações Hidrológicas com TOPMODEL para eventos de cheias	111
4.	3.1.	Simulações para Patrocínio do Muriaé	112
4.	3.2.	Simulações para Carangola	114
4.	3.3.	Simulações para Porciúncula	116
4.	3.4.	Simulações para Itaperuna	119
4.	3.5.	Simulações para Cardoso Moreira	121
4.	3.6.	Diagrama das simulações	125
4.4.	Sin	nulações Hidrológicas com TOPMODEL para séries de período anual	
4.	4.1.	Simulações para Patrocínio do Muriaé – séries anuais	129
4.	4.2.	Simulações para Carangola – séries anuais	135
4.	4.3.	Análise hidrológica das simulações	
5.	СО	NCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	145
6.	RE	FERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	148
APÊ	NDIC	ES	

1. INTRODUÇÃO

Um evento de inundação é caracterizado pelo transbordamento de um curso d'água para sua planície de inundação e são classificadas como fenômenos hidrológicos, classe que também abrange alagamentos urbanos e movimentos de massa (Freitas et al., 2014). Elas estão relacionadas a fenômenos meteorológicos como tempestades convectivas e sistemas frontais, e o seu principal deflagrador são as precipitações intensas (Souza, 1998), potencializadas por outros fatores como a taxa de infiltração da água no solo, grau de saturação do solo e características morfológicas da bacia de drenagem (Tominaga, Santoro & Amaral, 2009). Ocasionalmente as inundações também podem ocorrer, em geral com maior impacto à população, devido ao rompimento de barragens de usinas hidrelétricas e de diques de contenção de rejeitos de mineração (e.g. desastre de Brumadinho em janeiro de 2019) (Brasil, 2005).

Inundações são fenômenos naturais, mas quando ocorrem em áreas habitadas tornam-se desastres naturais. O Brasil está entre os países mais atingidos com 10.444 eventos registrados entre 1991 e 2010 e com mais de 38 milhões de pessoas afetadas (UFSC-CEPED, 2012). A expansão urbana associada a problemas socioeconômicos atua no aumento e intensificação dos desastres naturais relacionados a inundações. Isto se deve por mudanças no ciclo hidrológico original como: o aumento da impermeabilização do solo, desmatamento, erosão e intervenções estruturais nos rios (Tucci, 1998; Ministério das Cidades/IPT, 2007) e o aumento da população, principalmente de baixa renda, em áreas de risco (Goerl & Kobiyama, 2005).

Os impactos à população atingida podem ser diversos e bastante significativos dos quais se destacam: óbitos diretos, destruição de edificações, desalojamentos, rompimento de diques e barragens e obstrução de vias (Tucci & Bertoni, 2003). Inundações urbanas também podem aumentar a disseminação de doenças de veiculação hídrica como leptospirose, influenza, doenças diarreicas e contaminação alimentar (Freitas et al., 2014). O prejuízo econômico causado por desastres naturais também é significativo, como por exemplo, estima-se que apenas no ano de 2008 ele tenha sido de aproximadamente US\$ 1 bilhão (Tominaga et al., 2009).

No Brasil, as regiões Sul e Sudeste são as mais atingidas por desastres naturais causados por fenômenos hidrológicos (Tominaga et al., 2009), no qual a bacia hidrográfica do rio Muriaé (BHRM) (localizada nos estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro) está entre as afetadas. Segundo dados da Agência da Bacia do Rio Paraíba do Sul (AGEVAP) (AGEVAP, 2007), destacam-se as inundações ocasionadas por precipitações intensas nos anos de 1997, 2008 e 2012, quando municípios como Patrocínio do Muriaé/MG, Laje do Muriaé/RJ, Itaperuna/RJ, Italva/RJ e Cardoso Moreira/RJ sofreram com prejuízos sociais, ambientais e econômicos. Em 2007, os habitantes da bacia também sofreram com uma inundação causada pelo vazamento de 2 milhões de metros cúbicos de rejeito de bauxita da barragem de São Francisco, no município de Miraí/MG. O impacto e a intensidade destes eventos foram potencializados pela urbanização ocorrida na bacia nas últimas décadas e o elevado grau de desmatamento nas suas sub-bacias, o que ocasionou a eliminação das florestas e vegetação secundária (AGEVAP, 2007).

Neste contexto, em 2014 começou a ser operado o projeto Sistema de Alerta Hidrológico da bacia hidrográfica do rio Muriaé (SAH-Muriaé) pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Com dados hidrológicos provenientes de estações telemétricas pertencentes à Rede Hidrometeorológica Nacional (RHN), o projeto tem como objetivo a elaboração de previsões de níveis futuros dos rios na BHRM. Para isso, em cada ponto de monitoramento são definidos três níveis de referência: Atenção, Alerta e Inundação. O nível de Inundação é o nível o qual o rio extravasa o leito principal e começa a causar um impacto direto à população. Já os níveis de Atenção e Alerta são determinados a partir de uma análise estatística e são referência para a tomada de decisão para o envio de boletins que alertam as autoridades locais (e.g. Defesa Civil, Prefeitura, Corpo de Bombeiros) sobre o risco de inundação. Estas previsões possibilitam a execução de ações preventivas e mitigadoras de órgãos competentes antes da ocorrência do evento, para assim minimizar os impactos sociais e materiais nas áreas que possivelmente serão atingidas pela inundação.

Uma maneira de melhor compreender os fenômenos hidrológicos é por meio de modelos hidrológicos. Eles permitem estudar o impacto das mudanças do uso do solo em uma bacia hidrográfica e permitem a previsão de eventos de inundação (Xu, 2002). Modelos hidrológicos tem como definição a representação dos processos que ocorrem em uma bacia hidrográfica o que possibilita a prevenção das consequências das diferentes ocorrências em relação aos valores observados (Tucci, 1998). Os modelos hidrológicos são um meio de estimar variáveis hidrológicas no espaço e no tempo, como suporte à tomada de decisões relacionadas aos recursos hídricos como a previsão de inundações (Beven, 2001).

Um exemplo de modelo hidrológico é o *Topography-based Hydrological model* (TOPMODEL) (Beven & Kirkby, 1979), um modelo desenvolvido para bacias pequenas em regiões úmidas do Reino Unido cujo principal parâmetro é a topografia da bacia. O TOPMODEL é um modelo classificado como semi-distribuído e conceitual que agrega as vantagens da complexidade de um modelo distribuído com a simplicidade de parâmetros concentrados e únicos para toda a bacia (Robson, Whitehead & Johnson, 1993). Foi utilizado com sucesso em diversos estudos de modelagem chuva-vazão em bacias de pequeno porte (i.e. <500 km²) (Hornberger, Beven, Cosby & Sappington, 1985; Robson et al., 1993; lorgulescu & Jordan, 1994; Campling, Gobin, Beven & Feyen, 2002; Silva, 2005; Rocha Filho, 2010; Nourani, Roughani & Gebremichael, 2011) e médio e grande porte (e.g. 800 e 27.000 km²) (Franchini, Wendling, Obled & Todini, 1996; Calvetti & Pereira Filho, 2014).

A principal variável de entrada e forçante do TOPMODEL é a precipitação. A qualidade da calibração e do resultado de qualquer modelo hidrológico é dependente da qualidade da medição desta variável e, portanto, deve ser estimada e medida com o menor erro possível (Pereira Filho, Crawford & Hartzell, 1998). Entretanto, obter dados confiáveis e representativos de medidas de precipitação pode ser uma tarefa bastante complexa devido à heterogeneidade espacial e as diferentes escalas temporais dos eventos de chuva (Guo et al., 2015).

Pluviômetros instalados na superfície medem diretamente a precipitação, porém, estão limitadas quanto à variabilidade espacial de chuvas em regiões com uma baixa densidade de equipamentos (Pereira Filho, 2004). Além disso, pluviômetros basculantes podem subestimar a medição em situações de precipitações muito intensas (Legates & DeLiberty, 1993) e ventos fortes (Groisman & Legates, 1994).

As medições indiretas via sensoriamento remoto com o uso de radares e satélites são uma alternativa. Estes métodos permitem uma maior resolução espaçotemporal, porém como são medidas indiretas da precipitação contém várias fontes de erros e incertezas (Austin, 1987; Di Paola et al., 2012). De acordo com Pereira

Filho (2004), as estimativas feitas com radar podem conter erros na calibração eletrônica, atenuação do sinal com a distância e ruído do solo enquanto medições com satélites não são eficazes na medição de chuvas estratiformes e apresentam falhas em detectar sistemas convectivos devido à amostragem do dado. O *Climate Prediction Center Morphing Technique* (CMORPH) (Joyce, Janowiak, Arkin & Xie, 2004) é um exemplo de um produto de estimativa de precipitação que utiliza os dados de sensores passivos de microondas e infravermelho a bordo de satélites para produzir um dado de precipitação com alta resolução espacial e temporal.

Uma solução para reduzir os erros observacionais da precipitação é utilizar uma análise objetiva para integrar medições diretas localizadas (rede telemétrica de pluviômetros de superfície) com medições remotas e espacialmente distribuídas (radares e satélites) (Pereira Filho et al., 1998). O método da Análise Objetiva Estatística (ANOBES) (Pereira Filho & Crawford, 1995) foi desenvolvido com os objetivos de combinar as vantagens de cada sistema de medição, produzir um dado de precipitação com menor erro possível e, portanto, melhorar o desempenho das simulações hidrológicas. Diversos estudos já utilizaram a metodologia de ANOBES para integrar dados de precipitação e aplicá-los em modelos hidrológicos com resultados satisfatórios (Pereira Filho & Crawford, 1999; Kalinga, Gan & Xie, 2003; Silva, 2006; Silva, Pereira Filho & Hallak, 2009; Rocha Filho, 2010).

Assim, o objetivo principal deste estudo foi a análise da eficiência da modelagem hidrológica da BHRM com o TOPMODEL, em especial para eventos de cheias. Para isso foram utilizados dados de precipitação provenientes de pluviômetros telemétricos integrados pelo método de Thiessen (Telemetria), satélites meteorológicos (CMORPH) e dados integrados com a metodologia de ANOBES.

De maneira a fundamentar o objetivo principal, os objetivos específicos foram: a aplicação da metodologia de ANOBES na BHRM, a análise das características dos eventos de cheias modelados, a comparação dos resultados entre os diferentes sistemas de dados de precipitação, a análise da sensibilidade dos parâmetros do TOPMODEL e a avaliação do significado físico dos parâmetros.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo são apresentados: uma revisão da literatura sobre sistemas de dados de precipitação utilizados (seção 2.1), sistemas de geração de dados de nível e descarga líquida (seção 2.2), modelos hidrológicos (seção 2.3) e aplicações passadas do TOPMODEL (seção 2.4).

2.1. Sistemas de medição e estimativa de precipitação

Nesta seção são descritos os sistemas de medição e estimativa de precipitação cujos dados foram utilizados neste estudo: pluviômetro automático (seção 2.1.1) e satélite meteorológico (seção 2.1.2).

2.1.1. Pluviômetro automático

O pluviômetro basculante é um sistema de medição em superfície que realiza uma medição direta e pontual da precipitação. O pluviômetro capta a precipitação que incide sobre a sua área de captação, normalmente entre 200 e 400 cm², e conduz o volume coletado até um dispositivo de báscula (Figura 1).



Figura 1 - Ilustração do interior de um pluviômetro automático basculante. 1) Área de captação da precipitação. 2) Dispositivo de báscula. 3) Dispositivo que aciona um pulso elétrico. Fonte: https://www.researchgate.net/image

O dispositivo de báscula é dimensionado para que quando fique cheio, o seu centro de gravidade se desloca do centro de apoio e ele se inclina. Quando isso ocorre, a água armazenada é descartada e o outro lado do dispositivo armazena o volume coletado. Assim que a báscula se inclina, ela aciona um pulso elétrico que é registrado por uma Plataforma de Coleta de Dados (PCD). Cada dispositivo de

báscula é dimensionado para deslocar o seu centro de gravidade com um determinado volume que pode ser representado pela altura de chuva a partir da Equação 2.1:

$$H_p = \frac{V_c}{A_c} \tag{2.1}$$

em que:

 H_p é a altura de chuva para a qual o pluviômetro irá bascular e consequentemente emitir um pulso elétrico [mm];

 V_c é o volume para o qual o dispositivo basculante deverá inclinar [mm³];

 A_c é a área de captação do pluviômetro [mm²].

Assim, a precipitação incidida sobre o pluviômetro em um intervalo de tempo pode ser facilmente calculada a partir do número de pulsos elétricos registrados no período (Equação 2.2):

$$P = n^{\circ} de \ pulsos \ \times \ H_p \tag{2.2}$$

em que:

Pé a precipitação durante o intervalo [mm].

Os pluviômetros automáticos basculantes possuem a limitação de serem um sistema de medição pontual, o que afeta as observações de eventos com alta variância espacial, como as chuvas convectivas e eventos de precipitação em terrenos montanhosos. Adicionalmente, os pluviômetros apresentam diversas limitações na medição (Legates & DeLiberty, 1993; Groisman & Legates, 1994; Brock & Richardson, 2001) das quais se pode destacar:

- o efeito da força do vento;
- as perdas de volume de precipitação devido à porosidade dos materiais de um pluviômetro;
- as perdas devido à evapotranspiração da água armazenada, problema que é mais significativo em regiões secas e quentes;
- a proximidade de obstáculos, como árvores e edificações, que bloqueiam uma parcela da precipitação;
- a descalibração do dispositivo de báscula pode modificar a altura representada por cada pulso elétrico;

- a limitação da velocidade de báscula resulta em que os pluviômetros subestimem taxas de chuva superiores a 200 mm h⁻¹;
- o splash das gotas de chuva que ao atingirem o volume armazenado são rebatidas para fora da área de captação.

2.1.2. Satélite meteorológico

Satélites meteorológicos são veículos localizados no espaço que orbitam a Terra. Neles estão instalados sensores que detectam a radiação eletromagnética em determinados comprimentos de onda e monitoraram alvos específicos na Terra (Quiroz Jiménez, 2011). Os satélites podem ter uma órbita polar ou geoestacionária. A órbita polar é caracterizada pelo deslocamento no sentido norte-sul em torno da Terra com a sua projeção próxima aos polos geográficos do planeta. O movimento de rotação da Terra causa um deslocamento relativo à projeção do satélite na superfície, em que a cada instante o satélite se encontre acima de um ponto diferente da superfície terrestre (Quiroz Jiménez, 2011). Os satélites em órbita geoestacionária estão a uma altitude mais elevada (aproximadamente 36.000 km) do que os de órbita polar e são caracterizados por estarem localizados sempre sobre o mesmo ponto do planeta, ou seja, sua velocidade angular de rotação é igual à da Terra. Esta característica permite a observação de uma mesma região com uma alta resolução temporal.

Atualmente, os principais usos dos satélites meteorológicos são: estimar a precipitação, monitorar a temperatura do oceano, classificar sistemas de nuvens, monitorar corpos hídricos, monitorar a presença de neve e monitorar a poluição atmosférica (NOAA, 2018). Dentre os que estão em operação, os principais satélites meteorológicos são os das missões GOES, METEOSAT e GMS, em órbita geoestacionária, e AQUA, TRMM, ENVISAT, DMSP e NOAA em órbita polar.

Satélites que utilizam sensores de raios infravermelhos (IV) medem a temperatura de brilho do topo das nuvens e utilizam a premissa que estas nuvens são mais espessas e consequentemente produzem uma precipitação de maior intensidade na base (Kidd, 2001). De maneira similar, as estimativas provenientes dos sensores da faixa do visível (VIS) utilizam a premissa que tons brilhantes representam áreas com alta refletância e representam nuvens mais espessas que produzem uma maior precipitação. Este é o caso das nuvens do tipo *cumulonimbus*. Em contrapartida, uma baixa refletância representa nuvens quentes que tem pouco
potencial de geração de precipitação, como é o caso das nuvens do tipo *stratus* (Kidd, 2001).

Entretanto, a utilização de sensores IV e VIS para estimar a precipitação também tem as suas limitações. Eles podem superestimar a precipitação produzida em nuvens de alta altitude e frias, como as do tipo *cirrus*, que apesar da baixa temperatura são pouco espessas e normalmente não produzem precipitação. Estes sensores também podem subestimar a precipitação, como é o caso de nuvens estratiformes em regiões tropicais, que apesar de serem quentes, são espessas e produzem precipitações significativas (Kidd, 2001).

A partir da década de 1970, passou-se a utilizar sensores passivos de microondas (1 a 300 GHz) para estimar a precipitação. A radiação de microondas pode interagir com os hidrometeoros (i.e. gotas de nuvem e cristais de gelo) de duas maneiras distintas: absorção seguida de emissão (normalmente abaixo de 22 GHz) e retro espalhamento (normalmente acima de 60 GHz) (Wilheit, 1986). Entre 22 e 60 GHz, de acordo com cada situação específica, qualquer um dos dois processos pode ser o dominante, (Wilheit, 1986).

Caso a emissão de radiação de microondas de baixa frequência (i.e. <22 GHz) da superfície (*background*) seja previsível e baixa, é possível utilizar imagens deste comprimento de onda para a medição indireta da precipitação. Este é o caso dos oceanos, que possuem uma emissividade estável e baixa (entre 0.4 e 0.5) devido à pequena variação espaço-temporal da temperatura e da cobertura da superfície. Assim é possível distinguir a emissão mais intensa dos hidrometeoros da emissão mais fria dos oceanos (*background*) (Arkin & Ardanuy, 1989).

No entanto, a emissividade das superfícies continentais é imprevisível, com alta variabilidade espacial e temporal devido a fatores como: diferença do tipo e uso do solo, insolação solar, evapotranspiração, altitude, velocidade do vento, umidade do solo, entre outros (Kirdiashev, Chucklantsev & Shutko, 1979; Jackson, Schmugge & Wang, 1982; Mo, Choudhury, Schmugge, Wang & Jackson, 1982). Consequentemente, é muito difícil conhecer o real valor da emissividade do solo, ou seja, o valor do *background* da imagem é desconhecido (Arkin & Ardanuy, 1989). Assim, para a medição da precipitação nos continentes é preciso utilizar imagens de microondas de frequências maiores, em geral superiores à 60 GHz. Nestes comprimentos de onda os cristais de gelo presentes nas nuvens causam um retro espalhamento da radiação ascendente emitida pela superfície e tornam a leitura da

radiação pelo sensor a bordo do satélite mais baixa nestas áreas em relação ao *background*. No entanto, estas imagens possuem uma relação menos direta com a precipitação, uma vez que o sinal recebido pelo sensor é governado pelas partículas de gelo das nuvens e não pela parte líquida (Petty, 1995). Desta maneira, estimativas com microondas em continentes tendem a subestimar precipitações produzidas por nuvens com pouca ou nenhuma quantidade de gelo, como é o caso de nuvens orográficas em regiões subtropicais e tropicais (Petty, 1995). Estimativas com sensores passivos de microondas também possuem uma menor resolução temporal, uma vez que estão a bordo de satélites em órbita polar (Joyce et al., 2004).

Resultados indicam que as medições com sensores IV e VIS são mais adequadas para estudo de longo prazo com valores médios, enquanto produtos derivados de sensores de microondas são mais adequados para medições instantâneas de precipitação (Kidd, 2001). Assim, acredita-se que os melhores produtos de medição de precipitação com satélites são os que integram dados dos sensores IV e microondas. Exemplos de produtos de precipitação de satélite de múltiplas fontes são: *Climate Prediction Center Morphing Method* (CMORPH) (Joyce et al., 2004), *Global Precipitation Climatology Project* (GCPC) (Adler et al., 2003), *Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation* (CMAP) (Xie & Arkin, 1995), *Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks* (PERSIANN) (Hsu, Gao, Sorooshian & Gupta, 1997) e *Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM* (IMERG) (Huffman et al., 2015).

2.2. Sistemas de medição de nível e descarga líquida

A variável que representa o estado quantitativo de um corpo hídrico é a descarga líquida (vazão) que é definida pelo volume que ultrapassa a seção do canal por intervalo de tempo. O monitoramento contínuo e eficaz da vazão de um canal hídrico é fundamental para viabilizar ações como: definição de outorgas para captação de água, modelagem chuva-vazão, dimensionamento de estruturas hidráulicas (e.g. barragens e vertedouros) e cálculo de carga de sedimentos (Bartels, Beskow, Aquino, Tavares & Timm, 2010).

O monitoramento contínuo e automático da descarga líquida de um corpo pode ser dividido em três etapas: medição contínua do nível da água (seção 2.2.1),

38

medição da descarga líquida (seção 2.2.2) e elaboração da curva-chave (seção 2.2.3).

2.2.1. Medição contínua do nível da água

Ao longo das últimas décadas, sistemas de medições automáticos de nível da água têm substituído os observadores humanos. Sistemas automáticos possuem duas vantagens principais em relação às observações manuais. A primeira é a maior frequência de observações que passa de duas vezes ao dia (padrão da Agência Nacional de Águas) para uma medição com resolução horária. A segunda é a eliminação do erro aleatório e imprevisível da observação humana para um erro conhecido e possível de ser detectado dos medidores automáticos. Erros pequenos na medição do nível resultam em erros maiores no cálculo da descarga líquida e assim, comprometem toda aplicação do dado (Lima, Boldrin, Mediondo, Mauad & Ohnuma Jr, 2007).

Atualmente no Brasil, predominam dois sistemas de medição automática de nível (cota): sensor de pressão e radar hidrológico. O sensor de pressão, que está submerso no corpo hídrico, mede a pressão a qual ele está submetido. Esta pressão será a soma entre a pressão atmosférica e a pressão exercida pela coluna de água. Simultaneamente, mede-se a pressão atmosférica na superfície, por meio de um barômetro capacitivo no interior da PCD. Assim a altura da coluna d'água acima do sensor pode ser calculada a partir da Equação 2.3:

$$H_{coluna} = \frac{(P_{total} - P_{atm})}{\rho \times g}$$
(2.3)

em que:

 H_{coluna} é a altura da coluna d'água [m]; P_{total} é a pressão medida pelo sensor submerso [Pa]; P_{atm} é a pressão atmosférica medida na superfície [Pa]; ρ é a densidade da água [kg m⁻³]; g é a aceleração da gravidade [m s⁻²].

As principais limitações observadas nos sensores de pressão são:

- o cálculo da coluna d'água não considera as variações da densidade da água. Esta variação será mais acentuada nos eventos de cheia, quando a maior turbidez e concentração de sólidos em suspensão elevam a densidade da água;
- por estar submerso, o sensor está vulnerável a ser atingido por objetos transportados pelos canais;
- a incapacidade do barômetro de superfície de detectar mudanças muito repentinas da pressão atmosférica.

O radar hidrológico é instalado na superfície acima do corpo hídrico, normalmente em pontes, e mede a distância entre o equipamento e o nível da água. O radar emite uma onda eletromagnética na faixa das microondas (em torno de 26 GHz) que tem a propriedade de ser refletida pela superfície da água. Assim, como a direção do feixe é perpendicular à superfície da água, a medição do tempo de retorno do sinal possibilita o cálculo da distância entre os dois e consequentemente o nível do canal.

As medições realizadas com radar hidrológico apresentam menos incertezas em relação aos sensores de pressão. Os principais erros encontrados em medições de radar são: a não perpendicularidade do sinal eletromagnético devido à imprecisão na instalação e oscilações devido à trepidação nas pontes causada pelo fluxo de veículos na estrutura sobre a qual o radar está instalado.

2.2.2. Medição de descarga líquida com equipamentos acústicos

Nos últimos anos, equipamentos do tipo *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP) estão entre as principais ferramentas para a medição de vazão em rios de médio e grande porte. A sigla ADCP pode ser traduzida para Perfilador Doppler-Acústico de Corrente. Esse equipamento utiliza o efeito Doppler para medir a vazão do rio por meio do somatório de sucessivos perfis de velocidade obtidos em tempo real (Filizola, Guimarães & Guyot, 1999). Em uma medição de vazão com ADCP, quatro grandezas são medidas: deslocamento do equipamento entre as margens (perpendicular ao fluxo), profundidade do canal, temperatura da água e velocidade da água.

O deslocamento do equipamento entre as margens é medido por meio de um GPS com uma bússola acoplada. Para a medição da profundidade de cada seção do canal utiliza-se um sensor específico que emite um sinal sonoro de menor frequência do que os perfiladores de velocidade (RD Instruments, 1996). A medição destas duas grandezas possibilita o cálculo da área de cada seção.

O equipamento emite pulsos sonoros em diversas direções (e.g. 4 e 8) de frequência conhecida e escuta o eco que retorna das partículas em suspensão. A partir do princípio de que as partículas em suspensão estão na mesma velocidade da água, é possível utilizar o efeito Doppler para o cálculo da velocidade de cada ponto em uma vertical. Por sua vez, a velocidade do som é calculada para cada seção a partir da medição da temperatura por um termômetro instalado no ADCP (Figura 2).



Figura 2 - Variação da velocidade do som na água (m s⁻¹) em função da temperatura (Celsius). Fonte: elaborada pelo autor com dados provenientes de https://www.engineeringtoolbox.com.

