

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SANEAMENTO,
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS

DINÂMICA DE PRECIPITAÇÕES EXTREMAS
EM EVENTOS DE INUNDAÇÕES URBANAS:
ASPECTOS ESPACIAIS E HIDROLÓGICOS

Fernando Neves Lima

Belo Horizonte

2019

**DINÂMICA DE PRECIPITAÇÕES EXTREMAS EM
EVENTOS DE INUNDAÇÕES URBANAS: ASPECTOS
ESPACIAIS E HIDROLÓGICOS**

Fernando Neves Lima

Fernando Neves Lima

**DINÂMICA DE PRECIPITAÇÕES EXTREMAS EM
EVENTOS DE INUNDAÇÕES URBANAS: ASPECTOS
ESPACIAIS E HIDROLÓGICOS**

Tese apresentada ao Programa de pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito para o título de Doutor em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração: Recursos Hídricos

Linha de pesquisa: Modelagem de processos hidrológicos

Orientador: Prof. Dr. Wilson dos Santos Fernandes

Coorientador: Prof. Dr. Nilo de Oliveira Nascimento

Belo Horizonte

Escola de Engenharia da UFMG

2019

L732d	<p>Lima, Fernando Neves. Dinâmica de precipitações extremas em eventos de inundações urbanas [recurso eletrônico] : aspectos espaciais e hidrológicos / Fernando Neves Lima. - 2019. 1 recurso online (viii, 169 f. : il., color.) : pdf.</p> <p>Orientador: Wilson dos Santos Fernandes. Coorientador: Nilo de Oliveira Nascimento.</p> <p>Tese (doutorado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Escola de Engenharia.</p> <p>Apêndices: f. 159-169. Bibliografia: f. 145-158. Exigências do sistema: Adobe Acrobat Reader.</p> <p>1. Engenharia sanitária - Teses. 2. Recursos hídricos - Desenvolvimento - Teses. 3. Hidrologia - Teses. 4. Inundações - Teses. 5 Precipitação (Meteorologia) - Teses. I. Fernandes, Wilson dos Santos. II. Nascimento, Nilo de Oliveira. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Escola de Engenharia. IV. Título.</p> <p style="text-align: right;">CDU: 628(043)</p>
-------	---

Ficha catalográfica: Biblioteca Profº Mário Werneck, Escola de Engenharia da UFMG



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
Escola de Engenharia
Programa de Pós-Graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos
Avenida Antônio Carlos, 6627 - 4º andar - 31270-901 - Belo Horizonte - BRASIL
Telefax: 55 (31) 3409-1882 - posgrad@desa.ufmg.br
<http://www.smarh.eng.ufmg.br>

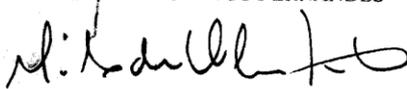
FOLHA DE APROVAÇÃO

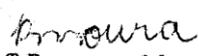
Dinâmica de Precipitações Extremas Em Eventos de Inundações Urbanas: Aspectos Espaciais e Hidrológicos

FERNANDO NEVES LIMA

Tese defendida e aprovada pela banca examinadora constituída pelos Senhores:

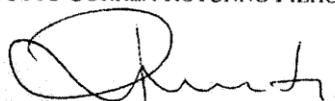

Prof. WILSON DOS SANTOS FERNANDES


Prof. NILO DE OLIVEIRA NASCIMENTO

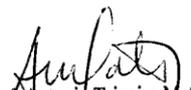

Prof.ª PRISCILLA MACEDO MOURA


Prof.ª TALITA FERNANDA DAS GRAÇAS SILVA


Prof. OTTO CORRÊA ROTUNNO FILHO


Prof. JOSÉ RODOLFO SCARATI MARTINS

Aprovada pelo Colegiado do PG SMARH


Prof. Antonio Teixeira Matos
Coordenador Programa de
Pós-Graduação em Saneamento,
Meio Ambiente e Recursos Hídricos da UFMG
Belo Horizonte, 29 de maio de 2019.

Versão Final aprovada por


Prof. Wilson dos Santos Fernandes
Orientador

Agradecimentos

Gostaria de agradecer primeiramente a DEUS por me abençoar e permitir fazer aquilo que eu gosto. Quero agradecer à minha família pela torcida e apoio incondicional. À Bárbara, por ser mais que uma companheira em toda essa jornada.