Possíveis fontes de erros de medições de vazão com ADCP são (RD Instruments, 1996; Callede, Kosuth, Loup & Guimarães, 2000):

- caso operado de maneira inadequada, a presença de fundo móvel resultará na subestimação da velocidade e consequentemente da vazão, principalmente em eventos de cheia;
- a medição da temperatura ocorre apenas na superfície e fica suscetível a erros em seções com um alto gradiente vertical de temperatura;

- em seções com grandes profundidades ou com muitos sedimentos, o sinal para medição da velocidade em grandes profundidades pode ser atenuado;
- a incapacidade de medir a velocidade na superfície (*blanking distance* correspondente ao tempo de recuperação do transdutor que é emissor e receptor do sinal sonoro) e próxima ao fundo (*side lobe* interferência de fundo), torna necessária a extrapolação do perfil de velocidade destas faixas. Este fator é mais relevante em seções de baixa profundidade, onde a percentagem da área com velocidade medida será baixa (i.e. menor que 50%).

Apesar das limitações apresentadas anteriormente, equipamentos ADCP apresentam diversas vantagens em relação aos equipamentos mecânicos: permitem medições em locais que sofrem com redemoinhos e remanso, realizam correções da direção do escoamento e reduzem o tempo da medição (Filizola et al., 1999). Todos estes fatores minimizam os erros das medições e tornam a série histórica de vazão gerada a posteriori mais confiável.

2.2.3. Curva-chave

Como no Brasil ainda não são utilizados medidores automáticos e contínuos da descarga líquida, utiliza-se para a geração do dado equações denominadas *curva-chave*. São equações que permitem o cálculo indireto da vazão a partir da medição do nível de água do canal. Esta transformação permite um monitoramento contínuo da descarga líquida com a mesma discretização temporal da medição de nível. As equações são elaboradas a partir de um conjunto de medições de descarga líquida das quais é possível estabelecer uma relação empírica.

Uma curva-chave é representativa para um ponto de monitoramento hidrológico dentro de um determinado intervalo de tempo e de nível da água (Jaccon & Cudo, 1989). Isto significa que um mesmo ponto pode ter várias equações ao longo dos anos e para um mesmo período pode ter uma equação que expressa a relação nível-vazão para níveis baixos e outra para níveis altos. A mudança da relação nível-vazão em um ponto de monitoramento ocorre devido a fatores como mudanças físicas da seção do canal (e.g. assoreamento e erosão) e modificações do controle hidráulico a jusante. A estrutura da equação de uma curva-chave para um determinado período e intervalo de cota pode ser expressa como (Equação 2.4):

$$Q = a \times (H - h_0)^n \tag{2.4}$$

em que:

Q é a vazão calculada [m³ s⁻¹];

 h_0 é a cota cuja vazão é igual a zero [m];

Hé a cota observada [m];

a e n são parâmetros empíricos a serem calibrados [-].

No entanto, a utilização de uma curva-chave para a produção de uma série histórica de vazão também acrescenta diversas incertezas ao dado (Lima et al., 2007), dentre elas:

- falta de amplitude das medições de descarga líquida;
- incertezas nas medições de descarga líquida;
- incertezas nas medições de nível da água;
- imprecisão da data exata da mudança das características físicas do ponto de monitoramento, o que resulta na aplicação da equação inadequada para o período;
- incertezas na calibração dos parâmetros.

2.3. Modelos Hidrológicos

Um modelo hidrológico é uma representação simplificada de um sistema natural real constituído por equações baseadas em princípios físicos e de observações (Sorooshian, 2008). Os melhores modelos são aqueles que geram os resultados mais próximos à realidade e utilizam o menor número possível de parâmetros. De acordo com Xu (2002) os modelos hidrológicos são desenvolvidos para atender a dois objetivos principais. O primeiro é compreender o comportamento dos processos hidrológicos e quais são os impactos de mudanças do uso do solo na bacia hidrográfica. O segundo objetivo é a geração de sequências de dados hidrológicos sintéticos necessários no dimensionamento de estruturas e para a previsão de eventos extremos.

Os modelos hidrológicos são compostos por quatro componentes principais: parâmetros, variáveis de entrada, processos e variáveis de saída (Xu, 2002).

Parâmetros são os componentes que representam as características da bacia e são valores que podem ser medidos, estimados ou calibrados. Parâmetros que tem um significado físico ou que podem ser medidos não precisam de calibração, como por exemplo, a topografia. Normalmente são constantes no tempo e de acordo com o tipo do modelo podem ou não ser variáveis no espaço.

Variáveis de entrada são a forçante de um modelo hidrológico, são grandezas que variam com o tempo e podem ser medidas. Elas não representam uma característica da bacia hidrográfica e sim a situação momentânea de uma grandeza. Variáveis de entrada também podem ser valores sintéticos caso o objetivo seja a simulação de uma situação hipotética. A principal variável de entrada dos modelos hidrológicos é a precipitação.

Os processos (também chamados de fluxos ou iterações) são representados pelas equações que fazem a transformação dos parâmetros e variáveis de entrada em resultados. É o componente que caracteriza um modelo hidrológico.

Variáveis de saída são os resultados do modelo e devem ser comparados com dados observados para a avaliação da eficácia da modelagem. Os valores das variáveis de saída são os resultados da aplicação das variáveis de entrada e parâmetros nas equações do modelo. São grandezas mensuráveis que variam com tempo. Em modelos hidrológicos a principal variável de saída é a vazão.

2.3.1. Classificação dos Modelos Hidrológicos

Modelos hidrológicos podem ser classificados dentro de diferentes aspectos (Xu, 2002; Rennó, 2003; Santos, 2009): tipos de variáveis utilizadas (estocástico ou determinístico), representação das variáveis de entrada (dinâmico ou estático), discretização ou não da variabilidade espacial dos dados (concentrado ou distribuído) e a representação dos processos nas equações do modelo (empírico, conceitual ou de base física).

Um modelo determinístico é aquele que para uma mesma condição de entrada (i.e. parâmetros e variáveis de entrada) o resultado (i.e. variáveis de saída) é sempre o mesmo. O modelo é considerado estocástico quando para uma mesma condição de entrada o resultado não é único e sim uma distribuição de valores. Comportamentos aleatórios podem ser provenientes tanto de processos aleatórios reais, quanto de processos não aleatórios, mas que assim são representados por falta de conhecimento do mesmo (Silva, 2005).

Um modelo é classificado como dinâmico quando as suas propriedades variam com o tempo e utiliza-se o resultado de uma iteração como entrada para uma

44

próxima iteração. Um exemplo de propriedade que varia com o tempo é a capacidade de infiltração de água no solo, que tenderá a diminuir com o aumento da umidade do solo. Quando as características do modelo não variam com o tempo, ele é classificado como estático.

Um modelo é considerado distribuído quando os dados de entrada possuem uma variabilidade espacial. Já em modelos concentrados, os parâmetros e variáveis são representados por um único valor para toda área estudada. Existem ainda os modelos semi-distribuídos, em que apenas alguns dados possuem variabilidade espacial.

Um modelo é classificado como empírico quando é baseado em equações cujos coeficientes necessitam ser calibrados em função de dados observados. Estes coeficientes possuem um significado puramente matemático, sem um significado físico. Este tipo de modelo fica restrito a aplicações para os locais e situações específicas nas quais os coeficientes foram ajustados. Modelos que são baseados em processos podem ser classificados em dois tipos: conceituais ou de base física. Modelos conceituais são os que descrevem os processos de acordo com as leis da física, porém, com o uso de relações empíricas. Os modelos de base física possuem parâmetros com significado físico. Assim é possível a obtenção deles por meio de medições in loco ou a partir do conhecimento das características físicas do local de estudo (Rocha Filho, 2010).

2.3.2. Princípios da transformação de chuva em vazão

Ao longo dos anos, pesquisadores elaboraram teorias para explicar os diferentes processos de transformação da água da chuva em vazão em um canal hídrico.

A primeira teoria com maior aceitabilidade foi descrita por Horton (1933), que definiu o escoamento superficial como aquele que ocorre quando a capacidade de infiltração de água no solo é superada pela intensidade da precipitação (Figura 3). Para a utilização desta teoria, é preciso considerar a variabilidade temporal da capacidade de infiltração de um solo, com a capacidade máxima nos períodos mais secos e a mínima nos mais úmidos. Este processo ficou conhecido como *escoamento hortoniano* ou *escoamento superficial de excedente da infiltração* (Kirkby, 1988). Com o passar do tempo observou-se que este processo é mais bem observado em bacias de pequeno porte, em solos com baixa capacidade de

infiltração e situações de precipitação intensa (Beven & Kirkby, 1979). No entanto, observou-se que em bacias localizadas em regiões mais úmidas com uma cobertura vegetal mais expressiva, este conceito de transformação de chuva em vazão não é muito adequado (Freeze, 1972).



Figura 3 - Esquema da evolução temporal da precipitação (mm) em um intervalo de tempo com as respectivas partições em escoamento superficial (azul) e infiltração no solo (amarelo) em função da infiltração máxima e mínima (vermelho) pelo método de Horton (1933). Fonte: elaborada pelo autor.

Em uma tentativa de descrever o processo de geração de escoamento de uma forma mais realista para bacias úmidas, Hewlett (1961) e Hewlett e Hibbert (1963) realizaram experimentos e concluíram que o escoamento de água na zona não saturada do solo tem uma importância significativa na geração de escoamento superficial. Isto serviu de base para que Betson (1964) elaborasse o conceito de *escoamento de fonte de área variável*, no qual durante um evento chuvoso apenas uma pequena parcela da área da bacia (em geral menos de 10%) contribui efetivamente para a geração do escoamento superficial. Nesta teoria, o escoamento superficial é gerado pelo excedente de saturação do solo quando o lençol freático atinge o nível da superfície em áreas que previamente não eram saturadas. A elevação do nível do lençol freático ocorre por meio de dois processos: a infiltração da água da chuva e a contribuição do escoamento lateral da vertente superior (*interflow*). Dunne e Black (1970) complementaram a teoria e concluíram que as características topográficas do terreno e hidrogeológicas do solo são os fatores que

controlam os pontos de geração do escoamento e que sua extensão varia com as condições de umidade do solo (Figura 4).





Um terceiro tipo de processo de transformação chuva-vazão é o decorrente da precipitação que incide diretamente sobre as áreas que já estavam saturadas (Dunne & Black, 1970). Este tipo de escoamento é o primeiro a contribuir para o aumento da vazão e em eventos de chuvas intensas em bacias pequenas é o principal responsável pelo comportamento do hidrograma. Este tipo de escoamento é conhecido como *escoamento de saturação da superfície*.

O escoamento subsuperficial, também conhecido como escoamento lateral, é gerado pela água que infiltra no solo e pode ser dividido em dois tipos: o que permanece abaixo da superfície e contribui para a vazão como escoamento subterrâneo e o que emerge para a superfície antes de atingir o canal (Dunne, Moore & Taylor, 1975). Este último, também chamado de escoamento de retorno, ocorre em menor escala que o primeiro e possui alta velocidade e pequeno tempo de resposta com a chuva. Já o escoamento subterrâneo possui uma velocidade muito baixa para contribuir para o pico da vazão em eventos extremos, mas é o processo dominante no hidrograma de longo prazo e durante períodos de estiagem (Dunne & Black, 1970; Freeze, 1974).

2.4. Aplicações do modelo TOPMODEL

Ao longo dos anos o modelo TOPMODEL foi aplicado em diversas bacias hidrográficas de diferentes dimensões e características físicas. Além da análise da eficiência da calibração a partir de dados observados, em cada estudo aspectos específicos do modelo foram analisados. Na Tabela 1 estão sintetizadas as principais informações de algumas das simulações do TOPMODEL com dados observados.

Tabela 1 - Bacias hidrográficas em que o modelo TOPMODEL foi aplicado: nome e país da bacia, área de drenagem (km²), características físicas da bacia, eficiência da calibração e referência do estudo. R² refere-se ao coeficiente de determinação e NSE à eficiência de Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970).

Bacia	Área (km²)	Características Físicas	Eficiência	Referência
Crimple Beck	8	Clima temperado	0 932 (R ²)	Beven & Wood
– Reino Unido	0		0,002 (11)	(1983)
White Oak	7	Clima temperado	0.958 (R ²)	Beven & Wood
Run - EUA			0,000 ()	(1983)
North Fork -	456	Clima temperado	0.825 (R ²)	Beven & Wood
EUA			0,020 (11)	(1983)
Davidson	105	Clima temperado	0.78 (R ²)	Beven & Wood
River - EUA	100		0,10 (11)	(1983)
		Clima temperado. Altitudes entre		
Monachvle –		296 e 906 m. Cobertura do solo		Robson et al
Reino Unido	7,70	predominantemente de gramíneas e	0,68 (R²)	(1993)
		culturas agrícolas (Johnson &		(1000)
		Whitehead, 1993).		
		Clima temperado. Altitudes entre		
		242 e 852 m. Cobertura do solo		
Kirkton –	6,85	predominantemente de florestas,	0.80 (R ²)	Robson et al.,
Reino Unido		seguido por gramíneas e culturas	-,()	(1993)
		agrícolas (Johnson & Whitehead,		
		1993).		
		Região montanhosa com clima		
Alloux - Suiça	0.36	temperado e úmido. 80% de	0.84 (NSE)	
	-,	cobertura de pastagem e 20% de	-,,	lorgulescu &
		floresta.		Jordan (1994)
		Região montanhosa com clima		
Corbassiére -	1.85	temperado e úmido. 80% de	0.84 (NSE)	lorgulescu &
Suíça	1,00	cobertura de floresta e 20% de	-,()	Jordan (1994)
		pastagem.		

Sieve - Itália	840	Clima temperado. Cobertura de floresta tropical. Bacia hidrográfica com predominância de florestas e culturas agrícolas com centros urbanos localizados.	0,912 (R²)	Franchini et al., (1996)
Sinnamary - Guiana Francesa	0,15	Clima tropical úmido. Cobertura de floresta tropical.	0,96 (NSE)	Moliĉová et al., (1997)
Slapton Wood – Reino Unido	0,94	Clima temperado úmido. Solo permeável.	0,946 (NSE)	Beven & Freer (2001)
Ebonyi - Nigéria	379	Zona de transição entre floresta tropical úmida e savana. Altitudes entre 105 e 565 m. Solo predominantemente arenoso.	0,9426 (NSE)	Campling et al., (2003)
Ribeirão dos Marins – São Paulo, Brasil	59,07	Clima tropical. Cobertura de solo predominantemente de cultura de cana de açúcar e pastagem.	0.284 a 0.956 (NSE)	Ferreira (2003)
Rio Pequeno – Paraná, Brasil	104	Clima temperado. Predominância de cobertura do solo de campos abertos e florestas.	0,848 (NSE)	Silva (2005)
Rio Pirajuçara – São Paulo, Brasil	73,1	Clima tropical. Bacia altamente urbanizada.	0,7 (NSE)	Rocha Filho (2010)
Ammameh - Irã	37,39	Região com altíssima declividade, clima temperado e cobertura de florestas e vegetação arbustiva.	0,888 (NSE)	Nourani et al., (2011)

Beven e Wood (1983) calibraram três parâmetros do TOPMODEL (q0, $m e t_d$) com dados observados do volume total escoado em quatro bacias. Apesar da alta linearidade do dado simulado, os autores observaram uma alta sensibilidade da eficiência da calibração com o estado inicial da bacia. Também foi constatado que os eventos que não eram precedidos por mais de trinta dias de estiagem apresentaram resultados piores. Esta constatação ressalta a importância da premissa do TOPMODEL de que no início da modelagem a zona não saturada do solo está completamente seca.

Beven, Kirkby, Schofield e Tagg (1984) concluíram que o parâmetro que representa o decaimento da condutividade hidráulica com a profundidade (*m*) é o mais sensível e que é fundamental tanto na determinação da área de contribuição

para o escoamento superficial (i.e. áreas saturadas) quanto para o comportamento do escoamento subterrâneo. Esta mesma conclusão foi apresentada em outros estudos (Moliĉová, Grimaldi, Bonell & Hubert, 1997; Campling et al., 2003; Ferreira, 2004; Rocha Filho, 2010). Beven et al. (1984) também concluíram que a aplicação do modelo é possível mesmo em bacias sem dados observados o que sugere um forte significado físico do modelo.

Em Robson et al. (1993) o parâmetro K₀ (condutividade hidráulica do solo saturado) apresentou uma baixa sensibilidade, com valores superiores aos medidos em campo. Observou-se que grande parte do escoamento foi gerado por áreas saturadas. Em uma das duas bacias estudadas, uma alteração do uso do solo (6% da área total foi transformada de cobertura de vegetação para solo arado) entre eventos resultou em uma mudança do comportamento do escoamento subterrâneo.

Ao utilizarem modelos digitais de elevação com diversas resoluções espaciais em bacias pequenas nos Alpes, lorgulescu e Jordan (1983) observaram que resoluções mais baixas tendem a reduzir a amplitude e aumentar a média geométrica da distribuição dos valores do Indicie Topográfico. O parâmetro K₀ apresentou valores muito superiores aos medidos em campo. Apesar de uma eficiência de calibração satisfatória, os autores concluíram que o modelo não pôde ser validado completamente uma vez que premissas básicas do TOPMODEL como o decaimento exponencial da condutividade hidráulica com a profundidade e o estado de quase equilíbrio da zona não saturada do solo são provavelmente inadequadas para as bacias estudadas.

Franchini et al. (1996) aplicaram o TOPMODEL para diversas bacias hidrográficas na Itália, dentre elas a do rio Sieve com uma área de drenagem de 840 km². Foi obtida uma alta linearidade na calibração (R² = 0,912). Após a calibração do modelo, os autores substituíram a distribuição do Indicie Topográfico do rio Sieve pela obtida para outras bacias e constataram uma mudança muito pequena no hidrograma. Este fato sugere que o Índice Topográfico pode não ter uma sensibilidade tão alta quanto se espera. Neste estudo também foi constatado que o parâmetro K_0 possui uma correlação com a resolução espacial do modelo digital de elevação, em que resoluções mais baixas implicam em valores mais elevados de K_0 . Assim como em estudos anteriores, foram constatados valores calibrados de geração do escoamento superficial devido ao excedente da infiltração (i.e. escoamento

50

hortoniano) uma vez que dificilmente a taxa da precipitação será superior à infiltração.

Em Moliĉová et al. (1997) o TOPMODEL foi aplicado em uma bacia tropical e úmida da Guiana Francesa. No estudo constatou-se que os resultados podem ser muito sensíveis à resolução temporal e espacial do dado de precipitação. Também foi constatado que a premissa de um decaimento exponencial da condutividade hidráulica do solo com a profundidade pode não ser verdadeira em solos tropicais, que tendem a apresentar escoamentos laterais mesmo em profundidades maiores.

Beven e Freer (2001) apresentaram uma versão modificada do TOPMODEL, na qual a premissa do estado de quase equilíbrio da zona não saturada do solo foi substituída por uma propagação do escoamento subterrâneo com onda cinemática. A nova versão apresentou resultados melhores do que a versão original, em especial na previsão do instante de ocorrência do pico do hidrograma.

Ao aplicarem o modelo em uma bacia de clima úmido na Nigéria, Campling et al. (2003) alteraram a dinâmica do Índice Topográfico para que o lençol freático não fosse paralelo ao terreno. Os resultados da calibração foram satisfatórios e o escoamento subsuperficial foi o processo mais importante na formação do hidrograma. Os autores também notaram que precipitações convectivas intensas não foram devidamente representadas pela rede de pluviômetros utilizada o que corrobora com a necessidade da utilização de sistemas de medição de precipitação com alta resolução espacial.

Ao aplicar o modelo em uma bacia pequena e urbanizada no Sudeste do Brasil, Rocha Filho (2010) observou que apenas três parâmetros tiveram uma alta sensibilidade (m, $InTe \ e \ t_d$) e que a baixa sensibilidade dos demais parâmetros pode significar uma falta de aderência entre os dados observados e calculados (Schuler et al., 2000).

Nourani et al. (2011) constatou que na medida em que a escala de tempo aumenta, o resultado do modelo piora, com os melhores resultados alcançados na modelagem de eventos independentes.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo estão descritos: a área de atuação do estudo (seção 3.1), dados de evapotranspiração potencial com resolução horária (seção 3.2), sistemas de dados de precipitação utilizados (seções 3.3, 3.4 e 3.5), elaboração das equações de curva-chave (seção 3.6), o modelo hidrológico TOPMODEL (seção 3.7) e a metodologia de calibração (seção 3.8). Um fluxograma da metodologia está apresentado na Figura 5.



Figura 5 - Fluxograma da modelagem hidrológica da BHRM com o modelo TOPMODEL e dados de precipitação provenientes de três sistemas: Telemetria, CMORPH e ANOBES. Fonte: elaborada pelo autor.

3.1. Área de estudo

Nesta seção são descritas algumas características físicas importantes da região de estudo. O conhecimento destas características é importante para a calibração dos parâmetros físicos do modelo e para a compreensão dos resultados obtidos.

52

3.1.1. Bacia Hidrográfica do rio Muriaé

A bacia hidrográfica do rio Muriaé (BHRM) (Figura 6) está localizada na região Sudeste do Brasil e abrange áreas nos estados de Minas Gerais (45% da área total) e Rio de Janeiro (55% da área total). A sua área de drenagem total é de 8.126 km². O rio Muriaé é um afluente da margem esquerda do rio Paraíba do Sul e é o seu último contribuinte principal antes da sua foz no Oceano Atlântico. Os principais afluentes do rio Muriaé são o rio Glória (cuja foz está 4 km a jusante do centro urbano de Muriaé/MG) e o rio Carangola (cuja foz está 5 km a montante do centro urbano e Itaperuna/RJ).

Na BHRM estão localizados 26 municípios, dos quais os mais urbanizados são Muriaé/MG, Itaperuna/RJ e Carangola/MG. A população total da bacia é de aproximadamente 440 mil habitantes (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística [IBGE], 2017).



Figura 6 - Mapa da bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul (verde) com um destaque para a BHRM (contorno vermelho). Limites estaduais e drenagens estão indicados na figura. Mapa do Brasil está exposto no canto superior esquerdo com a indicação do enquadramento da imagem. A escala está indicada na figura. As latitudes estão indicadas no eixo das ordenadas. As longitudes estão indicadas no eixo das abcissas. Fonte: elaborada pelo autor com dados provenientes de www.ibge.gov.br.

O Modelo Digital do Terreno (MDT) utilizado foi produto da missão Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) operada pela National Aeronautics and Space Administration (NASA). As imagens estão disponibilizadas com uma resolução espacial horizontal de 30 metros e uma resolução vertical de 1 metro.

Observa-se que a BHRM tem um formato triangular com orientação noroestesudeste (Figura 7). O relevo da BHRM é caracterizado por um terreno acidentado com picos que superam 1.500 metros de altitude no quadrante noroeste e planícies de baixa altitude no quadrante sudeste.



Figura 7 - Mapa com a topografia da BHRM obtida a partir do Modelo Digital de Terreno (MDT) do produto SRTM. Limites estaduais e principais corpos hídricos estão indicados na figura. A escala está indicada na figura. As latitudes estão indicadas no eixo das ordenadas. As longitudes indicadas no eixo das abcissas. Fonte: elaborada pelo autor a partir de dados disponíveis em https://earthexplorer.usgs.gov/

De acordo com a classificação de Köppen (Köppen, 1948), o clima da região pode ser classificado como da classe *Aw* - *Quente e Úmido com Inverno Seco* (Prado et al., 2005), caracterizado por altas temperaturas ao longo de todo o ano, com um verão chuvoso e um inverno seco em que as médias pluviométricas mensais não ultrapassam 60 mm.

Na análise da imagem com a precipitação média anual entre 1977 e 2006 na BHRM (Figura 8), alta variância espacial da chuva. Os maiores acumulados foram registrados nas regiões com maiores altitudes (noroeste da bacia), próximas à cabeceira da bacia. Nestas regiões a precipitação média anual foi de aproximadamente 1.400 mm. Os menores acumulados foram observados na região próxima à foz do rio Muriaé (sudeste da bacia), com médias anuais de aproximadamente 1.000 mm.



Figura 8 - Precipitação média anual (mm) entre 1977 e 2006 na BHRM. Escalas indicadas na imagem. Dados de precipitação provenientes de pluviômetros convencionais e pluviógrafos. Fonte: elaborada pelo autor com dados provenientes do Atlas Pluviométrico do Brasil (disponível em http://www.cprm.gov.br/publique/Hidrologia/).

3.1.2. Pontos de monitoramento de vazão

Os dados de vazão utilizados no estudo são provenientes de cinco pontos de monitoramento pertencentes à Rede Hidrometeorológica Nacional (RHN) (Tabela 2) operados em parceria pela Agência Nacional de Águas (ANA) e Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Os pontos de monitoramento possuem estações hidrometeorológicas telemétricas, ou seja, com observações de nível (Figura 9) e transmissões automáticas a cada 15 minutos. A cota é observada por intermédio de sensores de pressão o que permite o cálculo da vazão com a curva-chave de cada ponto de monitoramento.



Figura 9 - Estação fluviométrica de Porciúncula no rio Carangola. Sensor de pressão está localizado dentro da tubulação, que está à esquerda dos lances de régua de 0 a 2 metros (dentro do rio) e de 2 a 4 metros. Fonte: cedida pela CPRM.

As estações de Porciúncula e Carangola estão localizadas no rio Carangola, o principal afluente do rio Muriaé. Já as estações de Patrocínio do Muriaé, Itaperuna e Cardoso Moreira estão no rio Muriaé (Figura 10). As duas últimas estão localizadas a jusante da contribuição do rio Carangola e, portanto, possuem as maiores áreas de drenagem.



Figura 10 - Similar à Figura 7, exceto para as áreas de drenagem a montante dos pontos de monitoramento de vazão cujos dados foram utilizados neste estudo. Coordenadas geográficas dos pontos estão apresentados na Tabela 2. Fonte: elaborada pelo autor.

Tabela 2 - Pontos de monitoramento de nível com resolução temporal de 15 minutos na BHRM. Colunas da esquerda para a direita: nome da estação, Município/UF, código ANA, latitude, longitude e área de drenagem (km²). Fonte: dados provenientes de www.ana.gov.br.

Nome	Município/UF	Código ANA	Lat.	Long.	Á _d (km²)
Patrocínio do	Patrocínio do	58920000	21°09'02"S	42°12'52"W	2.990
Muriaé	Muriaé/MG				
Carangola	Carangola/MG	58930000	20°44'18"S	42°01'26"W	742
Porciúncula	Porciúncula/RJ	58934000	20°57'41"S	42°02'16"W	1.318
Itaperuna	Itaperuna/RJ	58940000	21º12'26"S	41°53'31"W	5.768
Cardoso Moreira	Cardoso Moreira/RJ	58960000	21°29'29"S	41°36'48"W	7.283

Para orientar a operação de um sistema de alerta hidrológico, são definidos para cada município, três patamares (cotas) de referência: Atenção, Alerta e Inundação. A cota de Atenção representa o nível em que as equipes de redobram a atenção e iniciam a aplicação dos modelos de previsão (CPRM, 2019). A cota de Alerta representa o nível em que os modelos de previsão são operados de maneira contínua e seus resultados são enviados em forma de boletins para as defesas civis e demais órgãos competentes (CPRM, 2019). A cota de Inundação representa o nível em que o rio começa a trasbordar o leito principal, o que resulta em um impacto à população atingida. As cotas de referência das cinco estações fluviométricas do projeto SAH-Muriaé estão apresentadas na Tabela 3.

Ectação	Cota de Atenção	Cota de Alerta	Cota de Inundação
ESIAÇÃO	(cm)	(cm)	(cm)
Patrocínio do Muriaé	300	450	500
Carangola	200	300	390
Porciúncula	200	370	460
Itaperuna	290	390	450
Cardoso Moreira	300	500	750

 Tabela 3 - Cotas de referência das estações fluviométricas do projeto SAH-Muriaé.

3.1.3. Geologia, tipo de solo e uso do solo

A BHRM pode ser dividida em duas regiões com características geológicas distintas (Prado et al., 2005) (Figura 11 e Tabela 4). A maior parte da bacia, aproximadamente 85%, está localizada em terrenos formados por rochas metamórficas com muitas falhas. Nesta região a recarga do aquífero depende da

topografia, em que áreas de maior altitude, pouca declividade e com presença de vegetação são importantes para a recarga do escoamento subsuperficial enquanto que as áreas topograficamente mais baixas são favoráveis à geração de escoamento superficial. O restante da bacia está localizado em depósitos aluvionares (i.e. depósito de sedimentos como areia e cascalho) com um terreno formado por rochas sedimentares.



Figura 11 - Similar à Figura 7, exceto para as classes de geologia da BHRM. Fonte: elaborada pelo autor com dados provenientes de <u>http://sigaceivap.org.br/siga-ceivap/map</u>

Tabela 4 - Porcentagem da área ocupada por cada classe de geologia em relação à área total da sub-bacia. Colunas da esquerda para a direita: classe de geologia, porcentagem de ocupação da classe de geologia em cada sub-bacia (colunas 2 a 6).

Geologia	Patrocínio do Muriaé	Carangola	Porciúncula	Itaperuna	Cardoso Moreira
Areia	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,6%
Charnockito	25,9%	13,2%	33,3%	40,2%	47,5%
Enderbito	36,6%	55,8%	36,4%	26,1%	21,1%
Granito	10,1%	0,0%	1,9%	9,3%	10,5%
Granitóide	16,6%	29,4%	27,5%	19,2%	16,1%
Metatonalito	10,8%	1,6%	1,0%	5,2%	4,2%

Os tipos de solos predominantes na BHRM (Figura 12 e Tabela 5) são: Latossolo vermelho-amarelo (44%), Argissolo vermelho (23%) e Argissolo vermelhoamarelo (15%). A partir de coletas de campo em uma bacia (cabeceira do rio Corumbataí no estado de São Paulo) com características de tipo de solo semelhante, Moraes et al. (2003) calibraram alguns parâmetros físicos do solo em questão. Foi constatado que a condutividade hidráulica do solo saturado na superfície (K₀) variou entre 0,07 e 0,08 m h^{-1} , enquanto que o fator de decaimento da condutividade com a profundidade oscilou entre 0,38 e 0,74 metros.



Figura 12 - Similar à Figura 7, exceto para os tipos de solo da BHRM. Fonte: elaborada pelo autor com dados provenientes de <u>http://sigaceivap.org.br/siga-ceivap/map</u>

Tipo do solo	Patrocínio do Muriaé	Carangola	Porciúncula	Itaperuna	Cardoso Moreira		
Argissolos	2,3%	18,1%	11,5%	19,9%	33,9%		
Cambissolos	5,5%	1,2%	0,7%	4,0%	3,3%		
Gleissolos	0,0%	0,0%	0,0%	1,6%	2,4%		
Latossolos	91,7%	74,2%	78,5%	71,2%	57,2%		
Neossolos	0,6%	6,5%	9,2%	3,3%	3,0%		
Planossolos	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,3%		
Afloramento de rocha	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,1%		

|--|

A análise da Figura 13 e da Tabela 6 permite caracterizar o uso do solo da BHRM como preponderantemente agropecuário, com a prevalência de pastagens, seguido por florestas e lavouras. Schuler (2003) observou uma redução na condutividade hidráulica e porosidade nos solos sob pastagens, o que os torna mais propensos à geração de escoamento superficial. Elsenbeer, Newton, Dunne e de Moraes (1999) constataram que em solos sob florestas ocorre um decaimento mais acentuado da transmissividade com a profundidade.



Figura 13 - Similar à Figura 7, para o uso e ocupação do solo da BHRM. Fonte: dados provenientes de <u>https://www.ibge.gov.br</u>

Uso e ocupação	Patrocínio	Carangola	Porciúncula	Itaperuna	Cardoso
do solo	do Muriaé				Moreira
Florestas	19,4%	11,1%	19,2%	17,5%	23,6%
Lavouras	2,6%	10,6%	6,2%	3,0%	2,7%
Pastagens	66,7%	58,0%	59,4%	68,7%	64,4%
Usos diversos	9,7%	20,3%	14,7%	9,7%	8,0%
Área Urbana	1,5%	0,0%	0,5%	1,2%	1,3%

Tabela 6 - Similar à Tabela 4, exceto para o uso e ocupação do solo.

3.2. Evapotranspiração Potencial

Os dados de evapotranspiração potencial utilizados são provenientes da estação meteorológica convencional de Itaperuna (OMN: 83695) operada pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) cujas informações são disponibilizadas no Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP). Este dado de evapotranspiração foi medido com um lisímetro, que consiste em um dispositivo enterrado coberto por uma grama padrão e preenchido com o solo local. O dispositivo é irrigado diariamente (com um volume conhecido) e possui uma drenagem cujo volume pode ser medido. Assim é possível a utilização da equação do Balanço Hídrico (Equação 3.1) para a determinação da evapotranspiração potencial (Maidment, 1993):

$$ET_p = P + \left(\frac{V_i - V_d + \Delta V}{A}\right) \tag{3.1}$$

em que:

ET_p é a evapotranspiração medida pelo lisímetro [mm];

P é a precipitação no intervalo e que deverá ser medida com um pluviômetro na mesma estação meteorológica [mm];

 V_i é o volume irrigado [litros];

 V_d é o volume drenado [litros];

 ΔV é a variação de volume no lisímetro [litros];

A é a área do lisímetro [m²].

Apesar de o lisímetro ser operado diariamente, o dado disponibilizado possui uma resolução mensal o que permite desconsiderar a variação de volume de água no lisímetro (ΔV) que se torna desprezível em face da ordem de grandeza evapotranspiração potencial.

Para os meses com eventos analisados neste estudo (janeiro, fevereiro, março, novembro e dezembro) calculou-se a média mensal dos dados entre o período de 2007 e 2017. Posteriormente o dado mensal foi desagregado para uma média diária para cada mês. Para a distribuição da evapotranspiração dentro de um dia, considerou-se que toda a evapotranspiração diária ocorre entre às 07:00 e 19:00 no horário local (UTC -3), representada neste intervalo, por uma função seno com limites iguais a 0 e π (Ferreira, 2004) (Figura 14).



Figura 14 - Distribuição da evapotranspiração potencial dentro de um dia com resolução horária. Intervalo de tempo no eixo das abcissas e percentual da evapotranspiração horária em relação à média diária no eixo das ordenadas. Fonte: elaborada pelo autor.

3.3. Rede Telemétrica de Pluviômetros

Neste estudo, foram utilizados oito pluviômetros distribuídos na BHRM (Tabela 7).

Tabela 7 - Pluviômetros automáticos, com resolução temporal de 15 minutos utilizados para a integração com a metodologia de Thiessen (Thiessen, 1911). Colunas da esquerda para a direita: nome da estação, código ANA, latitude, longitude e instituição operadora.

Nome	Código ANA	Lat.	Long.	Operadora
Patrocínio do Muriaé	02142002	21°09'02" S	42°12'52" W	ANA/CPRM
Carangola	02042000	20°44'18" S	42°01'26" W	ANA/CPRM
Porciúncula	02042027	20°57'41" S	42°02'16" W	ANA/CPRM
Itaperuna	02141004	21º12'26" S	41°53'31" W	ANA/CPRM
Cardoso Moreira	02141003	21°29'29" S	41°36'48" W	ANA/CPRM
Eugenópolis	58921500	21º07'15" S	42°11'49" W	IGAM
Rosário da Limeira	02042051	20°58'44" S	42°30'34" W	IGAM
São Sebastião da	02142096	21º04'21" S	42°38'13" W	IGAM
Vargem Alegre				

Os pluviômetros são do tipo automático de báscula com resolução de 0,2 mm e resolução temporal de observação de 15 minutos (Figura 15). Os dados observados são armazenados em um *Datalogger*, que está localizado no interior de uma Plataforma de Coleta de Dados (PCD). Os dados são transmitidos via satélite ou sinal de celular por meio de uma antena conectada à PCD. A energia elétrica necessária para a observação e transmissão é fornecida por meio de um painel solar.



Figura 15 - Sentido horário começando da foto do lado esquerdo da parte superior: pluviômetro automático; interior de um pluviômetro automático com o sistema de báscula; painel solar e antena para transmissão dos dados via satélite; interior de uma PCD. Fonte: fotografias cedidas pela CPRM.

Para a distribuição espacial da observação dos pluviômetros, utilizou-se a metodologia dos *Polígonos de Thiessen* (Thiessen, 1911), em que a precipitação em um determinado ponto da bacia é representada pelo pluviômetro mais próximo (Figura 16). Assim a precipitação em uma sub-bacia é a média da precipitação ponderada pela área do polígono de cada pluviômetro que está dentro dos limites da sub-bacia.



Figura 16 - Similar à Figura 7, exceto com os polígonos de Thiessen para os oito pluviômetros automáticos. Coordenadas geográficas dos pluviômetros estão apresentadas na Tabela 7. Fonte: elaborada pelo autor.

3.4. CMORPH

O produto *CPC Morphing Technique* (CMORPH) (Joyce et al., 2004), disponibilizado pelo *Climate Prediction Center* da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (CPC/NOAA), proporciona imagens de satélite com estimativas de taxas de precipitação com resolução espacial de 0,0727° (i.e. aproximadamente 8 km na linha do equador) e frequência temporal de 30 minutos para a região do globo terrestre compreendida entre os paralelos 60°N e 60°S. O método é baseado em imagens obtidas a partir de sensores de microondas (com frequências entre 10 e 187 GHz) que são propagadas no tempo e no espaço por meio de imagens provenientes de sensores infravermelhos (frequências em torno de 2,8x10⁴ GHz).

As imagens de microondas são obtidas a partir de dados de três sensores passivos instalados em satélites em órbitas polares.

O primeiro sensor de microondas a ser utilizado para observação de precipitação foi lançado a bordo do satélite da missão *Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP) em 1987. O sensor *Special Sensor Microwave Imager* (SSM/I) utiliza a observação da radiação de 85 GHz para observação da precipitação nos continentes. Ele relaciona o retro espalhamento da radiação ascendente causado pelas partículas de gelo nas nuvens com a taxa de precipitação (Ferraro, 1997). Sob os oceanos, além do canal de 85 GHz, utiliza-se o canal de 37 GHz que detecta a emissão termal dos hidrometeoros líquidos presentes nas nuvens. Sobre os continentes, as estimativas de precipitação do sensor SSM/I apresentaram um melhor resultado em latitudes baixas, com um viés negativo em relação a outros sistemas de medição (Ferraro, 1997).

O sensor Advanced Microwave Sounding Unit-B (AMSU-B) está a bordo do satélite NOAA. Ele realiza o perfilamento do teor de água líquida com o canal de microondas de baixa frequência (31 GHz) e o perfilamento de partículas de gelo com os canais de alta frequência (89 e 150 GHz) em nuvens de uma coluna da atmosfera (Weng et al., 2003). O canal de microondas de baixa frequência permite a estimativa de precipitação sobre os oceanos ao medir a radiação emitida pelos hidrometeoros líquidos das nuvens. Os canais de microondas de alta frequência possibilitam a estimativa da precipitação sobre os continentes a partir do retro espalhamento da radiação ascendente pelas partículas de gelo nas nuvens (Weng et al., 2003). O canal com frequência 89 GHz é utilizado na medição de precipitações superiores à

64

10 mm h⁻¹, enquanto o canal de 150 GHz permite as estimativas de taxas de precipitação inferiores à 10 mm h⁻¹.

O sensor *TRMM Microwave Imager* (TMI) possui nove canais com frequências próximas as do SSM/I, com a vantagem de ter uma melhor resolução temporal devido à órbita de menor altitude do satélite TRMM. No entanto, as imagens deste sensor estão limitadas entre os paralelos 38ºN e 38ºS. São utilizados dois algoritmos para a estimativa de precipitação a partir de medições do TMI. O primeiro utiliza canais de microondas de baixa frequência para a estimativa da chuva sobre os oceanos (Kummerow et al., 2001). O outro algoritmo, o *Goddard Profiling Algoritihm* (GPROF), possibilita estimativas de taxas de precipitação instantâneas sobre os continentes com o uso de canais de microondas de alta frequência (Kummerow, Olson & Giglio, 1996).

Posteriormente, as três estimativas independentes de precipitação são normalizadas e combinadas para geração da estimativa final do produto CMORPH (Joyce et al., 2004).

Os sensores de infravermelho estão a bordo de satélites geoestacionários das missões *METEOSAT* e *GOES*, e medem a temperatura de brilho do topo de nuvens. As imagens de ambos os satélites são combinadas e operadas com uma resolução espacial de 0,03635° (i.e. aproximadamente 4 km na linha do equador) após passarem por correções devido à geometria da navegação de nuvens de alta altitude (Vicente, Davenport & Scofield, 2002) e retorno do sinal infravermelho para altos ângulos zenitais (Joyce, Janowiak & Huffman, 2001).

As imagens provenientes de sensores infravermelhos nem sempre possuem uma boa correlação com a precipitação (Janowiak, Joyce & Yarosh, 2001), mas permitem a identificação dos sistemas de nuvens e o cálculo do seu deslocamento (Joyce et al., 2001). Por estes motivos são utilizadas na propagação temporal e espacial das imagens de precipitação derivadas dos sensores de microondas (Joyce et al., 2004). Para a propagação utiliza-se o método *Cloud System Advection Vector* (CSAV), que consiste em detectar e estimar a velocidade e o sentido do deslocamento dos sistemas de nuvens (Joyce et al., 2004). Este resultado é transformado em matrizes vetoriais que são aplicadas às imagens de microondas, que resultam em imagens de taxa de precipitação geradas pelo sistema CMORPH.

Os processos de propagação e *morphing* são realizados entre duas imagens consecutivas geradas pelos sensores de microondas. Este processo tem o objetivo

de gerar novas imagens no intervalo entre as medições com microondas, para que a frequência temporal seja reduzida de 3 horas (intervalo entre a imagens de microondas) para 30 minutos. No exemplo exposto na Figura 17, as imagens obtidas por meio dos sensores de microondas são dos horários 03:30 UTC e 05:00 UTC, e necessitam, portanto, a propagação para a geração das imagens referentes aos horários 04:00 UTC e 04:30 UTC.



Figura 17 - Demonstração do processo de propagação e *morphing*. Na linha A está demonstrada a propagação da imagem das 03:30 UTC (t) para o futuro para gerar as imagens das 04:00 UTC (t+0.5h) e 04:30 UTC (t+1h). Na linha B está demonstrada a propagação da imagem das 05:00 UTC (t) para o passado para gerar as imagens das 04:30 UTC (t-0.5h) e 04:00 UTC (t-1h). Na linha C está demonstrado o processo de *morphing* das imagens das 04:00 e 04:30 UTC produzidas nas etapas de propagação. Fonte: Joyce et al., 2004.

A partir dos vetores de propagação, a imagem de 03:30 UTC é propagada para frente no tempo t+0.5h (04:00 UTC) e t+1h (04:30 UTC). O mesmo processo é aplicado para a imagem de 05:00 UTC para propagá-la para trás no tempo. Estes dois processos, chamados de propagação, utilizam o mesmo vetor, mas com os sinais invertidos. O processo de *morphing* consiste na mescla das imagens geradas na etapa anterior, ponderada por pesos inversamente proporcionais aos intervalos de tempo das duas propagações, conforme expresso nas Equações (3.2) e (3.3) para o exemplo descrito acima:

 $P(04:00 \text{ UTC}) = 0.67 \times P_{frente}(03:30 \text{ UTC}) + 0.33 \times P_{trás}(05:00 \text{ UTC})$ (3.2)

 $P(04:30 \text{ UTC}) = 0.33 \times P_{frente}(03:30 \text{ UTC}) + 0.67 \times P_{trás}(05:00 \text{ UTC})$ (3.3)

em que:

P (04:00 UTC) é a precipitação propagada para o horário 04:00 UTC;

P (04:30 UTC) é a precipitação propagada para horário 04:30 UTC;

P_{frente}(03:30 UTC) é a precipitação propagada no futuro a partir da imagem do horário 03:30 UTC;

P_{trás}(05:00 UTC) é a precipitação propagada no passado a partir da imagem do horário 05:00 UTC.

A resolução espacial final do produto do CMORPH de 0,0727º é determinada devido à combinação da resolução das diversas fontes de imagens utilizadas ao longo do processo: 4 km (GOES IR), 5 km (Meteosat IR) e 13 km (AMSU-B e SSM/I). Assim, o CMORPH combina as qualidades dos dois sistemas de medição: a melhor correlação da precipitação com as imagens de microondas e a melhor cobertura espacial e caracterização do topo de nuvens com as imagens de infravermelho.

3.5. Análise Objetiva Estatística (ANOBES)

Qualquer sistema de medição de precipitação possui erros associados, seja na acurácia da observação, na representatividade espaço-temporal ou em ambas. Estas incertezas são propagadas para a análise final dependente do dado de chuva (Tang, Behrangi, Long, Li & Hong, 2018). Uma alternativa para minimizar o erro do dado de precipitação é por meio da Análise Objetiva Estatística (ANOBES) (Pereira Filho et al., 1998). Esta é uma técnica muito eficiente de interpolação (Bhagarva & Danard, 1994) e foi desenvolvida inicialmente para a integração de estimativas de precipitação de radar com dados observados de pluviômetros. Recentemente, a metodologia também foi utilizada para a integração de estimativas de precipitação com satélite e com pluviômetros (Pereira Filho et al., 2018).

A precipitação analisada em um determinado ponto de grade é obtida por meio da adição da precipitação estimada por sensoriamento remoto (radar ou satélite) no ponto e a soma do produto dos pesos das diferenças entre as precipitações medidas pelos pluviômetros (observadas) e as estimadas por sensoriamento remoto (Rocha Filho, 2010). Neste caso, a variância do erro será a soma dos quadrados das diferenças entre os valores observados e os valores reais. Portanto, os pesos dos valores analisados serão dependentes da variância do erro da estimativa de precipitação por sensoriamento remoto. A análise é realizada de maneira que a variância do seu erro seja inferior à variância do erro dos dados observados. A equação do sistema de ANOBES (Pereira Filho et al., 1998) é dada por:

$$P_a(x_i, y_i) = P_r(x_i, y_i) + \sum_{k=1}^{K} w_{ik} [P_q(x_k, y_k) - P_r(x_k, y_k)]$$
(3.4)

em que:

 $P_a(x_i, y_i)$ é a precipitação analisada no ponto *i* do grid [mm];

 $P_r(x_i, y_i)$ é a precipitação estimada por sensoriamento remoto no ponto *i* do grid [mm];

 $P_g(x_k, y_k)$ é a precipitação medida pelo pluviômetro no ponto k [mm];

 $P_r(x_k, y_k)$ é a precipitação estimada por sensoriamento remoto no ponto k [mm];

w_{ik} é o peso que será definido a posteriori;

K é o número de pluviômetros;

(x, y) são as coordenadas em UTM [km].

Uma premissa do método é a de que tanto os erros da precipitação observada pelos pluviômetros quanto os erros da precipitação estimada pelo sensoriamento remoto não tem correlação e nem viés. Assim é possível a obtenção dos pesos por meio da Equação 3.5:

$$\sum_{l=1}^{K} W_l(\rho_{kl} + \varepsilon_k^2) = \rho_{kl}; \text{ para } 1 \le k \le K$$
(3.5)

em que:

 ρ_{kl} é a correlação dos erros entre os pluviômetros *k* e *l*;

 ρ_{ki} é a correlação dos erros entre o ponto *i* do grid e o pluviômetro *k*;

 ε_k^2 é o erro observado normalizado;

 W_l é o peso que será definido a posteriori.

Por intermédio da aplicação de algoritmos previamente elaborados (Daley, 1993) nas matrizes de covariância dos erros dos dados estimados por sensoriamento remoto, é possível a normalização do erro (Equação 3.6). A variância do erro normalizada (NEXERVA) (ε_a^2) pode ser utilizada na análise da distribuição espacial da redução da variância do erro do dado analisado em relação ao estimado.

$$\varepsilon_a^2 = 1 - \sum_{l=1}^K \rho_{kl} W_l \tag{3.6}$$

A NEXERVA é a razão entre a variância do erro esperada para o dado analisado e a variância do erro da estimativa do sensoriamento remoto. A partir dela é possível determinar a distribuição espacial do erro e quanto o erro foi reduzido no dado analisado em relação ao valor inicial (Pereira Filho et al., 1998). Em geral, quanto maior a proximidade de um dado observado, menor o valor da NEXERVA.

A matriz das covariâncias dos erros do valor inicial (Equação 3.7) utilizada para normalizar as Equações 3.4 e 3.5, é a componente mais importante do método ANOBES (Pereira Filho et al., 1998). Esta matriz tem uma grande importância na exatidão da análise (Pereira Filho et al., 1998).

$$\rho_{kl} = \frac{\langle (P_R^k - P_a^k) \times (P_R^l - P_a^l) \rangle}{\sqrt{\langle (P_R^k - P_a^k)^2 \times (P_R^l - P_a^l)^2 \rangle}};$$
(3.7)

Em que:

 ρ_{kl} é a correlação do erro entre os pixels *k* e *l*;

 $P_R^{k(l)}$ é a precipitação acumulada estimada por sensoriamento remoto no pixel k(l);

 $P_a^{k\,(l)}$ é a precipitação média de longo prazo estimada por sensoriamento remoto no pixel *k* (*I*).

O número de pares de pixels utilizados no cálculo da correlação do erro é em função da quantidade de pares que tem ao menos um dado observado. Assim, a função da correlação em relação à distância para diferentes intervalos de tempo é obtida por meio da média de todas as correlações para uma mesma distância (Pereira Filho et al., 1998).

3.6. Curvas-chaves para a BHRM

Com o objetivo de transformar as observações de cota em um dado de vazão, foram elaboradas equações de curva-chave para os pontos de monitoramento fluviométrico na BHRM. Para isso, foram analisadas as medições de vazão (disponíveis em hidroweb.ana.gov.br) de toda a série histórica. Posteriormente as medições foram agrupadas em períodos cujas relações entre as cotas e vazões observadas foram estáveis.

Assim, para o período das simulações foram ajustadas equações com o método dos mínimos quadrados. Para a extrapolação das curvas-chaves (i.e. valores de cota superiores à cota máxima com medição de vazão) foi utilizado o método do produto da área-velocidade. A velocidade foi propagada até a cota máxima da curva-chave a partir das medições mais elevadas, enquanto que, a área foi obtida a partir de um levantamento de seção transversal nas seções de medição. Os gráficos com as equações de curva-chave e medições de vazão estão apresentados na Figura 18 a Figura 22.



Figura 18 - Curva de calibração (curva-chave) (linha preta) para a transformação da cota observada (eixo das abcissas) em vazão observada (eixo das ordenadas) para a estação fluviométrica de Patrocínio do Muriaé. Medições de vazão utilizadas para elaboração da curva-chave estão representadas por pontos vermelhos. Desvio absoluto médio da curva-chave em relação às medições está apresentado no canto superior esquerdo. Fonte: elaborado pelo autor.







Figura 20 - Similar à Figura 18, exceto para Porciúncula.



Figura 21 - Similar à Figura 18, exceto para Itaperuna.



Figura 22 - Similar à Figura 18, exceto para Cardoso Moreira.

3.7. Modelo Hidrológico TOPMODEL

O modelo TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979) é um modelo de transformação chuva-vazão definido como determinístico, dinâmico, de parâmetros com base física e semi-distribuído. O modelo foi desenvolvido para bacias úmidas de clima temperado e com pouca cobertura vegetal (Beven et al., 1984). O modelo é considerado semi-distribuído pelo motivo de apenas o parâmetro relacionado à topografia, o Índice Topográfico, ser distribuído (Silva, 2005). Beven e Kirkby (1979) e Beven et al. (1984) descrevem o TOPMODEL como um modelo conceitual de base física que representa as dinâmicas da superfície e do solo com base na relação entre a descarga e o armazenamento estabelecida a partir de fluxos em zonas saturadas devido a declividade. De acordo com os autores, o TOPMODEL combina as vantagens da simplicidade de modelos concentrados com os efeitos distribuídos de áreas variáveis de contribuição e escoamentos através da rede de drenagem, enquanto mantém a possibilidade de determinar os parâmetros a partir do conhecimento das características físicas da bacia de estudo.

O processo de transformação da precipitação em vazão em um modelo hidrológico pode ser dividido em duas etapas: o balanço hídrico no solo e a propagação do escoamento até o exutório da bacia (Franchini et al., 1996). No TOPMODEL uma série de três reservatórios interligados representa o processo de geração do escoamento e é a resposta média da bacia de capacidade homogênea: reservatório da vegetação (S_1), reservatório da zona não saturada do solo (S_2) e o reservatório da zona saturada do solo (S_3) (Rocha Filho, 2010). O reservatório S_1 foi denominado de *reservatório da zona de raízes* pelos autores do modelo, no entanto
como os seus processos sugerem que ele representa a interceptação da chuva pela vegetação (Franchini et al., 1996), será neste presente estudo chamado de *reservatório da vegetação*. Para cada instante de tempo, os reservatórios S_1 e S_2 estão preenchidos com os níveis S'_1 e S'_2 respectivamente. O déficit de saturação (*S*) de cada instante de tempo é a diferença entre o nível máximo do reservatório S_2 (S_2^*) e o nível instantâneo (S'_2).

Este sistema de três reservatórios gera quatro possíveis escoamentos: subterrâneo na zona saturada (q_s) , subsuperficial vertical na zona não saturada (q_v) , superficial devido ao excedente da infiltração (escoamento hortoniano) (q_h) e superficial na zona saturada (escoamento de fonte de área variável somado ao escoamento de saturação na superfície) (q_{as}) (Silva, 2005). Na etapa posterior, o TOPMODEL realiza a propagação do escoamento superficial e a composição do hidrograma no exutório da bacia. Os principais processos envolvidos no modelo estão apresentados na Figura 23.



Figura 23 - Fluxograma com os processos do TOPMODEL. S₁: reservatório da vegetação. S₁: nível máximo do reservatório S₁. S₂: reservatório da zona não saturada do solo. S₂: nível máximo do reservatório S₂. S₁: nível instantâneo do reservatório S₂. S₂: reservatório S₂. S: déficit de saturação. S₃: reservatório da zona saturada do solo. ET_{sup}: evapotranspiração que ocorre na superfície. ET_{solo}: evapotranspiração que ocorre no solo. (1): precipitação. (2): precipitação efetiva. (3): *escoamento superfícial de área saturada* (Betson, 1964; Dunne & Black, 1970). (4): escoamento *hortoniano* (Horton, 1933). (5): escoamento subsuperficial vertical. (6): escoamento superficial propagado com o método de Clarke (Clarke, 1973). (7): escoamento subterrâneo. Fonte: elaborada pelo autor.

O modelo utiliza a premissa que a simulação ocorre após um período de estiagem o que implica nas seguintes condições iniciais (Franchini et al., 1996):

- a zona não saturada do solo (S_2) está completamente seca (i.e. $S'_2 = 0$);
- a vazão no exutório da bacia é gerada exclusivamente pelo escoamento subterrâneo, representado pelo parâmetro qs0.

3.7.1. Perdas por evapotranspiração

No modelo, existem duas possibilidades para a perda de água devido à evapotranspiração: a evapotranspiração que ocorre na superfície (ET_{sup}) e a que ocorre no solo (ET_{solo}) . A ET_{sup} ocorrerá enquanto o reservatório S_1 não estiver vazio (i.e. $S'_1 > 0$) e será igual à evapotranspiração potencial (ET0) (Equação 3.8). Caso o reservatório S_1 esteja vazio, ocorrerá a ET_{solo} que será dependente do nível do reservatório S_2 (Equação 3.9) (Beven et al., 1984). A evapotranspiração efetiva (ET) será a soma entre ET_{sup} e ET_{solo} (Equação 3.10):

$$\begin{cases} ET_{sup}(i) = ET0(i); & se S'_1(i) > 0\\ ET_{sup}(i) = 0; & se S'_1(i) = 0 \end{cases}$$
(3.8)

$$\begin{cases} ET_{solo}(i) = 0; & se S'_{1}(i) > 0\\ ET_{solo}(i) = ET0(i) \left[\frac{S'_{2}(i)}{S_{2}^{*}} \right]; & se S'_{1}(i) = 0 \end{cases}$$
(3.9)

$$ET(i) = ET_{sup}(i) + ET_{solo}(i)$$
(3.10)

em que:

 $ET_{sup}(i)$ é a evapotranspiração que ocorre na superfície no instante i [m];

 $ET_{solo}(i)$ é a evapotranspiração que ocorre no solo no instante i [m];

ET0(i) é a evapotranspiração potencial (variável de entrada do modelo) no instante *i* [m];

ET(*i*) é a evapotranspiração efetiva (variável de saída do modelo) no instante *i* [m];

 $S'_1(i)$ é o nível no instante *i* do reservatório que representa a vegetação (S_1);

 S_1^* é o nível máximo do reservatório que representa a vegetação (S_1);

74

 $S'_{2}(i)$ é o nível no instante *i* do reservatório que representa a zona não saturada do solo (S_{2});

 S_2^* é o nível máximo do reservatório que representa a a zona não saturada do solo (S_2).

O reservatório S_2 só receberá aporte de precipitação quando a capacidade máxima do reservatório S_1 for superada.

3.7.2. Balanço subsuperficial da água

A modelagem do balanço subsuperficial da água tem duas importâncias para o modelo (Beven & Kirkby, 1979): a determinação do incremento do escoamento subterrâneo e o cálculo do déficit de saturação (*S*) de cada ponto (pixel) para cada passo de tempo. Caso $S \le 0$, o solo do ponto (pixel) estará saturado e passará a contribuir para o escoamento superficial de resposta rápido de acordo com os mecanismos de *escoamento de fonte de área variável* e *escoamento de saturação na superfície* (Betson, 1964; Dunne & Black, 1970).

Uma premissa básica do modelo é a de que a condutividade hidráulica do solo saturado segue em perfil exponencial e pode ser expressa a partir da Equação 3.11 (Beven & Kirkby, 1979):

$$K_s(z) = K_0 \exp(-fz)$$
 (3.11)

em que:

 $K_s(z)$ é a condutividade hidráulica do solo saturado em uma profundidade z,

z é a profundidade do solo;

 K_0 é a condutividade hidráulica do solo saturado na superfície;

 $f \neq o$ fator de decaimento de K_s com a profundidade.

Nesta equação a condutividade hidráulica decai com a profundidade e K_0 e f são parâmetros constantes para toda bacia.

O modelo assume que a linha do lençol freático é paralela à superfície, o que permite descrever o fluxo de água encosta abaixo na zona saturada a partir da Lei de Darcy (Sivapalan, Beven & Wood, 1987):

$$q_i = T_i(z_i) \tan \beta_i \tag{3.12}$$

em que:

 q_i é o fluxo por unidade de largura no ponto *i*; $T_i(z_i)$ é a transmissividade lateral do solo no ponto *i*;

 β_i é a declividade do terreno no ponto *i*.

A expressão para $T_i(z_i)$ pode ser determinada a partir da integral da Equação 3.11, com os limites iguais à profundidade do lençol freático (z_i) e à profundidade da base da zona saturada (Z) (limite entre a zona saturada e a zona impermeável do solo).

$$T_i(z_i) = \frac{1}{f} [K_s(z_i) - K_s(Z)]$$
(3.13)

Para grandes profundidades de *Z*, o valor da condutividade hidráulica $K_s(Z)$ é desprezível quando comparado a $K_s(z_i)$. Assim, ao substituir as Equações 3.11 e 3.13 na Equação 3.12 é possível estabelecer o fluxo da zona saturada por unidade de largura em um ponto *i*:

$$q_i = T_0 \tan \beta_i \exp(-f z_i) \tag{3.14}$$

Em que $T_0 = K_0/f$ é a transmissividade lateral do solo quando este está saturado na superfície e assim como K_0 e f, é constante para toda a bacia. Valores altos de T_0 representam um solo permeável e favorecem a rápida propagação do escoamento subterrâneo e uma menor vazão de pico do hidrograma.

De acordo com Hornberger, Raffensperger, Wiberg e Eshleman (1998), a profundidade do lençol freático (z_i) pode ser expressa em função do déficit de saturação:

$$z_i = \frac{s}{\eta}; \tag{3.15}$$

em que:

S é o déficit de saturação do solo;

 η é a porosidade do solo.

Beven e Kirkby (1979) explicam que valores positivos de S significam que o solo não está saturado enquanto valores negativos indicam um excedente de saturação. Este excedente de saturação pode ser interpretado como o escoamento de retorno (lorgulescu & Jordan, 1984).

A Equação 3.15 significa que quanto maior a porosidade do solo, maior será o déficit de saturação para um mesmo valor de z_i . Como f/η é constante para toda bacia, pode ser substituída por 1/m, em que o parâmetro m pode ser interpretado como a profundidade efetiva de armazenamento de água do solo (Beven, 1984). Quanto maior o valor de m, maior será a sua resistência para que a saturação atinja a superfície (i.e. $z_i = 0$).

Scanlon, Raffensperger, Hornberger e Clapp (2000) apresentaram uma equação em que o parâmetro *m* pode ser calculado a partir da análise da curva de recessão de vazão de vários anos (Equação 3.16):

$$m = \frac{t}{\left(\frac{1}{Q_b} + \frac{1}{Q_0}\right)} \tag{3.16}$$

em que:

m é o parâmetro do TOPMODEL que representa o decaimento da transmissividade do solo com a profundidade [m];

t é o tempo transcorrido desde o início da recessão [h];

 Q_b é vazão após transcorrido um tempo t [m h⁻¹];

 Q_b é a vazão no início da recessão (t=0) [m h⁻¹].

Com a substituição da Equação 3.15 na Equação 3.14, a equação do fluxo na zona saturada por unidade de largura pode ser expressa como:

$$q_i = T_0 \tan(\beta_i) \exp\left(-\frac{s}{m}\right)$$
(3.17)

Por definição, a vazão por unidade de largura em um ponto *i* pode ser escrita como:

$$q_i = T_0 \tan(\beta_i) \exp\left(-\frac{s}{m}\right) = R \ x \ a_i \tag{3.18}$$

Em que *R* é a taxa de recarga da zona saturada e a_i é a área de drenagem por unidade de contorno do ponto *i*.

Ao isolar a variável *S* na Equação 3.18 é possível determinar a equação do déficit de saturação para um ponto *i*:

$$S_i = -m\left\{\ln\left(\frac{R}{T_0}\right) + \ln\left(\frac{a_i}{\tan\beta_i}\right)\right\}$$
(3.19)

Na Equação 3.14 observa-se que S_i é dependente de dois termos. O primeiro é função da taxa de precipitação (variável de entrada do modelo) e da transmissividade lateral do solo quando este está completamente saturado (parâmetro do modelo). O segundo termo é dependente apenas da topografia do terreno e é chamado de *Índice Topográfico*, expresso como: $\lambda_i = \ln \left(\frac{a_i}{tan\beta_i}\right)$ (Beven & Kirkby, 1979). Valores elevados de λ_i indicam pontos mais propensos a atingirem a saturação. Valores elevados de λ_i são observados em regiões de baixa declividade e são mais propensos a gerarem escoamento superficial (Beven et al., 1984). Pontos com valores iguais de λ_i são tratados como regiões com respostas hidrológicas semelhantes.

O modelo classifica todos os valores de λ_i em classes (um máximo de 30 classes é permitido) em forma de um histograma e efetua os cálculos do déficit para cada classe. Desta maneira, elimina-se a necessidade do cálculo pixel a pixel e reduz significativamente o tempo de computação. Como o modelo considera apenas a variação espacial do parâmetro *Índice Topográfico* (λ_i), o déficit de saturação a ser utilizado deve ser um valor médio para toda a bacia que pode ser calculado a partir da integral da Equação 3.19 (Equação 3.20).

$$\bar{S} = \frac{1}{A} \int_{1}^{A} -m \left\{ \ln \left(\frac{R}{T_0} \right) + \ln \left(\frac{a_i}{\tan \beta_i} \right) \right\} dA$$
(3.20)

Como *R* (taxa de recarga da zona saturada) e T_0 são homogêneos para toda bacia, o déficit de saturação médio da bacia pode ser expresso como (Equação 3.21):

$$\bar{S} = -m \left\{ \ln \left(\frac{R}{T_0} \right) - \bar{\lambda} \right\}$$
(3.21)

A Equação 3.21 também pode ser escrita como:

$$\ln\left(\frac{R}{T_0}\right) = -\frac{\bar{s}}{m} + \bar{\lambda} \tag{3.22}$$

Em que $\bar{\lambda} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^{N} \ln \left(\frac{a_i}{\tan \beta_i} \right) a'_i$ pode ser considerado o índice topográfico médio da bacia.

Ao aplicar a condição da saturação, $S_i \le 0$, na Equação 3.19, é possível estabelecer a partir de qual valor do índice topográfico a saturação é atingido.

$$\lambda_i \ge -\ln\left(\frac{R}{T_0}\right) \tag{3.23}$$

Com a combinação das Equações 3.22 e 3.23 é possível obter a Equação 3.24.

$$\lambda_i \ge \frac{\bar{s}}{m} - \bar{\lambda} \tag{3.24}$$

Na Equação 3.24, λ_i é constante no tempo com uma variação espacial, enquanto que *m* e $\overline{\lambda}$ são constantes tanto no tempo quanto no espaço. O termo responsável em representar a mudança da condição de saturação do solo da bacia com o tempo será \overline{S} , que será dependente da taxa de recarga do aquífero (*R*).

As áreas saturadas tendem a serem encontradas na parte inferior de encostas e em depressões convergentes associadas a solos com baixa condutividade hidráulica ou áreas com baixa declividade (Beven & Wood, 1983; Silva, 2005).

3.7.3. Escoamento subterrâneo

O escoamento subterrâneo total será a somatória do escoamento subterrâneo de cada célula e pode ser expresso como (Beven & Kirkby, 1979):

$$q_s = \sum_{i=1}^N q_i l_i \tag{3.25}$$

em que:

 q_i é o escoamento subterrâneo por unidade de comprimento gerado pelo ponto *i* [(m dt⁻¹)/m];

 l_i é a largura do pixel [m];

N é o número de pixels.

Ao substituir a Equação 3.17 na Equação 3.25 é possível determinar a Equação 3.26.

$$q_s = \sum_{i=1}^{N} l_i T_0 exp\left(-\frac{s_i}{m}\right) \tan \beta_i$$
(3.26)

Ao rearranjar os termos da Equação 3.26 é possível determinar que:

$$q_s = \sum_{i=1}^N a_i l_i \exp\{\ln(T_0)\} \exp\left(\bar{\lambda} - \frac{s}{m}\right)$$
(3.27)

Como $\sum a_i l_i = A$, é área da bacia, a Equação 3.27 expressa o escoamento subterrâneo total, por passo de tempo, para toda bacia.

3.7.4. Escoamento subsuperficial vertical na zona não saturada

Uma premissa básica do TOPMODEL é a de que a zona não saturada do solo (S_2) funciona como um reservatório quase constante (i.e. entrada de água é igual à saída) com um tempo de retardo de permanência desse volume definido por um parâmetro do modelo (t_d) (Beven & Kirkby, 1979).

A entrada de água no reservatório é igual à precipitação efetiva (*R*), enquanto que a saída do reservatório é possível a partir de dois processos: contribuição para o escoamento superficial e fluxo vertical para a zona saturada.

O primeiro ocorrerá apenas quando o potencial de infiltração (g) for excedido pela taxa de fluxo proveniente de S_1 . Neste caso ocorrerá o *escoamento hortoniano* que contribuirá para o escoamento superficial de resposta rápida. O potencial de infiltração pode ser expresso por meio da Equação 3.28 (Franchini et al., 1996).

$$g = c_d K_0 + \frac{S_r \sqrt{K_0}}{2\sqrt{t}}$$
(3.28)

Em que c_d é a "frente de capilaridade", um parâmetro de entrada do modelo, homogêneo para toda a bacia. Espera-se que este parâmetro tenha valores entre 0 e 0,1 metros (Morel-Seytoux & Khanji, 1974).

Assim, o escoamento hortoniano (q_h) de um pixel pode ser calculado a partir da Equação 3.29.

$$q_h = (g - R)a_i; \ para \ g > R \tag{3.29}$$

No entanto, este processo é raramente observado nas simulações hidrológicas, com um volume de escoamento gerado pouco significativo para o hidrograma de cheia (Franchini et al., 1996).

O segundo processo, o fluxo vertical de água da zona não saturada para zona saturada, pode ser expresso como (Beven & Wood, 1983):

$$q_{\nu}(i) = \frac{s_2}{s(i)t_d}$$
(3.30)

em que:

 $q_v(i)$ é o fluxo vertical para a zona saturada em um instante i [m h⁻¹];

S₂ é o armazenamento da zona não saturada [m];

S(i) é o déficit de saturação do solo em um instante i [m];

 t_d é um parâmetro da bacia que representa o retardo da frente de umidade da zona não-saturada para a zona saturada [h m⁻¹].

O parâmetro t_d não pode ser medido diretamente, mas uma rápida elevação do lençol freático combinada com uma baixa resposta do escoamento base de longo prazo indica valores baixos do parâmetro (lorgulescu & Jordan, 1994).

3.7.5. Escoamento superficial na zona saturada

Quando uma célula (pixel) estiver em estado de saturação, ou seja, o Índice Topográfico atender à condição da Equação 3.24, toda precipitação incidente sobre ela será transformada em escoamento superficial. Assim o volume de escoamento superficial gerado pelas áreas saturadas por passo de tempo pode ser expresso como:

$$q_{as} = R_i a_{sat} \tag{3.31}$$

em que:

 q_{as} é o volume de escoamento superficial gerado no passo de tempo [m³ dt⁻¹]; R_i é a precipitação que incidiu durante o passo de tempo [m dt⁻¹];

 a_{sat} é a área da bacia que está saturada [m²].

3.7.6. Propagação do escoamento superficial

A propagação do escoamento superficial gerado nos diferentes pontos da bacia para o canal é realizada por meio de uma variação do método tempo-área de Clarke (1973), com a diferença do hidrograma do TOPMODEL sofrer mudanças com a dinâmica das áreas saturadas (Beven & Kirkby, 1979). Assim o tempo de propagação de um ponto *i* para o exutório pode ser calculado como:

$$t_c = \sum_{i=1}^{N} \frac{l_i}{v_r \tan\beta_i} \tag{3.32}$$

em que:

t_c tempo de propagação [h];

 l_i é o comprimento do segmento [m]; tan β_i é a declividade do segmento;

N é o número de segmentos entre o ponto *i* e o canal;

 v_r é a velocidade média do escoamento superficial [m h⁻¹].

De acordo com Beven e Kirkby (1979), a equação da propagação do escoamento é mais adequada para bacias com áreas inferiores a 500 km².

3.7.7. Composição do Hidrograma

Para computar o escoamento total é necessário somar os fluxos de cada um dos escoamentos, que são: o escoamento superficial gerado por áreas saturadas (q_{as}) , o escoamento superficial gerado pelo excedente da infiltração (q_h) e o escoamento subterrâneo (q_s) . Assim, a equação da composição do hidrograma por passo de tempo será:

$$q_{total} = q_s + q_{as} + q_h \tag{3.33}$$

3.7.8. Parâmetros, variáveis de entrada e variáveis de saída

Uma síntese dos parâmetros de entrada (Tabela 8), variáveis de entrada (Tabela 9) e variáveis de saída (Tabela 10) do TOPMODEL está apresentada a seguir:

Parâmetro	Significado
qs0	Escoamento subterrâneo específico inicial [m h ⁻¹];
InTe	Logaritmo da transmissividade efetiva do solo saturado [m² h-1];
m	Fator exponencial do decaimento da transmissividade no perfil do solo [m].
Sr0	Nível inicial do reservatório que representa a vegetação [m].
$S_1^* = Srmax$	Nível máximo do reservatório que representa a vegetação [m].
t _d	Tempo de permanência da água na zona não saturada do solo [h m ⁻¹].
vch	Velocidade média no canal principal [m h ⁻¹].
Vr	Velocidade do escoamento superficial [m h ⁻¹].
K ₀	Condutividade hidráulica logo abaixo da superfície em um solo saturado [m h ⁻¹].
C _d	Frente de capilaridade [m].
dt	Passo de tempo [h].
Índice	Imagem com o Índice Topográfico de cada ponto de grade da bacia.
Topográfico	

 Tabela 8 - Parâmetros do TOPMODEL com os respectivos significados.

Variável de entrada	Significado					
Precipitação	Precipitação média na bacia [m dt ⁻¹].					
	Matriz com duas colunas que relaciona a distância de um					
	ponto para o exutório com a área de contribuição. A					
	primeira coluna deverá conter a distância máxima					
Matriz de retardo	percorrida pelo fluxo de água até um determinado ponto					
	[m]. A segunda coluna deverá conter a relação entre a					
	área de drenagem deste ponto e a área de drenagem do					
	exutório [-].					
Evapotranspiração potencial	Evapotranspiração potencial média na bacia [m dt ⁻¹].					
	Vazão específica observada no exutório [m dt-1]. Esta					
Vazão observada	variável de entrada não influencia no cálculo das variáveis					
	de saída, mas possibilita uma análise do desempenho do					
	modelo.					

 Tabela 9 - Variáveis de entrada do TOPMODEL com os respectivos significados.

Tabela 10 - Variáveis de saída do TOPMODEL com os respectivos significados.

Variável de saída	Significado							
Q	Vazão específica calculada no exutório da bacia [m dt ⁻¹].							
q _s	Escoamento subterrâneo específico [m dt-1].							
q _{as}	Escoamento superficial específico gerado por áreas saturadas [m dt ⁻¹].							
$\mathbf{q}_{\mathbf{h}}$	Escoamento superficial específico gerado pelo excedente da infiltração (escoamento hortoniano) [m dt ⁻¹].							
Evapotranspiração efetiva Evapotranspiração efetiva média na bacia [m dt ⁻¹].								
S	Déficit de saturação [-].							

Outra variável de saída do modelo é a eficiência da calibração, obtida através do Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) (Nash & Sutcliffe, 1970) dada pela Equação 3.34:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} (Q_{c}^{i} - Q_{o}^{i})^{2}}{\sum_{i}^{n} (Q_{o}^{i} - \bar{Q})^{2}}$$
(3.34)

em que:

NSE é coeficiente de Nash-Sutcliffe;

 Q_c^i é a vazão calculada no instante *i*;

 Q_o^i é a vazão observada no instante *i*;

 \bar{Q} é a média da vazão observada ao longo de todo período analisado.

3.7.9. Índice Topográfico da BHRM

O Índice Topográfico, o principal parâmetro do TOPMODEL, representa o quão propenso o solo de um determinado ponto é a se tornar saturado. Valores elevados estão associados a regiões de baixa declividade e maior área de drenagem. Estas regiões são mais propensas a terem o solo saturado e consequentemente gerarem escoamento superficial de acordo com o princípio da fonte de área variável (Beven et al., 1995).

Para a BHRM (Figura 24) o Índice Topográfico foi calculado por meio das ferramentas *topidx* e *make.classes* da biblioteca *topmodel* do software *R*. Posteriormente ao cálculo do Índice Topográfico de cada pixel, os valores foram agrupados em 30 classes (máximo permitido pela versão do TOPMODEL) (Figura 25), em cada classe assume o valor médio de seus componentes. Isto significa que, para cada passo de tempo, foram realizadas 30 iterações para determinar quantas classes atingiram a condição de saturação e, portanto passam a contribuir para o escoamento superficial.

A versão do TOPMODEL utilizada foi a desenvolvida em linguagem R, versão 3.3.2 e disponibilizada na biblioteca *topmodel* (Buytaert, Wyseure, De Bievre & Deckers, 2005).



Figura 24 - Imagem da distribuição espacial do Índice Topográfico na BHRM. Valores mais altos (vermelho) representam áreas com solos mais propensos a atingirem a saturação, enquanto valores baixos (verde) representam áreas com solos menos propensos a atingirem a saturação. Fonte: elaborada pelo autor.



Figura 25 - Proporção da área (% da área total) ocupada por cada classe do Índice Topográfico (total de 30 classes) para a BHRM. Fonte: elaborada pelo autor.

3.8. Metodologia de calibração: SCE-UA

Com o objetivo de padronizar a calibração para os cinco pontos de monitoramento, utilizou-se a mesma metodologia de calibração para todos os casos, o *Shuffled Complex Evolution* desenvolvido na *University of Arizona* (SCE-UA) (Duan, Sorooshian & Gupta, 1992). A metodologia foi desenvolvida para aumentar a probabilidade de que o melhor conjunto de parâmetros encontrados seja um mínimo

global (i.e. parâmetros calibrados resultam no resultado com a maior eficiência) ao invés de um mínimo local. Para isso, diversos conjuntos de parâmetros são processados em paralelo, para depois serem comparados e misturados.

O método SCE-UA foi utilizado com sucesso na calibração de diversos modelos hidrológicos, como o NAM/MIKE 11 (Madsen, 2000), *Sacramento Soil Moisture Accounting* (SAC-SMA) (Duan, Sorooshian & Gupta, 1994; Ajami, Gupta, Wagener & Sorooshian, 2004) e TOPMODEL (Ma, Dong, Zhang & Liang, 2006).

As etapas do algoritmo da metodologia do SCE-UA são as seguintes (Duan et al., 1992):

- i. definição pelo usuário do número de grupos (*p*) e do número de conjuntos de parâmetros por grupo (*m*). Assim a quantidade de conjuntos de parâmetros (*s*) será s = p x m. Os limites inferiores e superiores de cada parâmetro são definidos pelo usuário;
- ii. de maneira aleatória são gerados grupos de parâmetros (x_i), i =1, ..., s, com os valores dentro dos limites estabelecidos pelo usuário. A função objetivo (a ser definida pelo usuário) é aplicada para cada conjunto de parâmetros e gera um resultado (f_i) correspondente a cada x_i;
- iii. os pares (x_i, f_i) são classificados no vetor $D = \{x_i, f_i; i=1, ..., s\}$ de maneira que o conjunto x_1 tem o melhor resultado (f_1) da função objetivo;
- iv. o vetor D é dividido em *p* grupos, A^1 , ..., A^p , e cada grupo contém *m* pontos, de maneira que $A^k = \{x_j^k, f_j^k \mid x_j^k = x_{k+p(j-1)}, f_j^k = f_{k+p(j-1)}, j=1, ..., m\};$
- v. cada grupo A^k (k = 1, ..., p) é evoluído paralelamente pelo algoritmo *Competitive Complex Evolution* (CCE) (descrito em detalhes a seguir);
- vi. os novos valores A^k (k = 1, ..., p) são decompostos e classificados novamente no vetor $D = \{x_i, f_i; i=1, ..., s\}$. Caso o resultado da função objetivo (f_1) do melhor conjunto de parâmetros (x_1) atenda aos critérios de convergência estabelecidos pelo usuário, a calibração está completa. Caso contrário, o passo *iv* é repetido até que as condições de convergência sejam atingidas.

O algoritmo CCE é baseado na metodologia *simplex* de evolução (Nelder & Mead, 1965) e suas etapas de iteração são as seguintes (Duan et al., 1992; Duan et al., 1994):

- o usuário deverá escolher valores para três parâmetros de calibração:
 q, α e β, de tal maneira que 2 ≤ q ≤ m; α ≥ 1 e β ≥ 1;
- ii. em cada grupo A^k são atribuídos pesos para cada componente, com uma distribuição trapezoidal (Equação 3.35).

$$\rho_i = \frac{2(m+1-i)}{m(m+1)}, i = 1, \dots, m$$
(3.35)

Desta maneira, o componente com melhor classificação (x_1^k) tem o maior peso ($\rho_1 = 2 / [m + 1]$), enquanto que o componente x_m^k tem o menor ($\rho_m = 2 / \{m^*[m + 1]\}$);

- iii. um sub grupo de dimensão q é criado. A probabilidade de cada um de seus componentes (x_i^k) ser escolhido é proporcional ao peso calculado no passo anterior. O sub-grupo pode ser expresso por um vetor B = {u_i, v_i; i = 1,..., q} em que v_i é o resultado da função objetivo associada a um ponto u_i;
- iv. calcula-se o centroide do sub-grupo e o componente com pior resultado (u_q) é excluído;
- v. o pior ponto (pior componente) do sub-grupo é refletido através do centroide calculado na etapa anterior. Caso este novo ponto seja melhor do que o pior ponto, ele o substitui. Caso contrário um novo ponto é gerado na mediana entre o pior ponto e o centroide;
- vi. o grupo A^k é atualizado com os novos valores;
- vii. as etapas de evolução de um sub-grupo (passos *iii* a *iv*) são repetidas por uma quantidade igual a α;
- viii. as etapas de evolução de um grupo (passos *ii* a *vi*) são repetidas por uma quantidade igual a β.

A metodologia de calibração SCE-UA foi aplicada por meio da biblioteca *rtop* (Skøien et al., 2014) do software livre R (versão 3.3.2).

Com o objetivo de aplicar o método SCE-UA de maneira a reduzir a probabilidade de ocorrência de um mínimo local a seguinte rotina de calibração foi adotada:

- i. definição de valores iniciais para cada parâmetro de acordo com as características físicas das sub-bacias (e.g. geologia, tipo e uso do solo, tempo de concentração) e parâmetros calibrados em trabalhos passados;
- ii. definição de valores mínimos e máximos para cada parâmetro. Os parâmetros *Sr0* (condição de ser sempre igual ou menor que *Srmax*) e v_r (tempo de deslocamento compatível com a duração do evento) demandaram limites mais restritivos e variáveis para cada sub-bacia, enquanto para os demais foram utilizados fatores de 10^{-5} (limite inferior) e 10^{5} (limite superior) multiplicados ao conjunto inicial de parâmetros;
- iii. aplicação do método SCE-UA, com 50 grupos (*p*) e 20 conjuntos por grupo (*m*), 20 rodadas consecutivas. Utilizou-se o índice NSE para avaliação da eficiência da modelagem;
- aplicação do método SCE-UA em que o conjunto inicial de parâmetros é o melhor conjunto obtido no passo anterior. Reduz-se a ordem de grandeza da variação dos parâmetros (10⁻⁴ e 10⁴);
- v. repetição do passo *iv*, reduzindo-se a ordem de grandeza da variação dos parâmetros, até que a eficiência de modelagem não aumente entre as simulações. O valor mínimo da ordem de grandeza da variação dos parâmetros é 10, repetindo-se este valor caso necessário;
- vi. aplicação dos passos *iii* a v mais duas vezes. Em cada uma o conjunto inicial de parâmetros foi o calibrado com os outros dois sistemas de dados de precipitação (e.g. para o dado de precipitação da Telemetria foram utilizados como conjuntos iniciais os parâmetros calibrados com o CMORPH e ANOBES);
- vii. escolha do conjunto de parâmetros que resultou em um melhor resultado, seja o calibrado com a condição inicial estabelecida no passo *i* ou um dos conjuntos calibrados com a condição inicial estabelecida no passo *vi*.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são descritos: a aplicação da metodologia de ANOBES na BHRM (seção 4.1), uma descrição dos eventos de cheia ocorridos entre 2016 e 2018 (seção 4.2), as simulações hidrológicas com TOPMODEL para eventos de cheias (seção 4.3) e as simulações hidrológicas com TOPMODEL para séries de período anual (seção 4.4).

4.1. Metodologia de ANOBES aplicado na BHRM

Para a integração da precipitação na BHRM com ANOBES foram selecionadas 15 estações pluviométricas pertencentes à RHN (Tabela 11 e Figura 26). O maior número de pluviômetros utilizados na integração (quinze) em relação aos dados telemétricos integrados com Thiessen (oito) deve-se ao fato da utilização da precipitação acumulada em um período de 24 horas com a inclusão dos pluviômetros com leitura manual.

Assim foram computadas as precipitações acumuladas entre às 07:00 (UTC -3) (hora padrão da leitura diária dos pluviômetros) de cada dia dos eventos selecionados, tanto para os dados observados pelos pluviômetros quanto para os dados estimados pelo CMORPH. Para a discretização da precipitação integrada com ANOBES dentro de um período de 24 horas, foi utilizada a distribuição temporal da média entre as precipitações estimadas pelo CMOPRH e as precipitações observadas pelos pluviômetros automáticos.

Tabela 11 - Estações pluviométricas utilizadas para a integração com ANOBES com dados estimados pelo CMORPH para a BHRM. Colunas da esquerda para a direita: nome da estação, sigla, código ANA, latitude, longitude. As últimas quatro colunas se referem aos eventos selecionados para o estudo com a indicação se os dados do pluviômetro foram (verde) ou não (vermelho) utilizados na integração. Fonte: dados das estações provenientes de www.ana.gov.br.

Estação	Sigla	Código	Lat.	Long	E1	E2	E3	E4
Carangola	CLA	02042000	-20,74	-42,02				
Patrocínio do Muriaé	PMU	02142002	-21,15	-42,21				
Porciúncula	PLA	02042027	-20,96	-42,04				
Itaperuna	INA	02141004	-21,21	-41,89				
Cardoso Moreira	СМО	02141003	-21,49	-41,62				
Fazenda Umbaúbas	FUM	02142004	-21,05	-42,51				
São Sebastião da Vargem Alegre	SSV	02142096	-21,07	-42,64				
Rosário da Limeira	ROS	02042051	-20,98	-42,51				
Miraí	MIR	02142097	-21,19	-42,62				
PCH Carangola Montante 2	DIV	58924000	-20,62	-42,14				
Bicuíba	BIC	02042014	-20,77	-42,30				
Jussara	JUS	02142009	-20,91	-42,35				
Eugenópolis	EUG	58921500	-21,13	-42,20				
PCH Tombos Montante 2	TOM	58930500	-20,89	-42,01				
Varre-Sai	VRR	02041046	-20,93	-41,87				



Figura 26 - Distribuição espacial dos pluviômetros descritos na Tabela 11, identificados pelas respectivas siglas, utilizados para a integração ANOBES. Fonte: elaborada pelo autor.

Por meio da aplicação da Equação 3.6, foi obtida a distribuição espacial da NEXERVA para cada evento selecionado (Figura 27).



Figura 27 - Mapa da variância do erro normalizada (NEXERVA), com o valor da média espacial, calculada para cada evento na BHRM. Sentido horário a partir do canto superior esquerdo: período entre 29/11/2016 e 03/12/2016 (Evento 1); 27/11/2017 a 10/12/2017 (Evento 2); 29/01/2018 a 15/02/2018 (Evento 3); 26/02/2018 a 14/03/2018 (Evento 4). Fonte: elaborada pelo autor.

Na imagem acima é possível identificar nitidamente os pontos com o dado observado. Nestes pontos a redução da variância do erro do dado analisado (ANOBES) em relação ao dado estimado original (CMORPH) é máxima (i.e. valores baixos da NEXERVA). A média espacial de aproximadamente 0,4 da NEXERVA para os eventos de cheia significa que a aplicação da metodologia de ANOBES reduziu em 60% a variância do erro da precipitação estimada com o CMORPH. Os eventos 2 e 4 com um maior número de pluviômetros utilizados apresentaram os menores erros. As regiões com os maiores valores da NEXERVA representam áreas cuja cobertura de pluviômetros pode estar insuficiente, do qual se destacam: a subbacia do rio Carangola a montante da estação hidrometeorológica de Carangola (20,5°S/42,2W), sub-bacia do rio Glória a montante da estação pluviométrica de Bicuíba (20,6°S/42,4W) e a cabeceira do rio Gavião (20,9°S/42,2W).

4.2. Caracterização dos eventos selecionados

Para a calibração e validação do modelo TOPMODEL para a BHRM, foram escolhidos quatro eventos de cheias (Tabela 12) ocorridos entre os anos de 2016 e 2018. Foram considerados eventos de cheias aqueles em que a vazão referente à cota de Atenção foi ultrapassada em todas as cinco estações fluviométricas. O período entre os anos de 2016 e 2018 foi escolhido por ter um funcionamento contínuo dos sensores de pressão nos cinco pontos de monitoramento estudados, o que possibilitou a obtenção dos dados de vazão com uma resolução temporal de 15 minutos.

Este período foi caracterizado por vazões abaixo da média na BHRM, apesar de os acumulados anuais de precipitação estarem próximos à média histórica. Isto aponta que a bacia ainda não havia recuperado o seu estado natural de escoamento subterrâneo, o que pode ter sido uma influência dos verões muito secos que ocorreram na região Sudeste do Brasil nos anos hidrológicos de 2013/2014 e 2014/2015 (Marengo et al., 2015). Consequentemente, neste período foram registrados apenas quatro eventos de cheias na BHRM, em que, em apenas um (Evento 4) foi observada uma inundação. Uma descrição detalhada de cada evento está apresentada nas seções 4.2.1 a 4.2.4.

Tabela	12 -	Descriç	ão dos qu	atro eventos	de cheia se	lecionad	os: Colur	nas da	i esqu	erda para	аа	direita:
número	do	evento,	período,	precipitação	acumulada	(mm) n	a BHRM	com	cada	sistema	de	dados
precipit	ação	o, classifi	icação da	precipitação.								

		Média esp	acial da pre				
Nº	Período	acumula	da na BHRI	Classificação			
		Telemetria	CMORPH	ANOBES			
Evento 1	29/11/2016 a	76 27	67 31	70 78	Frente fria		
	03/12/2016	10,21	07,01	10,10			
Evento 2	27/11/2017 a	157 / 2	80.70	1/18 60	Banda quento		
	10/12/2017	137,42	09,70	140,09	Banda quente		
	29/01/2018 a		110,09		Frente fria seguida		
Evento 3	15/02/2018	171,50		170,24	por uma banda		
	15/02/2016				quente		
Evento 4	26/02/2018 a	214 21	193,74	228 53	Frente fria		
	14/03/2018	214,21		220,00	associada a ZCAS		

4.2.1. Evento 1: 29/11/2016 a 03/12/2016

O Evento 1, que ocorreu entre os dias 29/11/2016 e 03/12/2016 (UTC -3), foi ocasionado por precipitações ocorridas principalmente entre às 16:00 (UTC -3) do dia 29/11/2016 e 08:00 (UTC -3) do dia 30/11/2016 (Figura 28 a Figura 32). A curta duração e alta intensidade da precipitação indica uma chuva convectiva.



Figura 28 - Gráfico da vazão observada (m³ s⁻¹) no período entre 29/11/2016 e 03/12/2016 (UTC -3) (Evento 1) para a estação de Patrocínio do Muriaé. As vazões de referência estão representadas como: Atenção (linha amarela contínua), Alerta (linha laranja contínua) e Inundação (linha vermelha contínua). As vazões estão plotadas no eixo principal (esquerda) das ordenadas. Dados de precipitação (mm) proveniente de três fontes: Telemetria (linha vermelha tracejada), CMORPH (linha azul tracejada) e ANOBES (linha verde tracejada). Precipitações estão plotadas no eixo secundário das ordenadas (direita), que está invertido. Fonte: elaborada pelo autor.



Figura 29 - Similar à Figura 28, exceto para Carangola.



Figura 30 - Similar à Figura 28, exceto para Porciúncula.



Figura 31 - Similar à Figura 28, exceto para Itaperuna.



Figura 32 - Similar à Figura 28, exceto para Cardoso Moreira.

Na imagem de infravermelho do dia 30/11/2016 (Figura 33) é possível observar um sistema extenso de nuvens frias atingindo a região Sudeste do Brasil. Este sistema foi gerado devido a uma massa de ar frio que deslocou em direção a nordeste, impulsionada por uma zona de baixa pressão no Oceano Atlântico.



Figura 33 - Imagem do canal do infravermelho do satélite GOES-13 das 1230 UTC do dia 30/11/2016. Regiões com tons claros indicam a presença de nuvens com baixas temperaturas de topo. Fonte: http://satelite.cptec.inpe.br/.

Na imagem com a precipitação analisada pelo método de ANOBES para o Evento 1 (Figura 34), é possível observar uma baixa distribuição espacial da chuva. O principal sistema precipitante foi localizado e ocorreu na borda oeste da BHRM, a montante da estação de Patrocínio do Muriaé. Este sistema resultou em uma precipitação acumulada máxima de aproximadamente 200 mm no período.



Figura 34 - Precipitação acumulada (mm) analisada pelo método de ANOBES no período de 29/11/2016 a 03/12/2016 (UTC -3) (Evento 1) na BHRM. Latitude no eixo das ordenadas. Longitude no eixo das abcissas. Fonte: elaborada pelo autor.

4.2.2. Evento 2: 27/11/2017 a 10/12/2017

O Evento 2 consiste em um período de 14 dias com uma série de diversos eventos de precipitação (Figura 35 a Figura 39), com os maiores acumulados observados nos dias 28/11, 01/12 e 03/12 de 2017.



Figura 35 - Gráfico da vazão observada (m³ s⁻¹) no período entre 27/11/2017 e 10/12/2017 (UTC -3) (Evento 2) para a estação de Patrocínio do Muriaé. As vazões de referência estão representadas como: Atenção (linha amarela contínua), Alerta (linha laranja contínua) e Inundação (linha vermelha contínua). As vazões estão plotadas no eixo principal (esquerda) das ordenadas. Dados de precipitação (mm) proveniente de três fontes: Telemetria (linha vermelha tracejada), CMORPH (linha azul tracejada) e ANOBES (linha verde tracejada). Precipitações estão plotadas no eixo secundário das ordenadas (direita), que está invertido. Fonte: elaborada pelo autor.



Figura 36 - Similar à Figura 35, exceto para Carangola.



Figura 37 - Similar à Figura 35, exceto para Porciúncula.



Figura 38 - Similar à Figura 35, exceto para Itaperuna.



Figura 39 - Similar à Figura 35, exceto para Cardoso Moreira.

Na imagem com a precipitação analisada pelo método de ANOBES para o Evento 2 (Figura 40), é possível identificar duas regiões com maiores acumulados de chuva, ambas com mais de 200 mm. Uma está localizada na região oeste da bacia a montante da estação de Patrocínio do Muriaé enquanto que a outra está próxima à estação de Itaperuna. Nas imagens do canal do infravermelho do dia 01/12/2017 constata-se que o sistema se deslocou no sentido de norte para o sul, o que indica uma frente de ar quente. A temperatura de topo de nuvem foi de aproximadamente -50 °C (Figura 41).



Figura 40 - Precipitação acumulada (mm) analisada pelo método de ANOBES no período de 27/11/2017 a 10/12/2017 (UTC -3) (Evento 2) na BHRM. Latitude no eixo das ordenadas. Longitude no eixo das abcissas. Fonte: elaborada pelo autor.



Figura 41 - Imagem do canal do infravermelho (10,8 µm) com cores realçadas do satélite METEOSAT-10 do dia 01/12/2017 às 0300 UTC. A imagem apresenta uma temperatura de brilho do topo das nuvens na BHRM de aproximadamente -50°C. Fonte: http://satelite.cptec.inpe.br/.

4.2.3. Evento 3: 29/01/2018 a 15/02/2018

O Evento 3 consiste em dois períodos distintos de precipitação: o primeiro ocorreu entre os dias 29 e 31/01/2018 (UTC -3) e o segundo ocorreu entre 4 e 06/02/2018 (UTC -3). Como consequência, dois picos de cheia foram observados em cada ponto de monitoramento (Figura 42 a Figura 46). A duração total do Evento 3 foi de 18 dias.



Figura 42 - Gráfico da vazão observada (m³ s⁻¹) no período entre 29/01/2018 e 15/02/2018 (UTC -3) (Evento 3) para a estação de Patrocínio do Muriaé. As vazões de referência estão representadas como: Atenção (linha amarela contínua), Alerta (linha laranja contínua) e Inundação (linha vermelha contínua). As vazões estão plotadas no eixo principal (esquerda) das ordenadas. Dados de precipitação (mm) proveniente de três fontes: Telemetria (linha vermelha tracejada), CMORPH (linha azul tracejada) e ANOBES (linha verde tracejada). Precipitações estão plotadas no eixo secundário das ordenadas (direita), que está invertido. Fonte: elaborada pelo autor.



Figura 43 - Similar à Figura 42, exceto para Carangola.



Figura 44 - Similar à Figura 42, exceto para Porciúncula.



Figura 45 - Similar à Figura 42, exceto para Itaperuna.



Figura 46 - Similar à Figura 42, exceto para Cardoso Moreira.

Na análise da imagem com a precipitação analisada pelo método de ANOBES para o Evento 3 (Figura 47), constata-se uma maior chuva acumulada na porção norte da bacia. A maior precipitação acumulada foi de aproximadamente 240 mm e ocorreu nas sub-bacias dos rios Carangola (a montante da estação de Carangola) e Glória (a montante da estação de Patrocínio do Muriaé).



Figura 47 - Precipitação acumulada (mm) analisada pelo método de ANOBES no período de 29/01/2018 a 15/02/2018 (UTC -3) (Evento 3) na BHRM. Latitude no eixo das ordenadas. Longitude no eixo das abcissas. Fonte: elaborada pelo autor.

As precipitações ocorridas entre os dias 29 e 31/01/2018 foram causadas por um sistema convectivo que se propagou de oeste para o leste. A imagem de infravermelho do dia 30/01/2018 (Figura 48) indica uma intensa atividade convectiva no leste de Minas Gerais, com temperaturas de topo de nuvem próximas a -80 °C.



Figura 48 - Imagem do canal do infravermelho (13,3 µm) do satélite GOES-16 das 2356z do dia 30/01/2018. A imagem apresenta uma temperatura de brilho do topo das nuvens na BHRM de aproximadamente -80°C. Fonte: http://satelite.cptec.inpe.br/.

Já a precipitação ocorrida entre os dias 4 e 06/02/2018 é resultante de uma frente de ar quente que se deslocou da região amazônica para a região Sudeste do Brasil. Nestes dias foram observadas menores intensidades e temperaturas maiores de topo de nuvem (Figura 49).



Figura 49 - Imagem do canal do infravermelho (13,3 µm) do satélite GOES-16 das 2056z do dia 05/02/2018. A imagem apresenta uma temperatura de brilho do topo das nuvens na BHRM de aproximadamente -40°C. Fonte: http://satelite.cptec.inpe.br/.

4.2.4. Evento 4: 26/02/2018 a 14/03/2018

O Evento 4 (Figura 50 a Figura 54), que ocorreu entre os dias 26/02/2018 e 14/03/2018 (UTC -3), teve duração de 17 dias e foi o mais intenso entre os eventos selecionados. Em todos os cinco pontos de monitoramento foram registradas as maiores vazões observadas dos períodos analisados. O evento foi caracterizado por uma série de ocorrências de precipitação, no entanto, a mais destacada ocorreu entre os dias 8 e 09/03/2018 (UTC -3) e resultou em inundação de alguns rios da BHRM, como por exemplo, o rio Muriaé em Patrocínio do Muriaé/MG e o rio Carangola em Porciúncula/RJ.



Figura 50 - Gráfico da vazão observada (m³ s⁻¹) no período entre 26/02/2018 e 14/03/2018 (UTC -3) (Evento 4) para a estação de Patrocínio do Muriaé. As vazões de referência estão representadas como: Atenção (linha amarela contínua), Alerta (linha laranja contínua) e Inundação (linha vermelha contínua). As vazões estão plotadas no eixo principal (esquerda) das ordenadas. Dados de precipitação (mm) proveniente de três fontes: Telemetria (linha vermelha tracejada), CMORPH (linha azul tracejada) e ANOBES (linha verde tracejada). Precipitações estão plotadas no eixo secundário das ordenadas (direita), que está invertido. Fonte: elaborada pelo autor.



Figura 51 - Similar à Figura 50, exceto para Carangola.



Figura 52 - Similar à Figura 50, exceto para Porciúncula.



Figura 53 - Similar à Figura 50, exceto para Itaperuna.



Figura 54 - Similar à Figura 50, exceto para Cardoso Moreira.
Na imagem com a distribuição espacial da precipitação analisada com ANOBES (Figura 55), é possível observar uma grande concentração da chuva na região central da BHRM. Os maiores acumulados foram registrados a montante das estações de Patrocínio do Muriaé e Porciúncula, com valores máximos superiores à 300 mm.



Figura 55 - Precipitação acumulada (mm) analisada pelo método de ANOBES no período de 26/02/2018 a 14/03/2018 (UTC -3) (Evento 4) na BHRM. Latitude no eixo das ordenadas. Longitude no eixo das abcissas. Fonte: elaborada pelo autor.

Na imagem de infravermelho do dia 09/03/2018 às 03:11 UTC (Figura 56) é possível observar grandes sistemas de nuvens frias no leste de Minas Gerais, Espírito Santo e norte do Rio de Janeiro. As temperaturas de topo de nuvem de -80 °C indicam uma convecção profunda na região.



Figura 56 - Imagem do canal do infravermelho (12.3 µm) do satélite GOES-16 das 0311z do dia 09/03/2018. A imagem apresenta uma temperatura de brilho do topo das nuvens na BHRN de aproximadamente -80°C. Fonte: http://satelite.cptec.inpe.br/.

Na análise sinótica do dia 09/03/2018 (Figura 57), observa-se a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) na região, conectada a um sistema de frente fria sobre o Oceano Atlântico associado a um centro de baixa pressão no valor de 1004 hPa em torno das coordenadas 37°S/33°W.



Figura 57 - Análise sinótica do dia 09/03/2018 – 00z. A zona de baixa pressão (letra B) que impulsionou a frente fria que causou uma intensa precipitação na BHRM está localizada nas coordenadas 37°S/33°W. A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) está identificada pelas linhas verdes paralelas. Linhas amarelas contínuas indicam a pressão atmosférica no nível do mar (hPa). Fonte: https://www.cptec.inpe.br

4.3. Simulações Hidrológicas com TOPMODEL para eventos de cheias

As simulações hidrológicas com o modelo TOPMODEL para eventos de cheias foram realizadas com uma resolução temporal de 4 horas. Os eventos 1 e 3 foram selecionados para a calibração e um período de 552 horas (23 dias) foi totalizado. Já os eventos 2 e 4 foram escolhidos para a validação com um período de 744 horas (31 dias) totalizado. Para a avaliação do desempenho das simulações foram analisados além do coeficiente NSE, o viés percentual (PBIAS) (Equação 4.1) e o coeficiente de determinação (R²).

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^{n} (Q_{c}^{i} - Q_{o}^{i})}{\sum_{i=1}^{n} Q_{o}^{i}} \times 100\%$$
(4.1)

Em que:

 Q_c^i é a vazão calculada no instante *i* [m³ s⁻¹];

 Q_o^i é a vazão observada no instante *i* [m³ s⁻¹].

4.3.1. Simulações para Patrocínio do Muriaé

A simulação de eventos de precipitação intensa para Patrocínio do Muriaé apresentou um desempenho semelhante para os três sistemas de precipitação: satisfatório na calibração e muito ruim na validação (Tabela 13). As simulações com Telemetria (Figura 58) e CMORPH (Figura 59) superestimaram significativamente o pico dos hidrogramas, o que pode ser explicado pelos baixos valores calibrados dos parâmetros *InTe* e *m*, que representam um solo com baixa capacidade de escoamento subsuperficial e pouca profundidade, características que fazem o solo alcançar a saturação com maior facilidade. O valor calibrado do parâmetro *Srmax* (1,00x10⁻⁶ metros) também foi muito baixo e isso implicou em uma perda muito pequena de precipitação pela interceptação da vegetação e em uma redução da evapotranspiração efetiva. Todos estes fatores contribuíram para que as vazões calculadas fossem muito superiores às observadas. A simulação com ANOBES (Figura 60) apresentou o melhor desempenho para a sub-bacia, com um resultado melhor na etapa de validação (NSE positivo).

,	Calibração			Validação			
	NSE	PBIAS	R²	NSE	PBIAS	R²	
Telemetria	0,66	-5,40%	0,69	-7,76	113,90%	0,68	
CMORPH	0,60	-3,60%	0,62	-1,20	12,60%	0,59	
ANOBES	0,65	0,30%	0,65	0,27	-24,00%	0,50	

Tabela 13 - Desempenho das etapas de calibração e validação de eventos de precipitação intensa com TOPMODEL para Patrocínio do Muriaé. NSE: coeficiente de Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970) PBIAS: viés percentual R²: coeficiente de determinação



Figura 58 - Gráfico com a vazão observada (m³ s⁻¹) (linha azul) e vazão simulada com o TOPMODEL (m³ s⁻¹) (linha vermelha) para as etapas de calibração e validação por passo de tempo (4 horas) para a estação de Patrocínio do Muriaé. A precipitação (mm) utilizada foi a proveniente da Telemetria (colunas pretas).



Figura 59 - Similar à Figura 58, exceto para a precipitação estimada por meio do produto CMORPH.



Figura 60 - Similar à Figura 58, exceto para a precipitação analisada com o método de ANOBES.

4.3.2. Simulações para Carangola

Na simulação de eventos de precipitação intensa para Carangola, os desempenhos com Telemetria (Figura 61) e ANOBES (Figura 63) foram semelhantes: satisfatório na calibração e ruim na validação (Tabela 14). Os resultados das simulações indicam que os parâmetros *m* e *Srmax* obtidos com Telemetria e ANOBES estão acima dos valores ideais para esta sub-bacia devido ao fato do modelo subestimar o hidrograma da validação. Na simulação com o CMORPH (Figura 62) foi obtido um excelente resultado na calibração, mas ruim na validação, apesar de ter previsto o comportamento de parte do hidrograma do Evento 2 (primeiro evento da validação). Mesmo assim a simulação com CMORPH foi a melhor para a sub-bacia de Carangola.

	Calibração			Validação			
	NSE	PBIAS	R²	NSE	PBIAS	R²	
Telemetria	0,77	0,70%	0,77	-0,75	-53,90%	0,15	
CMORPH	0,94	-2,50%	0,94	-0,77	-22,60%	0,43	
ANOBES	0,77	1,40%	0,78	-0,80	-60,80%	0,31	

Tabela 14 - Desempenho das etapas de calibração e validação de eventos de precipitação intensa com TOPMODEL para Carangola. NSE: coeficiente de Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970). PBIAS: viés percentual. R²: coeficiente de determinação.



Figura 61 - Gráfico com a vazão observada (m³ s⁻¹) (linha azul) e vazão simulada com o TOPMODEL (m³ s⁻¹) (linha vermelha) para as etapas de calibração e validação por passo de tempo (4 horas) para a estação de Carangola. A precipitação (mm) utilizada foi a proveniente da Telemetria (colunas pretas).



Figura 62 - Similar à Figura 61, exceto para a precipitação estimada por meio do produto CMORPH.



Figura 63 - Similar à Figura 61, exceto para a precipitação analisada com o método de ANOBES.

4.3.3. Simulações para Porciúncula

Assim como para Carangola, na simulação de eventos de precipitação intensa para Porciúncula, os desempenhos com Telemetria (Figura 64) e ANOBES (Figura 66) foram semelhantes, com um bom desempenho na calibração e muito ruim na validação (Tabela 15). Os resultados das simulações indicam que os parâmetros *m* e *Srmax* obtidos com Telemetria e ANOBES estão acima dos valores ideais para esta sub-bacia uma vez que o modelo subestimou o hidrograma da validação. Na simulação com CMORPH (Figura 65) foi obtido um excelente resultado na calibração, mas ruim na validação, apesar de ter previsto o comportamento de parte do hidrograma do Evento 2 (primeiro evento da validação). Assim a simulação com CMORPH foi a melhor para a sub-bacia de Porciúncula.

O excelente resultado da calibração com CMORPH para Carangola e Porciúncula indica que o TOPMODEL tem o potencial para a simulação de eventos extremos, mas desde que as condições iniciais sejam as mesmas. O Evento 4, por ter ocorrido no final do período chuvoso (março) apresentava uma condição inicial (solo mais úmido e maior escoamento subterrâneo inicial) em que a BHRM estava mais suscetível à geração de vazão altas.

Tabela 15 - Desempenho das etapas de calibração e validação de eve	ntos de precipitação intensa
com TOPMODEL para Porciúncula. NSE: coeficiente de Nash-Sutcliff	e (Nash & Sutcliffe, 1970).
PBIAS: viés percentual. R ² : coeficiente de determinação.	

	Calibração			Validação			
	NSE	PBIAS	R²	NSE	PBIAS	R²	
Telemetria	0,70	1,40%	0,71	-0,41	-56,20%	0,35	
CMORPH	0,89	-1,70%	0,90	0,00	-16,10%	0,63	
ANOBES	0,70	3,40%	0,71	-0,28	-54,70%	0,50	



Figura 64 - Gráfico com a vazão observada (m³ s⁻¹) (linha azul) e vazão simulada com o TOPMODEL (m³ s⁻¹) (linha vermelha) para as etapas de calibração e validação por passo de tempo (4 horas) para a estação de Porciúncula. A precipitação (mm) utilizada foi a proveniente da Telemetria (colunas pretas).



Figura 65 - Similar a Figura 64, exceto para a precipitação estimada por meio do produto CMORPH.



Figura 66 - Similar a Figura 64, exceto para a precipitação analisada com o método de ANOBES.

4.3.4. Simulações para Itaperuna

Na simulação de eventos de precipitação intensa para Itaperuna, as simulações com Telemetria (Figura 67) e ANOBES (Figura 69) apresentaram um comportamento semelhante, com um bom resultado na calibração e pouco satisfatório na validação (Tabela 16). Na etapa de validação, o hidrograma calculado apresentou erro de amplitude (subestimou as vazões) e de fase (adiantou o pico do Evento 2 e atrasou o do Evento 4). Já a simulação com CMORPH (Figura 68) apresentou o melhor valor para calibração, mas um resultado muito ruim na validação (NSE negativo). Na etapa de validação, o pico do Evento 4 foi superestimado em duas vezes, enquanto que para o Evento 2 as vazões foram subestimadas. Isso indica que a área de drenagem da sub-bacia de Itaperuna pode ser muito grande para ser representada por uma precipitação concentrada, Para esta bacia, o melhor desempenho foi obtido com ANOBES.

Tabela 16 - Desempenho das etapas de calibração e validação de eventos de precipitação intensa com TOPMODEL para Itaperuna. NSE: coeficiente de Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970). PBIAS: viés percentual. R²: coeficiente de determinação.

·	Calibração			Validação			
	NSE	PBIAS	R²	NSE	PBIAS	R²	
Telemetria	0,70	0,30%	0,70	0,14	-39,90%	0,53	
CMORPH	0,80	0,50%	0,80	-1,61	4,60%	0,63	
ANOBES	0,67	1,60%	0,67	0,38	-29,30%	0,60	



Figura 67 - Gráfico com a vazão observada (m³ s⁻¹) (linha azul) e vazão simulada com o TOPMODEL (m³ s⁻¹) (linha vermelha) para as etapas de calibração e validação por passo de tempo (4 horas) para a estação de Itaperuna. A precipitação (mm) utilizada foi a proveniente da Telemetria (colunas pretas).



Figura 68 - Similar à Figura 67, exceto para a precipitação estimada por meio do produto CMORPH.



Figura 69 - Similar à Figura 67, exceto para a precipitação com o método de ANOBES.

4.3.5. Simulações para Cardoso Moreira

Assim como para Itaperuna, na simulação de eventos de precipitação intensa para Cardoso Moreira, as simulações com Telemetria (Figura 70) e ANOBES (Figura 72) apresentaram um comportamento semelhante, com um bom resultado na calibração e pouco satisfatório na validação (Tabela 17). Na etapa de validação, repetiu-se o resultado obtido para Itaperuna: um erro de amplitude (subestimou as vazões) e de fase (adiantou o pico do Evento 2 e atrasou o do Evento 4). Já a simulação com CMORPH (Figura 71) apresentou o melhor valor para a calibração, o pico do Evento 4 foi superestimado em duas vezes, enquanto para o Evento 2 as vazões foram subestimadas, o que indica que a área de drenagem da sub-bacia de Cardoso Moreira pode ser muito grande para ser representada por uma precipitação concentrada. O melhor desempenho foi obtido com o ANOBES.

PBIAS: Vies percentual. R ² : coeficiente de determinação.									
	Calibração			Validação					
	NSE	PBIAS	R²	NSE	PBIAS	R²			
Telemetria	0,64	0,20%	0,59	0,13	-39,70%	0,56			
CMORPH	0,83	-2,00%	0,83	-2,54	5,70%	0,61			
ANOBES	0,55	1,60%	0,55	0,32	-32,90%	0,63			

Tabela 17 - Desempenho das etapas de calibração e validação de eventos de precipitação intensa com TOPMODEL para Cardoso Moreira. NSE: coeficiente de Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970). PBIAS: viés percentual. R²: coeficiente de determinação.



Figura 70 - Gráfico com a vazão observada (m³ s⁻¹) (linha azul) e vazão simulada com o TOPMODEL (m³ s⁻¹) (linha vermelha) para as etapas de calibração e validação por passo de tempo (4 horas) para a estação de Cardoso Moreira. A precipitação (mm) utilizada foi a proveniente da Telemetria (colunas pretas).



Figura 71 - Similar à Figura 70, exceto para a precipitação estimada por meio do produto CMORPH.



Figura 72 - Similar à Figura 70, exceto para a precipitação analisada com o método de ANOBES.

Nas simulações para Itaperuna e Cardoso Moreira, ambas com uma área de drenagem superior a 5.000 km², constatou-se uma altíssima sensibilidade do parâmetro v_r (Figura 73). Isso reflete a limitação do TOPMODEL em representar a precipitação de uma maneira concentrada. Com isso, o parâmetro v_r foi ajustado de acordo com a localização do sistema precipitante: menor (i.e. mais lento) quando o sistema está mais próximo do exutório e maior (i.e. mais rápido) na medida em que o sistema se afasta do exutório. Os parâmetros *qs0* e *m* apresentaram uma sensibilidade moderada e isso indica que o estado inicial e a característica do solo da sub-bacia tem uma importância secundária nas simulações. Os demais parâmetros (gráficos não apresentados) não apresentaram sensibilidade para estas sub-bacias.



Figura 73 - Análise de sensibilidade dos parâmetros vr, qs0 e m para Itaperuna e Cardoso Moreira obtida por meio de simulações com ANOBES. Variação do coeficiente NSE (ordenadas) com os parâmetros (abcissas).

4.3.6. Diagrama das simulações

Para melhor compreender a relação entre os resultados das simulações com os diferentes sistemas de dados de precipitação, os parâmetros calibrados em cada sistema foram aplicados nas outras séries de precipitação. Na Figura 74 é apresentado o desempenho de cada série de precipitação para cada um dos três



conjuntos de parâmetros calibrados. Para esta análise foi considerado os quatro eventos (calibração e validação).



Figura 74 - Gráfico com a eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE) para cada estação, que estão representadas pelas respectivas áreas de drenagem (km²). As eficiências estão apresentadas em função do sistema de dados de precipitação: Telemetria (vermelho), CMORPH (azul) e ANOBES (verde). Os conjuntos de parâmetros calibrados com cada sistema de precipitação estão representados como: Telemetria (círculo), CMORPH (quadrado) e ANOBES (triângulo).

Os resultados indicam que a precipitação analisada com ANOBES se aproximou mais da observada pela Telemetria em relação à estimada com CMORPH. Consequentemente, quando os parâmetros da Telemetria e ANOBES são aplicados na precipitação do outro, observaram-se resultados semelhantes. Já os parâmetros calibrados com o CMORPH resultaram em resultados muito ruins quando aplicados em outro dado de precipitação. As simulações para as estações de Patrocínio do Muriaé, Itaperuna e Cardoso Moreira apresentaram um melhor resultado com ANOBES, enquanto que em Carangola e Porciúncula o melhor resultado foi obtido com CMORPH.

Na análise da Figura 75, observa-se que, para os eventos 2, 3 e 4, a região da BHRM com maior diferença entre a precipitação analisada com ANOBES e a estimada com CMORPH foi a sub-bacia do rio Carangola (região norte da bacia). Nestes eventos o CMORPH estimou uma precipitação menor em relação ao ANOBES. Esta diferença pode explicar o fato das estações localizadas no rio Carangola (Carangola e Porciúncula) terem um resultado diferente (simulações com CMORPH foram as melhores) em relação às demais. No Evento 1 houve um deslocamento de 30 km do sistema precipitante de maior intensidade entre a estimada com CMORPH e analisada com ANOBES. Esta diferença foi bastante relevante uma vez que este núcleo ficou dentro da BHRM com CMORPH, mas com ANOBES a maior parte precipitou na bacia hidrográfica vizinha.



Figura 75 - Diferença entre a precipitação analisada com ANOBES e a estimada com CMORPH (mm) para os quatro eventos selecionados para a BHRM. Valores positivos representam áreas onde a precipitação analisada com ANOBES foi superior à estimada com o CMORPH, enquanto que valores negativos representam o inverso.

4.4. Simulações Hidrológicas com TOPMODEL para séries de período anual

Para uma melhor compreensão do desempenho do TOPMODEL na BHRM, o modelo foi aplicado em séries com períodos anuais. Na análise da climatologia das estações hidrometeorológicas da BHRM (Figura 76), constatou-se que as vazões mínimas tendem a ocorrerem no início do mês de setembro. Assim, para atender a premissa do TOPMODEL da simulação iniciar em um período de estiagem (i.e. sem



escoamento superficial), o mês de setembro foi definido como o inicial do ano hidrológico.

Figura 76 - Climatologia das estações hidrometeorológicas telemétricas na BHRM. As precipitações médias mensais (mm) (barras), obtidas por meio de dados observados de pluviômetros convencionais, estão plotadas no eixo principal das ordenadas, que está invertido. As vazões médias mensais (m³ s⁻¹) (linhas), obtidas por meio da aplicação das curvas-chaves nas séries diárias de cota, estão plotadas no eixo secundário das ordenadas. Fonte: elaborada pelo autor.

Para a simulação foram escolhidos os anos hidrológicos entre 2009/2010 e 2012/2013. Os dois primeiros anos hidrológicos foram selecionados para calibração e os dois últimos para validação. Para a análise foram selecionadas as estações Patrocínio do Muriaé (seção 4.4.1) e Carangola (seção 4.4.2) por terem as subbacias independentes uma da outra. A resolução temporal dos dados é de 24 horas com o dado de vazão proveniente de observações diárias de cota por um observador humano. Devido à similaridade dos resultados entre Telemetria e ANOBES, os dados da primeira não foram utilizados para esta análise.

Para a análise da sensibilidade dos parâmetros do TOPMODEL, foram realizadas 10 mil simulações para cada entrada de precipitação. Cada parâmetro variou de maneira aleatória dentro de limites definidos (limite inferior dez vezes menor e superior dez vezes maior, ambos em relação ao parâmetro calibrado).

Na seção 4.4.3 está apresentada uma análise do significado físico dos parâmetros calibrados além de uma interpretação das variáveis de saída a partir de um balanço hídrico das simulações.

4.4.1. Simulações para Patrocínio do Muriaé – séries anuais

Na simulação com séries anuais para Patrocínio do Muriaé com o CMORPH (Figura 77), os períodos de calibração (NSE=0,67) e validação (NSE=0,66) apresentaram comportamentos semelhantes: uma mesma eficiência e com a maior parte das vazões de pico subestimadas.



01/09/2009 01/09/2010 01/09/2011 01/09/2012
 Vazão observada Vazão calculada - CMORPH - - - Atenção - - - Alerta - - - Inundação
 Figura 77 - Simulação hidrológica com TOPMODEL para séries anuais entre 01/09/2009 e 31/08/2013 com dados de precipitação estimados pelo CMORPH para a estação de Patrocínio do

Figura *17* - Simulação hidrologica com TOPMODEL para series anuais entre 01/09/2009 e 31/08/2013 com dados de precipitação estimados pelo CMORPH para a estação de Patrocínio do Muriaé (m³ s⁻¹). Vazão observada (linha preta) e vazão calculada (linha ciano). Vazões de referência estão indicadas com linhas tracejadas pretas. Os coeficientes de Nash-Sutcliffe (NSE) das etapas de calibração e validação estão apresentados no canto superior direito.

Na análise da sensibilidade dos parâmetros para Patrocínio do Muriaé com dados do CMORPH (Figura 78 e Figura 79) observa-se que existe uma grande sensibilidade aos parâmetros *qs0* e *m*. Isso indica que a condição inicial da bacia *(qs0)* e o comportamento da transmissividade do solo com a profundidade (parâmetro *m*) tem uma grande importância no desempenho do modelo. O parâmetro *Srmax* apresentou sensibilidade secundária, o que indica que a evapotranspiração tem importância secundária no desempenho da simulação.



Figura 78 - Variação do coeficiente de Nash-Sutcliffe com os parâmetros (*qs0, InTe, Sr0, Sr_{max}, m, td*) do TOPMODEL para a estação de Patrocínio do Muriaé na simulação de séries anuais com CMORPH. Variação do coeficiente NSE (ordenadas) com os parâmetros (abcissas).



Figura 79 - Variação do coeficiente de Nash-Sutcliffe com os parâmetros (*vr, vch, k0, c_d*) do TOPMODEL para a estação de Patrocínio do Muriaé na simulação de séries anuais com CMORPH.

Na simulação com séries de período anual para Patrocínio do Muriaé com o ANOBES (Figura 80), o modelo apresentou um desempenho consideravelmente superior para o período de calibração (NSE=0,60) em relação à validação (NSE=0,39). No período de calibração, o modelo subestimou a maior parte dos picos do hidrograma, enquanto que na validação superestimou os picos no ano hidrológico 2011/2012 e subestimou em 2012/2013.



Figura 80 - Similar à Figura 77, exceto com uma vazão calculada (linha verde) com a precipitação analisada pelo método de ANOBES.

Na análise da sensibilidade dos parâmetros para Patrocínio do Muriaé com dados do ANOBES (Figura 81 e Figura 82) observa-se que existe uma grande sensibilidade aos parâmetros qs0 e m. Como na simulação com CMORPH, isso indica que a condição inicial da bacia (qs0) e o comportamento da transmissividade do solo com a profundidade (parâmetro m) tem uma grande importância no desempenho do modelo. Em relação aos demais parâmetros, o parâmetro v_r apresentou a maior sensibilidade.



Figura 81 - Variação do coeficiente de Nash-Sutcliffe com os parâmetros (*qs0, InTe, Sr0, Srmax, m, td*) do TOPMODEL para a estação de Patrocínio do Muriaé na simulação de séries anuais com ANOBES.



Figura 82 - Variação do coeficiente de Nash-Sutcliffe com os parâmetros (*vr*, *vch*, *k0*, *c*_d) do TOPMODEL para a estação de Patrocínio do Muriaé na simulação de séries anuais com ANOBES.

Na Tabela 18 está apresentada, para a estação de Patrocínio do Muriaé, uma análise da relação entre as vazões observadas e as vazões calculadas (com CMORPH e ANOBES) para os dias cuja cota observada foi superior à vazão referente à cota de Atenção (79,33 m³ s⁻¹). Nesta análise um acerto foi estabelecido quando o desvio absoluto da vazão calculada em relação à observada é menor que 10%. Constata-se que a simulação com ANOBES resultou em uma maior taxa de acerto (28%) e com uma distribuição semelhante entre dias com vazões subestimadas (37%) e com vazões superestimadas (35%). Em contrapartida a simulação com CMORPH apresentou uma menor taxa de acerto (13%) e com uma prevalência de dias em que a vazão foi subestimada (62%).

134

	CMORPH	ANOBES
nº dias com vazão observada > Atenção	223 (100%)	223 (100%)
nº dias com Desvio < -10%	139 (62%)	83 (37%)
nº dias com Desvio entre -10% e +10%	29 (13%)	63 (28%)
nº dias com Desvio > +10%	55 (25%)	77 (35%)

Tabela 18 - Análise do desempenho das simulações hidrológicas, com CMORPH e ANOBES, em relação às vazões observadas para os dias com vazões superiores à vazão de Atenção. Estação de Patrocínio do Muriaé.

4.4.2. Simulações para Carangola – séries anuais

Na simulação com séries de período anual para Carangola com o CMORPH (Figura 83), o período de validação (NSE=0,61) apresentou uma melhor eficiência em relação à calibração (NSE=0,54). As vazões de pico foram, na maior parte dos casos, subestimadas. O fato de a eficiência da validação ter sido superior à da calibração é um indício de que os parâmetros calibrados representam de maneira satisfatória as características da sub-bacia.



Figura 83 - Simulação hidrológica com TOPMODEL para séries anuais entre 01/09/2009 e 31/08/2013 com dados de precipitação estimados pelo CMORPH para a estação de Carangola (m³ s⁻¹). Vazão observada (linha preta) e vazão calculada (linha ciano). Vazões de referência estão indicadas com linhas tracejadas pretas. Os coeficientes de Nash-Sutcliffe (NSE) das etapas de calibração e validação estão apresentados no canto superior direito.

Na análise da sensibilidade dos parâmetros para Carangola com os dados do CMORPH (Figura 84 e Figura 85) observa-se que existe uma grande sensibilidade aos parâmetros *qs0* e *m*, o que indica que a condição inicial da bacia (*qs0*) e o comportamento da transmissividade do solo com a profundidade (parâmetro *m*) tem uma grande importância no desempenho do modelo. O parâmetro *Srmax* apresentou uma sensibilidade secundária, o que indica que assim como para Patrocínio do Muriaé, a evapotranspiração tem uma importância secundária no desempenho da simulação. Os demais parâmetros não apresentaram sensibilidade.



Figura 84 - Variação do coeficiente de Nash-Sutcliffe com os parâmetros (*qs0, InTe, Sr0, Sr_{max}, m, td*) do TOPMODEL para a estação de Carangola na simulação de séries anuais com CMORPH.



Figura 85 - Variação do coeficiente de Nash-Sutcliffe com os parâmetros (*vr, vch, k0, CD*) do TOPMODEL para a estação de Carangola na simulação de séries anuais com CMORPH.

Na simulação com séries de período anual para Carangola com ANOBES (Figura 86), o período de calibração apresentou uma boa eficiência (NSE=0,85), com as vazões de pico simuladas próximas às vazões de pico observadas no ano hidrológico 2010/2011. Entretanto, a simulação não foi satisfatória no período da validação (NSE=-0,04). No ano hidrológico 2011/2012 as vazões de pico foram superestimadas, enquanto que em 2012/2013 elas foram subestimadas.



Figura 86 - Similar à Figura 83, exceto com uma vazão calculada (linha verde) com a precipitação analisada pelo método de ANOBES.

Na análise da sensibilidade dos parâmetros para Carangola com dados do ANOBES (Figura 87 e Figura 88) observa-se que existe uma grande sensibilidade aos parâmetros *qs0* e *m*. Isso indica que a condição inicial da bacia (*qs0*) e o comportamento da transmissividade do solo com a profundidade (parâmetro *m*) tem uma grande importância no desempenho do modelo.

Em relação às duas simulações, o parâmetro v_r foi maior com o ANOBES, o que indica que neste sistema a precipitação tende a ser atrasada em relação ao CMORPH, o que torna necessária uma maior velocidade para compensar o menor tempo.



Figura 87 - Variação do coeficiente de Nash-Sutcliffe com os parâmetros (*qs0*, *InTe*, *Sr0*, *Sr_{max}*, *m*, *td*) do TOPMODEL para a estação de Carangola na simulação de séries anuais com ANOBES.



Figura 88 - Variação do coeficiente de Nash-Sutcliffe com os parâmetros (*vr, vch, k0, c_d*) do TOPMODEL para a estação de Carangola na simulação de séries anuais com ANOBES.

Na Tabela 19 está apresentada, para a estação de Carangola, uma análise da relação entre as vazões observadas e as vazões calculadas (com CMORPH e ANOBES) para os dias cuja cota observada foi superior à vazão referente à cota de Atenção (40,41 m³ s⁻¹). Constata-se que a simulação com ANOBES resultou em uma maior taxa de acerto (18%) e com uma distribuição semelhante entre dias com vazões subestimadas (43%) e com vazões superestimadas (39%). Em contrapartida a simulação com CMORPH apresentou uma menor taxa de acerto (7%), com uma predominância de dias em que a vazão foi subestimada (87%).

	CMORPH	ANOBES
n⁰ dias com vazão observada > Atenção	67 (100%)	67 (100%)
nº dias com Desvio < -10%	58 (87%)	29 (43%)
nº dias com Desvio entre -10% e +10%	5 (7%)	12 (18%)
nº dias com Desvio > +10%	4 (6%)	26 (39%)

Tabela 19 - Análise do desempenho das simulações hidrológicas em relação às vazões observadas para os dias com vazões superiores à vazão de Atenção. Estação de Carangola.

4.4.3. Análise hidrológica das simulações

Para uma avaliação do significado físico dos parâmetros, realizou-se um balanço hídrico dos quatro anos hidrológicos escolhidos para a simulação com séries anuais. Para esta análise foi utilizada as simulações com o CMORPH, uma vez que os seus resultados tiveram maiores valores médios de NSE para todo o período em ambas as estações.

A vazão específica total no exutório de cada sub-bacia pode ser expressa como (Equação 4.2):

$$q = q_{sup} + q_{sub} \tag{4.2}$$

em que:

q é a vazão específica total escoada no exutório da sub-bacia, Variável de saída do TOPMODEL [m];

 q_{sup} é o escoamento superficial específico total que contribuiu para o escoamento no exutório da sub-bacia, Variável de saída do TOPMODEL, e abrange os mecanismos de escoamento superficial de excedente da infiltração e escoamento de saturação da superfície [m];

 q_{sub} é o escoamento subterrâneo específico total que contribuiu para o escoamento no exutório da sub-bacia, Variável de saída do TOPMODEL [m].

O escoamento subterrâneo pode, por sua vez, ser segmentado em duas partes (Equação 4.3). A primeira é o escoamento de base (q_{base}) , que é a porção do escoamento subterrâneo que ocorrerá mesmo que nenhuma precipitação ocorra no período. A segunda é o escoamento subsuperficial (q_{ss}) , que é a porção do escoamento subterrâneo gerada pela infiltração da água da chuva e tem, portanto, uma resposta mais rápida no hidrograma. Para o cálculo de q_{base} , o modelo foi aplicado com os parâmetros calibrados, mas com a precipitação de entrada substituída por uma série sem chuva, Assim, é possível calcular q_{ss} a partir da diferença entre q_{sub} e q_{base} :

$$q_{sub} = q_{base} + q_{ss} \tag{4.3}$$

em que:

 q_{base} é a porção do escoamento subterrâneo específico que ocorreria mesmo que não houvesse precipitação ao longo de todo período [m];

 q_{ss} é a porção incremental do escoamento subterrâneo específico gerado devido ao aporte de precipitação [m].

Assim a precipitação total pode ser segmentada a partir da equação do balanço hídrico (Equação 4.4) (Rasmussen & Andreasen, 1959):

$$P = (q_{sup} + q_{ss}) + ET + (\Delta S_{vad} + \Delta S_{prof} + Cap)$$
(4.4)

em que:

P é a precipitação estimada pelo CMORPH total na sub-bacia, Variável de entrada do TOPMODEL [m];

 $(q_{sup} + q_{ss})$ é a porção da vazão específica gerada devido ao aporte de precipitação [m];

ET é a evapotranspiração efetiva, Variável de saída do TOPMODEL [m];

 ΔS_{vad} é o saldo da recarga na zona não saturada (zona vadosa) do solo [m];

 ΔS_{prof} é o saldo da recarga no aquífero profundo [m];

Cap é a soma das captações superficiais (e.g. irrigação e abastecimento urbano), profundas (e.g. bombeamento de poços) e transposição de bacias [m].

O déficit de saturação (S), uma variável de saída do TOPMODEL, não pode ser transformado diretamente em ΔS_{vad} . No entanto, o seu sinal e magnitude podem ajudar na compreensão do comportamento da recarga da zona vadosa do solo (recarga positiva para um déficit negativo e recarga negativa para um déficit positivo).

Na análise da Tabela 20 constata-se que a sub-bacia de Patrocínio do Muriaé produziu, em relação à porcentagem, uma evapotranspiração efetiva maior. Este fato é esperado uma vez que a sua área de drenagem é aproximadamente três vezes maior e possui uma maior proporção de área florestada (Tabela 6). No TOPMODEL o maior potencial de evapotranspiração da sub-bacia foi representado pelo maior valor para a variável *Srmax* (Tabela 21). Em ambos os casos foi observada uma relação baixa entre a evapotranspiração efetiva (ET) e a evapotranspiração potencial (ET0) (55% para Patrocínio do Muriaé e 34% para Carangola). Isto pode indicar que o TOPMODEL não possui uma sensibilidade muito

alta à entrada de evapotranspiração potencial, uma vez que o modelo é capaz de regular significativamente a evapotranspiração que será efetiva na simulação.

Como não foi constatado escoamento hortoniano nas simulações, a maior geração de escoamento superficial em Carangola pode estar associada ao fato de a sub-bacia ter um solo mais argiloso (Tabela 5) o que contribui para uma saturação mais rápida do solo. A geração de escoamento superficial devido à saturação da superfície não é representada no TOPMODEL por um único parâmetro e sim por uma série de iterações que compõem o balanço subsuperficial (Equação 3.11 a 3.24). O valor maior do parâmetro *m* em Carangola vai contra a este fato, uma vez que valores mais baixos deste parâmetro tendem a gerar mais escoamento superficial (Beven et al., 1984). No entanto, dois fatores podem explicar a maior geração de escoamento superficial em Carangola. O primeiro são os valores do Índice Topográfico em cada sub-bacia (Figura 89). No gráfico constata-se que o relevo de Carangola é mais propenso à geração de escoamento superficial, uma vez que ele possui uma maior percentagem de área com valores elevados do Índice Topográfico. O segundo fator é que em Carangola foram encontrados valores mais baixos dos parâmetros InTe e Srmax (respectivamente menor transmissividade e interceptação pela vegetação) associados a um maior tempo de permanência da água na zona não saturada do solo (parâmetro td).

Т	abela 20 - I	Res	ultados d	o balanço híd	lrico (Ec	ı. 4.04)	para	as sub	-bacias das	estaçõe	es d	e Caranç	gola
е	Patrocínio	do	Muriaé.	Precipitação	média	anual	(mm	ano ⁻¹)	representa	a 100%	da	entrada	da
e	quação do b	bala	nço hídrio	co.									

	Patrocínio do Muriaé	Carangola
Precipitação (mm ano ⁻¹)	1160 = 100%	985 = 100%
Escoamento superficial (%)	6,93 %	7,37 %
Escoamento subterrâneo incremental (%)	27,56 %	37,58 %
Evapotranspiração efetiva (%)	63,74 %	46,25 %
$\Delta S_{vad} + \Delta S_{prof} + Cap$ (%)	1,75 %	8,75 %
$\Delta S_{vad} + \Delta S_{prof} + Cap$ (mm ano ⁻¹)	20,33	86,18
Δ déficit de saturação (-)	0,013	0,001

	qs0 [m h ⁻¹]	InTe (m² h ⁻¹)	m [m]	Srmax [m]	td (h m⁻¹)	v _r [m h⁻¹]
Patrocínio do Muriaé	4,04x10 ⁻⁵	4,68x10 ⁻¹	8,16x10 ⁻²	4,66x10 ⁻²	1,64x10 ⁻¹	1,56x10 ³
Carangola	2,22x10 ⁻⁵	3,31x10 ⁻¹	8,94x10 ⁻²	9,65x10 ⁻³	2,81x10 ⁻¹	1,03x10 ³

Tabela 21 - Parâmetros calibrados (*qs0*, *InTe*, *m*, *Srmax*, *td* e *vr*) com CMORPH para séries anuais para Patrocínio do Muriaé e Carangola.



Indice Topográfico Acumulado



15

Indice Topográfico = $ln(\alpha/tan\beta)$

20

-Carangola

25

30

10

-Patrocínio do Muriaé

O maior valor do parâmetro *qs0* em Patrocínio do Muriaé significa que esta sub-bacia tem um maior escoamento de base, o que indica uma maior recarga do aquífero profundo. Em termos de potencial de recarga de aquífero, a geologia das duas sub-bacias (Tabela 4) é bastante semelhante uma vez que em ambas prevalecem rochas com baixa porosidade secundária (Charnockito e Enderbito) seguidas por rochas com alta porosidade secundária (Granito e Granitóide).

Foi observado um déficit de saturação de 0,078 em Patrocínio do Muriaé, ou seja, no final da simulação o solo da sub-bacia estava mais seco em relação ao início. Isto indica que o termo ΔS_{vad} foi negativo (i.e. zona vadosa ficou mais seca) e que a soma da recarga do aquífero profundo e da retirada superficial e subsuperficial foi de fato superior ao valor simulado de 20,33 mm ano⁻¹.

Já em Carangola, o déficit de saturação foi muito pequeno e, portanto, o solo da sub-bacia manteve a condição de umidade durante o período de simulação. Assim, o valor de 86,20 mm ano⁻¹ pode ser atribuído à irrigação (possivelmente devido a maior porcentagem de lavouras na sub-bacia), bombeamento de poços, uso industrial e recarga do aquífero profundo.

Área acumulada (%)

0

5
5. CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

As simulações hidrológicas de eventos de cheias com TOPMODEL na BHRM apresentaram resultados satisfatórios na etapa de calibração (NSE máximo=0,94; NSE médio=0,69), mas ruins na fase de validação (NSE máximo=0,38; NSE médio=0,04). Isto aponta para a importância do estado inicial de umidade e para o fato de os parâmetros calibrados não serem representativos de uma bacia e sim de uma determinada bacia com uma determinada condição inicial de umidade em um determinado tipo de evento. Esta constatação ficou evidente na falha em reproduzir o hidrograma do Evento 4 (NSE máximo=0,13; NSE médio=-0,53) que tinha características distintas dos demais, como uma maior vazão inicial, maiores vazões de pico e precipitação mais distribuída no tempo. Para as estações de Patrocínio do Muriaé, Itaperuna e Cardoso Moreira o melhor resultado foi obtido com a precipitação analisada com o ANOBES, enquanto que para Carangola e Porciúncula as melhores simulações foram com o CMORPH.

Em contrapartida, as simulações com séries com período anual para Patrocínio do Muriaé e Carangola apresentaram resultados melhores, com valores de NSE iguais a 0,67 e 0,58 respectivamente. Esta melhor eficiência da modelagem pode ser atribuída a dois fatores principais: à condição de estiagem no início dos períodos de simulação e ao maior passo de tempo (24 horas), o que diminui a variância do hidrograma e o torna mais previsível. Para as duas sub-bacias, os maiores valores de NSE foram obtidos com os dados do CMORPH. Entretanto, na análise dos dias com cheias (i.e. superiores à vazão de Atenção) as simulações com o ANOBES resultaram em uma maior taxa de acerto, com 28% em Patrocínio do Muriaé e 18% em Carangola, em relação a uma taxa de acerto de 13% em Patrocínio do Muriaé e 7% em Carangola com o CMORPH. Deste modo, a simulação com ANOBES foi a mais adequada para ser aplicada em um sistema de previsão de cheias.

Assim, os resultados deste trabalho atestam que o TOPMODEL pode ser uma alternativa para a simulação da transformação da chuva em vazão na BHRM, desde que duas condições sejam atendidas: a simulação deve ser iniciada em um período de estiagem e o sistema de dados de precipitação deve ser capaz de representar a variabilidade espacial da chuva. Neste caso, a modelagem com TOPMODEL permite uma estimativa de vazões futuras, o que possibilita um melhor planejamento da escala da operação do SAH-Muriaé e das viagens para medição de descarga líquida. No entanto, a baixa taxa de acertos das vazões altas indica que, com os parâmetros calibrados neste estudo, os resultados das simulações com TOPMODEL não podem ser o único fator na tomada de decisão de emitir ou não um boletim para as autoridades locais que indique a possibilidade de inundação.

Considerando-se todas as simulações realizadas, os parâmetros que apresentaram maior sensibilidade foram: *qs0*, *m* e *vr*. O parâmetro *Srmax* apresentou uma sensibilidade moderada, o que indica uma importância secundária do dado de evapotranspiração potencial. Os demais parâmetros apresentaram uma baixa sensibilidade.

O parâmetro *m* apresentou um comportamento fisicamente compatível, com um decaimento mais acentuado em uma bacia mais florestada, caso de Patrocínio do Muriaé, em relação a uma bacia mais agrícola, caso de Carangola. A sua magnitude também ficou próxima à calculada a partir da uma análise da curva de recessão de vazão. Em ambas as estações, o valor calculado ficou um pouco acima do calibrado (18% em Patrocínio do Muriaé e 10% em Carangola), o que indica uma possibilidade de o parâmetro ser obtido sem calibração.

As simulações com dados de Telemetria não resultaram na melhor eficiência de modelagem (calibração e validação) para nenhuma estação. Isto aponta para a importância da representatividade espacial na obtenção do dado de chuva, mesmo com uma medição indireta como é o caso do CMORPH. Como esta importância foi constatada em um modelo com uma entrada concentrada de precipitação, fica evidenciada a necessidade de uma representação espacial dos dados de chuva, uma vez que em um modelo distribuído esta representatividade é ainda mais relevante. No período analisado, o CMORPH subestimou consideravelmente a precipitação na BHRM em relação ao ANOBES. Isso pode ser atribuído à presença de nuvens que produzem precipitação, mas que não tem cristais de gelo e, portanto, não são detectadas por sensores passivos de microondas de alta frequência (i.e. entre 60 e 300 GHz). Nas simulações realizadas neste estudo, os resultados com o ANOBES foram os melhores, seguidos pelos obtidos com CMORPH e Telemetria.

A baixa quantidade de eventos de cheias observados entre 2016 e 2018 na BHRM enfatiza a importância da produção de séries longas e contínuas de dados hidrológicos (i.e. cota, vazão e precipitação) com alta resolução temporal (e.g. 1 hora). Uma maior quantidade de eventos permitiria uma compreensão ainda melhor

146

da aplicabilidade do TOPMODEL na bacia. A expansão e modernização da rede de monitoramento hidrometeorológico são essenciais para que mais estudos sejam realizados em uma maior quantidade de pontos de monitoramento, o que permite, por exemplo, a ampliação do número de municípios atendidos pelo SAH-Muriaé. Exemplos de áreas cuja cobertura de pluviômetros pode ser melhorada são: subbacia do rio Carangola a montante da estação hidrometeorológica de Carangola (código ANA: 58930000), sub-bacia do rio Glória a montante da estação pluviométrica de Bicuíba (02042014) e a cabeceira do rio Gavião (divisa dos municípios de Eugenópolis/MG e Vieiras/MG).

Para trabalhos futuros, as seguintes ações são sugeridas:

- implementar uma discretização espacial da precipitação no TOPMODEL;
- realizar as simulações com séries mais longas, mas com um menor passo de tempo;
- realizar simulações para bacias com características muito distintas (e.g. área de drenagem, clima, tipo de solo, uso do solo) para uma avaliação mais profunda do significado físico dos parâmetros do TOPMODEL;
- aplicar a metodologia ANOBES para múltiplos sistemas de dados de precipitação provenientes de sensoriamento remoto (e.g. radares e satélites meteorológicos integrados com pluviômetros).

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adler, R. F., Huffman, G. J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P. P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D., Gruber, A., Susskind, J., Arkin, P. & Nelkin, E. (2003). The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). *Journal of hydrometeorology*, *4*(6), 1147-1167.
- Agência da Bacia do Rio Paraíba do Sul (AGEVAP). (2007). Plano de recursos hídricos da Bacia do Rio Paraíba do Sul: resumo: diagnóstico dos recursos hídricos: relatório final. Resende, RJ.
- Ajami, N. K., Gupta, H., Wagener, T., & Sorooshian, S. (2004). Calibration of a semidistributed hydrologic model for streamflow estimation along a river system. *Journal of hydrology*, 298(1-4), 112-135.
- Arkin, P. A., & Ardanuy, P. E. (1989). Estimating climatic-scale precipitation from space: A review. *Journal of Climate*, *2(11)*, 1229-1238.
- Austin, P. M. (1987). Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. *Monthly Weather Review*, *115*(5), 1053-1070.
- Bartels, G. K., Beskow, S., Aquino, L. S., Tavares, V. E. Q., & Timm, L. C. (2010). Avaliação dos dados de vazão gerados pela curva-chave no Arroio Pelotas (Ponte Cordeiro de Farias). In XIX Congresso de Iniciação Científica-XII Encontro de Pós-Graduação-II Mostra Científica.
- Betson, R. P. (1964). What is watershed runoff? *Journal of Geophysical research*, *69*(8), 1541-1552.
- Beven, K. (1984). Infiltration into a class of vertically non-uniform soils. *Hydrological Sciences Journal*, *29*(4), 425-434.
- Beven, K. J. & Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Journal*, *24*(1), 43-69.
- Beven, K. J. (2001). Rainfall-runoff modelling: the primer. John Wiley & Sons.
- Beven, K. J., Kirkby, M. J., Schofield, N., & Tagg, A. F. (1984). Testing a physicallybased flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments. *Journal* of Hydrology, 69(1-4), 119-143.
- Beven, K., & Freer, J. (2001). A dynamic topmodel. *Hydrological processes, 15(10),* 1993-2011.

- Beven, K., & Wood, E. F. (1983). Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. *Journal of Hydrology*, *65*(1), 139-158.
- Bhargava, M., & Danard, M. (1994). Application of optimum interpolation to the analysis of precipitation in complex terrain. *Journal of Applied Meteorology*, *33*(4), 508-518.
- Brasil, L. S. S. (2005). Utilização de Modelagens Uni e Bidimensional para a Propagação de Onda de Cheia Proveniente de Ruptura Hipotética de Barragem. Estudo de Caso: Barragem Rio de Pedras. (Dissertação de Mestrado, Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos, Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG.
- Brock, F. V., & Richardson, S. J. (2001). *Meteorological measurement systems*. Oxford University Press, USA.
- Buytaert, W., Wyseure, G., De Bievre, B., & Deckers, J. (2005). The effect of landuse changes on the hydrological behaviour of Histic Andosols in south Ecuador. Hydrological Processes: An International Journal, 19(20), 3985-3997.
- Callede, J., Kosuth, P., Loup, J. L., & Guimarães, V. S. (2000). Discharge determination by acoustic Doppler current profilers (ADCP): a moving bottom error correction method and its application on the River Amazon at Obidos. *Hydrological Sciences Journal, 45(6),* 911-924.
- Calvetti, L., & Pereira Filho, A. J. (2014). Ensemble hydrometeorological forecasts using WRF hourly QPF and topmodel for a middle watershed. *Advances in Meteorology*, 2014.
- Campling, P., Gobin, A., Beven, K., & Feyen, J. (2002). Rainfall-runoff modelling of a humid tropical catchment: the TOPMODEL approach. *Hydrological Processes*, *16*(2), 231-253.
- Clarke, R. T. (1973). A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. *Journal of hydrology*, *19*(1), 1-20.
- CPRM Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Disponível em <u>www.cprm.gov.br</u>. Acesso em julho de 2019.
- Daley, R. (1993). Atmospheric data analysis (No. 2). Cambridge university press.
- Di Paola, F., Casella, D., Dietrich, S., Mugnai, A., Ricciardelli, E., Romano, F., & Sanò, P. (2012). Combined MW-IR Precipitation Evolving Technique (PET) of

convective rain fields. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(11), 3557-3570.

- Duan, Q., Sorooshian, S., & Gupta, V. K. (1994). Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *Journal of hydrology*, 158(3-4), 265-284.
- Duan, Q., Sorooshian, S., & Gupta, V.K. (1992). Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water resources research*, 28(4), 1015-1031.
- Dunne, T., & Black, R. D. (1970). Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water resources research*, *6*(5), 1296-1311.
- Dunne, T., Moore, T., & Taylor, C. H. (1975). Recognition and prediction of runoffproducing zones in humid regions. *Hydrol. Sci. Bull.*, *20*, 305-327.
- Elsenbeer, H., Newton, B. E., Dunne, T., & de Moraes, J. M. (1999). Soil hydraulic conductivities of latosols under pasture, forest and teak in Rondonia, Brazil. *Hydrological Processes, 13(9)*, 1417-1422.
- Ferraro, R. R. (1997). Special sensor microwave imager derived global rainfall estimates for climatological applications. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16715-16735.
- Ferreira, L. (2004). Simulação hidrológica utilizando o modelo TOPMODEL em bacias rurais, estudo de caso na bacia do Ribeirão dos Marins - seção Monjolinho-SP. Dissertação e Mestrado, Faculdade de Engenharia Agrícola, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP).
- Filizola, N., Guimarães, V., & Guyot, J. L. (1999). Medição de vazão em grandes rios com o uso do perfilador Doppler acústico de corrente. In Manaus' 99 international symposium-Hydrological and Geochemical processes in large scale river basins. Manaus, AM.
- Franchini, M., Wendling, J., Obled, C., & Todini, E. (1996). Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, *175*(1-4), 293-338.
- Freeze, R. A. (1972). Role of subsurface flow in generating surface runoff: 1. Base flow contributions to channel flow. *Water Resources Research*, *8*(3), 609-623.
- Freeze, R. A. (1974). Streamflow generation. *Reviews of Geophysics*, 12(4), 627-647.

- Freitas, C. M., Silva, D. R. X., de Sena, A. R. M., Silva, E. L., Sales, L. B. F., de Carvalho, M. L., Mazoto, M. L., Barcellos, C., Costa, A. M., Oliveira, M. L. C. & Corvalán, C. (2014). Desastres naturais e saúde: uma análise da situação do Brasil. *Ciência & Saúde Coletiva*, *19*(9), 3645-3656.
- Goerl, R. F., & Kobiyama, M. (2005). Considerações sobre as inundações no Brasil. XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos.
- Groisman, P. Y., & Legates, D. R. (1994). The accuracy of United States precipitation data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *75*(2), 215-227.
- Guo, H., Chen, S., Bao, A., Hu, J., Yang, B., & Stepanian, P. M. (2015).
 Comprehensive evaluation of high-resolution satellite-based precipitation products over China. *Atmosphere*, 7(1), 6.
- Hewlett, J. D. (1961). Soil moisture as a source of base flow from steep mountain watersheds (p. 11). US Department of Agriculture, Forest Service, Southeastern Forest Experiment Station.
- Hewlett, J. D., & Hibbert, A. R. (1963). Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. *Journal of geophysical research*, *68*(4), 1081-1087.
- Hornberger, G. M., Beven, K. J., Cosby, B. J., & Sappington, D. E. (1985). Shenandoah Watershed Study: Calibration of a Topography-Based, Variable Contributing Area Hydrological Model to a Small Forested Catchment. *Water Resources Research*, 21(12), 1841-1850.
- Hornberger, G. M., Raffensperger, J. P., Wiberg, P. L., & Eshleman, K. N. (1998). Catchment hydrology: The hillslope-stream continuum. *Elements of Physical Hydrology*, 199-221.
- Horton, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *14*(1), 446-460.
- Hsu, K. L., Gao, X., Sorooshian, S., & Gupta, H. V. (1997). Precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks. *Journal of Applied Meteorology, 36(9)*, 1176-1190.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Braithwaite, D., Hsu, K., Joyce, R., Xie, P., & Yoo, S. H. (2015). NASA global precipitation measurement (GPM) integrated multisatellite retrievals for GPM (IMERG). *Algorithm theoretical basis document, version, 4, 30.*

- IBGE Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em <u>https://www.ibge.gov.br/</u>.Acesso em Julho de 2017.
- lorgulescu, I., & Jordan, J. P. (1994). Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment. *Journal of hydrology*, *159* (1-4), 255-273.
- Jaccon, G., & Cudo, K. J. (1989). *Hidrologia-curva-chave: analise e traçado*. Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica - DNAEE
- Jackson, T. J., Schmugge, T. J., & Wang, J. R. (1982). Passive microwave sensing of soil moisture under vegetation canopies. Water Resources Research, 18(4), 1137-1142.
- Janowiak, J. E., Joyce, R. J., & Yarosh, Y. (2001). A real-time global half-hourly pixel-resolution infrared dataset and its applications. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *82*(2), 205-217.
- Johnson, R. C., & Whitehead, P. G. (1993). An introduction to the research in the Balquhidder experimental catchments. *Journal of hydrology, 145(3-4)*, 231-238.
- Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., & Xie, P. (2004). CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of Hydrometeorology*, *5*(3), 487-503.
- Joyce, R., Janowiak, J., & Huffman, G. (2001). Latitudinally and seasonally dependent zenith-angle corrections for geostationary satellite IR brightness temperatures. *Journal of Applied Meteorology*, *40*(4), 689-703.
- Kalinga, O., Gan, T. Y., & Xie, J. (2003). Applying radar rainfall data in basin hydrological. In Weather Radar Information and Distributed Hydrological Modelling: Proceedings of an International Symposium (Symposium HS03) Held During IUGG 2003, the XXIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics. No. 282, p. 258. Sapporo, Japão.
- Kidd, C. (2001). Satellite rainfall climatology: A review. *International Journal of Climatology*, *21*(9), 1041-1066.
- Kirdiashev, K. P., Chukhlantsev, A. A., & Shutko, A. M. (1979). Microwave radiation of the earth's surface in the presence of vegetation cover. *Radiotekhnika i Elektronika, 24*, 256-264.
- Kirkby, M. (1988). Hillslope runoff processes and models. *Journal of Hydrology*, *100*(1-3), 315-339.

Köppen, W. (1948). Climatologia. Panamericana. Buenos Aires, Argentina.

- Kummerow, C., Hong, Y., Olson, W. S., Yang, S., Adler, R. F., McCollum, J., & Wilheit, T. T. (2001). The evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. *Journal of Applied Meteorology*, *40*(11), 1801-1820.
- Kummerow, C., Olson, W. S., & Giglio, L. (1996). A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(5), 1213-1232.
- Legates, D. R., & DeLiberty, T. L. (1993). Precipitation measurement biases in the United States. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 29(5), 855-861.
- Lima, G., Boldrin, R. S., Mendiondo, E. M., Mauad, F. F., & Ohnuma Jr, A. A. (2007). Análise de incertezas de observações hidrológicas e sua influência na modelagem de pequenas bacias urbanas. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 12(1), 107-116.
- Ma, H. B., Dong, Z. C., Zhang, W. M., & Liang, Z. M. (2006). Application of SCE-UA algorithm to optimization of TOPMODEL parameters [J]. *Journal of Hohai University (Natural Sciences), 4*.
- Madsen, H. (2000). Automatic calibration of a conceptual rainfall–runoff model using multiple objectives. *Journal of hydrology, 235(3-4)*, 276-288.
- Maidment, D. R. (1993). Handbook of hydrology (Vol. 9780070,). New York: McGraw-Hill.
- Marengo, J. A., Nobre, C. A., Seluchi, M. E., Cuartas, A., Alves, L. M., Mendiondo, E.
 M., Obregón, G., & Sampaio, G. (2015). A seca e a crise hídrica de 2014-2015 em São Paulo. *Revista USP, (106),* 31-44.
- Ministério das Cidades/Instituto de Pesquisas Tecnológicas IPT. (2007) Mapeamento de riscos em encostas e margens de rios. 176p. Brasília, DF.
- Mo, T., Choudhury, B. J., Schmugge, T. J., Wang, J. R., & Jackson, T. J. (1982). A model for microwave emission from vegetation-covered fields. *Journal of Geophysical Research: Oceans, 87(C13)*, 11229-11237
- Moliĉová, H., Grimaldi, M., Bonell, M., & Hubert, P. (1997). Using TOPMODEL towards identifying and modelling the hydrological patterns within a

headwater, humid, tropical catchment. *Hydrological Processes, 11(9),* 1169-1196.

- Morel-Seytoux, H. J., & Khanji, J. (1974). Derivation of an equation of infiltration. *Water Resources Research*, *10*(4), 795-800.
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of hydrology*, *10*(3), 282-290.
- Nelder, J. A., & Mead, R. (1965). A simplex method for function minimization. *The computer journal, 7(4)*, 308-313.
- NOAA Office of Satellite and Product Operations. Disponível em <u>http://www.ospo.noaa.gov/</u>. Acesso em Janeiro de 2018.
- Nourani, V., Roughani, A., & Gebremichael, M. (2011). TOPMODEL capability for rainfall-runoff modeling of the Ammameh watershed at different time scales using different terrain algorithms. *Journal of Urban and Environmental Engineering*, *5*(1).
- Pereira Filho, A. J. (2004). Integrating gauge, radar and satellite rainfall. In WWRP International Precipitation Working Group Workshop, CGMS-WMO, Monterey, CA, USA.
- Pereira Filho, A. J., & Crawford, K. C. (1999). Mesoscale precipitation fields. Part I: Statistical analysis and hydrologic response. *Journal of Applied Meteorology*, 38(1), 82-101.
- Pereira Filho, A. J., Crawford, K. C., & Hartzell, C. L. (1998). Improving WSR-88D hourly rainfall estimates. *Weather and Forecasting*, *13*(4), 1016-1028.
- Pereira Filho, A. J., Vemado, F., Vemado, G., Gomes Vieira Reis, F. A., Giordano, L.
 D. C., Cerri, R. I., Santos, C.C., Sampaio Lopes, E.S., Gramani, M.F., Ogura,
 A.T., & Zaine, J. E. (2018). A Step towards Integrating CMORPH Precipitation
 Estimation with Rain Gauge Measurements. *Advances in Meteorology, 2018*.
- Pereira Filho, A. J.,& Crawford, K. C. (1995). Integrating WSR-88D estimates and Oklahoma Mesonet Measurements of rainfall accumulations: a statistical approach. In 27th International Conference on Radar Meteorology, Vail, Colorado. Boston, Massachusetts. American Meteorological Society (pp. 240-242).
- Petty, G. W. (1995). The status of satellite-based rainfall estimation over land. *Remote Sensing of Environment*, 51(1), 125-137.

- Prado, R. B. P., Dantas, M. E., Fidalgo, E. C. C., Gonçalves, A. O., Silveira, M. D. M.
 L., Guimarães, P. V., Ferraz, R. P. D., Mansur, K. L., Vieira, H.& Dourado, F.
 (2005). *Diagnóstico do meio físico da bacia hidrográfica do rio Muriaé*.
 Embrapa Solos.
- Quiroz Jiménez, K. (2011). Modelagem Hidrológica com uso da estimativa de chuva por sensoriamento remoto. (Dissertação de Mestrado, Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul -UFRGS).
- Rasmussen, W. C., & Andreasen, G. E. (1959). Hydrologic budget of the Beaverdam Creek basin, Maryland (No. 1472). United States Goverment Printing Office, Washington, DC.
- RD Instruments. (1989). Acoustic Doppler Current Profilers Principles of Operation--A Practical Primer. RD Instruments.36 p. San Diego, Estado Unidos.
- Rennó, C. D. (2003). Construção de um sistema de análise e simulação hidrológica: aplicação a bacias hidrográficas.(Tese de Doutorado, Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE).
- Robson, A. J., Whitehead, P. G., & Johnson, R. C. (1993). An application of a physically based semi-distributed model to the Balquhidder catchments. *Journal of Hydrology*, *145*(3-4), 357-370.
- Rocha Filho, K. L. D. (2010). Modelagem Hidrológica da Bacia do Rio Pirajuçara com TOPMODEL, Telemetria e Radar Meteorológico. (Dissertação de Mestrado, Meteorologia, Universidade de São Paulo – USP).
- Santos, L. L. (2009). Modelos Hidrológicos: Conceitos e Aplicações. *Revista* Brasileira de Geografia Física, 2(3), 1-19.
- Scanlon, T. M., Raffensperger, J. P., Hornberger, G. M., & Clapp, R. B. (2000). Shallow subsurface storm flow in a forested headwater catchment: Observations and modeling using a modified TOPMODEL. *Water resources research*, 36(9), 2575-2586.
- Schuler, A. E. (2003). Fluxos hidrológicos em microbacias com floresta e pastagem na Amazônia Oriental, Paragominas, Pará. *Fluxos hidrológicos em microbacias com floresta e pastagem na Amazônia Oriental, Paragominas, Pará*.

- Silva, F. D. D. S. (2006). Análise Objetiva Estatística da Precipitação Estimada com Radar medida por uma Rede Telemétrica. (Tese de Doutorado, Meteorologia, Universidade de São Paulo - USP).
- Silva, F. D. D. S., Pereira Filho, A. J., & Hallak, R. (2009). Classificação de sistemas meteorológicos e comparação da precipitação estimada pelo radar e medida pela rede telemétrica na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 24(3), 292-307.
- Silva, R. V. D. (2005). Análise comparativa de três formulações do topmodel na bacia do Rio Pequeno-PR. (Tese de Doutorado, Engenharia Sanitária e Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC).
- Sivapalan, M., Beven, K., & Wood, E. F. (1987). On hydrologic similarity: 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resources Research*, 23(12), 2266-2278.
- Skøien, J. O., Blöschl, G., Laaha, G., Pebesma, E., Parajka, J., & Viglione, A. (2014). rtop: An R package for interpolation of data with a variable spatial support, with an example from river networks. *Computers & Geosciences, 67*, 180-190.
- Sorooshian, S., Hsu, K. L., Coppola, E., Tomassetti, B., Verdecchia, M., & Visconti, G. (Eds.). (2008). Hydrological modelling and the water cycle: coupling the atmospheric and hydrological models (Vol. 63). Springer Science & Business Media.
- Souza, C. R. G. (1998). Flooding in the São Sebastião region, northern coast of São Paulo state, Brazil. ANAIS-ACADEMIA BRASILEIRA DE CIENCIAS, 70, 353-366.
- Tang, G., Behrangi, A., Long, D., Li, C., & Hong, Y. (2018). Accounting for spatiotemporal errors of gauges: A critical step to evaluate gridded precipitation products. *Journal of Hydrology*, 559, 294-306.
- Thiessen, A. H. (1911). District No. 10, Great Basin. *Monthly Weather Review, 39(7),* 1082-1082.
- Tominaga, L. K.; Santoro, J.; Amaral, R (orgs.). (2009). *Desastres naturais: conhecer para prevenir*. Instituto Geológico. 196 p. ISBN 978-85-87235-09-1. São Paulo, SP.
- Tucci, C. E. M, & Bertoni, J. C (orgs.). (2003). *Inundações urbanas na América do Sul*. Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRH). ISBN: 85-88686-07-4. Porto Alegre, RS.

Tucci, C. E. M. (1998). Modelos hidrológicos. Ed. 10. UFRGS. Porto Alegre, RS.

- Universidade Federal de Santa Catarina Centro Universitário de Estudos e Pesquisas sobre Desastres (UFSC-CEPED). (2012). Atlas brasileiro de desastres naturais 1991 a 2010: volume Brasil. Florianópolis, SC.
- Vicente, G.A., Davenport, J.C., & Scofield, R.A. (2002). The role of orographic and parallax corrections on real time high resolution satellite rainfall rate distribution. *International Journal of Remote Sensing*, *23*(2), 221-230.
- Weng, F., Zhao, L., Ferraro, R. R., Poe, G., Li, X., & Grody, N. C. (2003). Advanced microwave sounding unit cloud and precipitation algorithms. *Radio Science*, 38(4).
- Wilheit, T. T. (1986). Some comments on passive microwave measurement of rain. Bulletin of the American Meteorological Society, 67(10), 1226-1232.
- Xie, P., & Arkin, P. A. (1995). An intercomparison of gauge observations and satellite estimates of monthly precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, 34(5), 1143-1160.
- Xu, C. Y. (2002). *Hydrologic models. Textbooks of Uppsala University. Department of* Earth Sciences Hydrology.

APÊNDICES

A1. Curvas Chaves dos pontos de monitoramento.

Na Tabela A.1 está apresentada os parâmetros das equações de curva-chave de cada ponto de monitoramento que foram utilizadas para a transformação do dado de cota em vazão. A estrutura padrão da equação da curva-chave foi apresentada anteriormente no trabalho (Equação 2.4).

	Parâmetros				
Estação (nº da equação)	[_] c	n [-]	h.[m]	Limite	Limite
			inferior [cm]	superior [cm]	
Patrocínio do Muriaé (Eq. 1)	44,8706	1,34	1,47	170	497
Patrocínio do Muriaé (Eq. 2)	26,5379	1,70	1,31	497	710
Carangola (Eq. 1)	12,7981	2,07	0,20	40	131
Carangola (Eq. 2)	15,2218	1,82	0,29	131	365
Porciúncula (Eq. 1)	18,0387	1,92	0,61	95	196
Porciúncula (Eq. 2)	13,4010	1,71	0,29	196	645
Itaperuna (Eq. 1)	40,3297	2,50	1,02	140	198
Itaperuna (Eq. 2)	63,2165	2,22	1,20	198	284
Itaperuna (Eq. 3)	96,2127	1,67	1,34	284	676
Cardoso Moreira (Eq. 1)	44,6756	1,37	-0,02	10	678
Cardoso Moreira (Eq. 2)	20,9965	1,70	-0,56	678	780

Tabela A.1 - Parâmetros e limites das equações da curva-chave para os pontos de monitoramento.

A2. Proporções dos polígonos de Thiessen para cada sub-bacias.

Na Tabela A.2 está apresentada a proporção obtida com os polígonos de Thiessen para o cálculo da precipitação média em cada sub-bacia. **Tabela A.2 -** Proporção de cada pluviômetro no cálculo da precipitação média em cada sub-bacia. Na primeira coluna estão os pluviômetros automáticos utilizados para a integração com o método de Thiessen.

	Sub-bacias				
Pluviômetros	Patrocínio do Muriaé	Carangola	Porciúncula	Itaperuna	Cardoso Moreira
Patrocínio do Muriaé	22,5%	0,0%	0,0%	13,7%	11,0%
Carangola	5,1%	100,0%	83,1%	24,5%	19,6%
Porciúncula	1,9%	0,0%	16,9%	16,1%	12,8%
Itaperuna	0,0%	0,0%	0,0%	8,6%	18,5%
Cardoso Moreira	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	8,5%
Rosário da Limeira	41,3%	0,0%	0,0%	18,9%	15,1%
Eugenópolis	9,0%	0,0%	0,0%	8,8%	7,0%
São Seb. da Vargem Alegre	20,3%	0,0%	0,0%	9,3%	7,4%

A3. Índice Topográfico das sub-bacias.

Na Figura A.1 está apresentado os gráficos do Índice Topográfico de cada ponto de monitoramento da BHRM.



Figura A,1 - Gráficos com a distribuição do Índice Topográfico dos cinco pontos de monitoramento da BHRM em função da área (%) de cada classe. Fonte: elaborada pelo autor.

A4. Parâmetros calibrados em cada simulação para cada ponto de monitoramento.

Os valores dos parâmetros calibrados do modelo TOPMODEL para as séries de eventos de precipitação intensa para cada sistema de dados de precipitação nos pontos de monitoramento estão apresentados nas Tabelas A.3 a A.7. Os valores dos parâmetros obtidos na calibração com séries anuais estão apresentados nas Tabelas A.8 e A.9.

Tabela A.3 - Parâmetros do TOPMODEL calibrados para a estação de Patrocínio do Muriaé para eventos de cheias com dados observados com Telemetria, estimados pelo CMORPH e analisados com ANOBES.

Parâmetro	Telemetria	CMORPH	ANOBES
qs0 [m h⁻¹]	3,72 x 10⁻ ⁸	3,56 x 10 ⁻⁸	3,69 x 10⁻ ⁶
InTe [m² h ⁻¹]	5,52 x 10 ⁻⁷	2,97 x 10 ⁻⁵	5,53 x 10⁻¹
m [m]	9,99 x 10⁻³	9,89 x 10 ⁻³	2,91 x 10 ⁻²
Sr0 [m]	4,22 x 10 ⁻⁸	3,11 x 10 ⁻⁸	1,42 x 10 ⁻⁷
Srmax [m]	1,00 x 10 ⁻⁶	1,00 x 10 ⁻⁶	5,67 x 10 ²
td [h m ⁻¹]	1,10 x 10 ²	1,09 x 10 ²	2,35 x 10 ¹
vch [m h ⁻¹]	5,65 x 10 ³	5,26 x 10⁵	1,90 x 10 ¹
v _r [m h ⁻¹]	1,88 x 10 ³	1,65 x 10 ³	1,45 x 10 ³
k₀ [m,h⁻¹]	4,02 x 10 ⁻¹	3,33 x 10 ⁻²	2,59 x 10 ²
c _d [m]	1,69 x 10 ³	4,18 x 10 ⁴	1,70 x 10 ²

Tabela A.4 - Parâmetros do TOPMODEL calibrados para a estação de Carangola para eventos de cheias com dados observados com Telemetria, estimados pelo CMORPH e analisados com ANOBES.

Parâmetro	Telemetria	CMORPH	ANOBES
qs0 [m h ⁻¹]	1,73 x 10 ⁻⁶	8,97 x 10 ⁻⁸	3,36 x 10⁻ ⁶
InTe [m² h ⁻¹]	9,74 x 10 ⁻⁷	2,82 x 10 ⁻⁶	4,62 x 10 ⁻⁶
m [m]	3,18 x 10 ⁻²	8,13 x 10 ⁻³	3,41 x 10 ⁻²
Sr0 [m]	2,83 x 10 ⁻⁸	3,92 x 10⁻ ⁸	5,81 x 10 ⁻⁸
Srmax [m]	5,39 x 10 ⁰	6,38 x 10 ⁻⁴	7,44 x 10 ¹
td [h m ⁻¹]	9,98 x 10 ⁻³	1,63 x 10 ⁻²	1,89 x 10 ⁻²
vch [m h ⁻¹]	7,30 x 10 ⁻²	1,00 x 10 ⁻¹	1,25 x 10⁻¹
v _r [m h ⁻¹]	1,13 x 10 ³	1,60 x 10 ³	1,14 x 10 ³
k₀ [m h⁻¹]	9,28 x 10 ⁻¹	1,98 x 10⁻¹	8,42 x 10 ⁻²
c _d [m]	1,77 x 10 ⁶	1,23 x 10 ⁶	5,29 x 10 ⁶

Tabela A.5 - Parâmetros do TOPMODEL calibrados para a estação de Porciúncula para eventos de cheias com dados observados com Telemetria, estimados pelo CMORPH e analisados com ANOBES.

Parâmetro	Telemetria	CMORPH	ANOBES
qs0 [m h ⁻¹]	3,26 x 10 ⁻⁶	2,83 x 10 ⁻⁸	5,73 x 10 ⁻⁶
InTe [m² h ⁻¹]	4,10 x 10 ⁻⁵	3,46 x 10 ⁻⁵	1,61 x 10 ⁻⁶
m [m]	3,86 x 10 ⁻²	6,15 x 10 ⁻³	6,69 x 10 ⁻²
Sr0 [m]	5,09 x 10 ⁻⁸	4,11 x 10 ⁻⁸	1,45 x 10 ⁻⁸
Srmax [m]	1,00 x 10 ⁻¹	1,77 x 10 ⁻³	4,00 x 10 ⁻⁵
td [h m⁻¹]	6,95 x 10 ⁻²	1,15 x 10 ⁻²	1,04 x 10 ⁻²
vch [m h ⁻¹]	6,05 x 10 ⁻¹	6,26 x 10 ⁰	1,27 x 10 ¹
v _r [m h ⁻¹]	1,48 x 10 ³	1,81 x 10 ³	1,32 x 10 ³
k₀ [m h⁻¹]	2,88 x 10 ⁻³	4,25 x 10 ⁻⁵	2,25 x 10 ⁻⁵
c _d [m]	1,27 x 10 ⁴	6,90 x 10⁵	1,46 x 10⁵

Tabela A.6 - Parâmetros do TOPMODEL calibrados para a estação de Itaperuna para eventos de cheias com dados observados com Telemetria, estimados pelo CMORPH e analisados com ANOBES.

Parâmetro	Telemetria	CMORPH	ANOBES
qs0 [m h⁻¹]	1,03 x 10 ⁻⁶	7,00 x 10 ⁻⁹	9,89 x 10 ⁻⁷
InTe [m² h ⁻¹]	9,25 x 10 ⁻⁶	2,81 x 10 ⁻⁸	5,99 x 10 ⁻⁷
m [m]	2,78 x 10 ⁻²	6,37 x 10 ⁻³	3,64 x 10 ⁻²
Sr0 [m]	2,37 x 10 ⁻⁸	5,39 x 10 ⁻⁸	3,82 x 10 ⁻⁸
Srmax [m]	1,73 x 10 ⁻²	2,28 x 10 ⁻³	1,90 x 10 ⁻⁴
td [h m ⁻¹]	2,85 x 10 ⁰	1,78 x 10 ²	1,70 x 10 ⁻²
vch [m h ⁻¹]	1,80 x 10 ²	8,55 x 10⁻²	3,80 x 10¹
v _r [m h ⁻¹]	1,72 x 10 ³	2,12 x 10 ³	1,59 x 10³
k₀ [m h⁻¹]	9,81 x 10 ⁻²	5,09 x 10 ⁻¹	1,54 x 10⁻²
c _d [m]	6,35 x 10 ⁰	1,14 x 10 ⁰	9,50 x 10 ²

Tabela A.7 - Parâmetros do TOPMODEL calibrados para a estação de Cardoso Moreira para eventos de cheias com dados observados com Telemetria, estimados pelo CMORPH e analisados com ANOBES.

Parâmetro	Telemetria	CMORPH	ANOBES
qs0 [m h⁻¹]	6,99 x 10 ⁻⁷	2,83 x 10 ⁻⁸	1,42 x 10 ⁻⁶
InTe [m² h ⁻¹]	9,07 x 10 ⁻⁷	3,78 x 10 ¹	1,16 x 10 ⁻²
m [m]	2,22 x 10 ⁻²	6,86 x 10 ⁻³	2,55 x 10 ⁻²
Sr0 [m]	8,18 x 10 ⁻⁸	4,36 x 10 ⁻⁸	3,35 x 10 ⁻⁸
Srmax [m]	1,21 x 10 ²	7,97 x 10 ⁻³	1,50 x 10 ⁻²
td [h m⁻¹]	1,43 x 10 ⁰	3,52 x 10 ⁰	4,98 x 10 ⁰
vch [m h ⁻¹]	1,53 x 10 ³	5,40 x 10 ⁶	3,99 x 10 ⁶
v _r [m h ⁻¹]	2,03 x 10 ³	3,11 x 10³	1,96 x 10³
k₀ [m h⁻¹]	2,10 x 10 ⁻³	4,36 x 10 ⁻³	2,33 x 10 ⁻³
c _d [m]	6,47 x 10 ²	8,60 x 10⁵	2,32 x 10 ⁶

Parâmetro	CMORPH	ANOBES
qs0 [m h⁻¹]	4,04 x 10 ⁻⁵	5,44 x 10 ⁻⁵
InTe [m² h ⁻¹]	4,68 x 10 ⁻¹	1,38 x 10 ⁻¹
m [m]	8,16 x 10 ⁻²	9,04 x 10 ⁻²
Sr0 [m]	2,55 x 10 ⁻⁸	2,15 x 10 ⁻⁸
Srmax [m]	4,66 x 10 ⁻²	2,67 x 10 ⁻¹
td [h m ⁻¹]	1,64 x 10 ⁻¹	2,18 x 10 ⁻¹
vch [m h ⁻¹]	1,17 x 10 ⁷	1,57 x 10 ⁷
v _r [m h ⁻¹]	1,56 x 10³	1,77 x 10 ³
k₀ [m h⁻¹]	2,68 x 10 ⁻²	2,13 x 10 ⁻²
c _d [m]	2,16 x 10 ⁴	9,79 x 10 ³

Tabela A.8 – Parâmetros do TOPMODEL calibrados para a estação de Patrocínio do Muriaé para séries anuais com dados estimados pelo CMORPH e analisados pelo método de ANOBES.

Tabela A.9 - Parâmetros do TOPMODEL calibrados para a estação de Carangola para séries anuais com dados estimados pelo CMORPH e analisados pelo método de ANOBES.

Parâmetro	CMORPH	ANOBES
qs0 [m h⁻¹]	2,22 x 10 ⁻⁵	4,59 x 10 ⁻⁵
InTe [m² h ⁻¹]	3,31 x 10 ⁻¹	1,73 x 10 ⁻¹
m [m]	8,94 x 10 ⁻²	8,05 x 10 ⁻²
Sr0 [m]	3,44 x 10 ⁻⁸	3,22 x 10 ⁻⁸
Srmax [m]	9,65 x 10 ⁻³	1,04 x 10 ⁻¹
td [h m ⁻¹]	2,81 x 10 ⁻¹	6,24 x 10 ⁻¹
vch [m h ⁻¹]	3,59 x 10⁵	3,44 x 10⁵
v _r [m h ⁻¹]	1,03 x 10 ³	1,74 x 10 ³
k₀ [m h⁻¹]	2,80 x 10 ⁻¹	3,64 x 10 ⁻¹
c _d [m]	1,21 x 10 ⁴	1,50 x 10 ⁴