Agradeço ao meu “amigo-orientador-professor”, Wilson Fernandes, por todo seu empenho e atenção dada a esta pesquisa e à minha pessoa durante todos estes anos, sem ele nada disso poderia estar se realizando. Ao meu coorientador professor Nilo Nascimento para além de suas contribuições e cordialidade no convívio, permitiu a realização de um sonho de estudar fora do país. Quero agradecer ao IRSTEA e a todos os colegas que fiz na França, especialmente à equipe Hydro. À Maria-Helena Ramos, pela acolhida e pelo auxílio durante toda minha estadia na França. Ao Vazken Andréassian, pelo suporte de toda uma etapa metodológica essencial nessa pesquisa. Ao pesquisador Etienne Leblois, pela recepção em Lyon e pela liberação do uso do gerador SAMPO. Ao Charles Perrin, por sua cordialidade e auxílio dado a este pesquisador (Merci!). Ao colega José Tunqui por horas de ensinamentos e convívio de muitas alegrias (Gracias amigo!). Agradeço, também, à colega Angélica Caseri pela paciência e pelo auxílio no uso do gerador estocástico.

Um agradecimento especial ao professor Francisco Eustáquio (Chico) pelas grandes contribuições nesta tese e por horas de discussões acerca do trabalho. Aos professores Dirceu Reis (UnB) e Francisco Assis (UFC) pelas valorosas contribuições durante o período de qualificação.

Quero agradecer a todos os professores e funcionários do Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da UFMG, pelo respeito e cordialidade com que fui tratado, não haveria lugar melhor para trabalhar. Um agradecimento em especial aos professores Rafael Palmier, Véber Costa e Julian Eleutério pela amizade pelo acompanhamento do dia-a-dia, incentivo e companheirismo ao longo dos anos, sendo exemplos de pessoas e profissionais para mim. Gostaria de agradecer também a todos os meus colegas de pós-graduação que me ajudaram e apoiaram, com o sentimento "estamos no mesmo barco" em especial ao Deyvid Barreto pelo suporte.

Agradeço à Universidade Federal de Itajubá (UNIFEI) pela liberação parcial e total para a realização deste doutorado além de ser um ótimo local de trabalho. Em especial ao meu amigo professor Roberto César por toda a ajuda que vem me prestando desde 2015 e à minha colega Ana Carolina Vasques pelas “discussões meteorológicas”.

Agradeço à CAPES pela bolsa de estudos, demonstrando que um país só avança se investir em educação e em pessoas. Agradeço também à UFMG por todos esses anos (mais de 6 anos se somados o mestrado e doutorado), pela estrutura e pelo ótimo programa de pós-graduação do qual faço parte.

Quero agradecer à prefeitura de Belo Horizonte pela liberação de dados e pelo interesse nesta pesquisa. Por fim, gostaria de agradecer a todos os amigos que, de alguma forma, fizeram parte dessa história. Para não ser injusto, peço que complete com nome aqui !

RESUMO

Os grandes centros urbanos sofrem com a ocupação desordenada e com as inundações bruscas, com eventos extremos sendo cada vez mais recorrentes. O desafio da hidrologia é grande em face das diversas variáveis envolvidas, como curto tempo de concentração, alta taxa de impermeabilidade da bacia, variabilidade espacial e temporal da chuva. É correto afirmar que os modelos computacionais avançaram muito nos últimos anos, porém as incertezas continuam presentes nos processos de transformação chuva-vazão e na propagação hidráulica dos canais em meios urbanos. Buscou-se nesta tese compreender tais incertezas, tanto do ponto de vista hidrológico (entrada da chuva nos modelos) quanto hidráulico (coeficientes de rugosidade), além da caracterização espacial e hidrológica dos eventos intensos ocorridos na bacia do ribeirão Arrudas, localizada em Minas Gerais, Brasil. Em um primeiro momento foi realizada uma simulação no modelo hidrodinâmico SWMM. A resposta foi satisfatória no que tange à eficiência. Em uma segunda etapa, optou-se pelo modelo conceitual concentrado GR4H com algumas adaptações metodológicas: no lugar de uma calibração tradicional, propôs-se o uso de uma lista de parâmetros hidrológicos pré-definidos do modelo já testados em outras bacias em consonância com parâmetros hidráulicos oriundos de um conjunto de curvas-chave. Uma equifinalidade foi observada, ou seja, as incertezas hidráulicas compensaram as incertezas hidrológicas. Um ordenamento de parâmetros foi definido com base em cenários de modelagem e no grau de eficiência. Por último, uma inovação do ponto de vista metodológico foi realizada: a seleção e reprodução estocástica de 12 eventos chuvosos a partir de um modelo de bases geoestatísticas com a extração das características espaciais (direção e velocidade do vento) e hidrológicas (intensidade e duração) da chuva ao selecionar eventos que apresentaram níveis críticos no canal principal. Tal ferramenta mostrou-se muito útil como auxílio à tomada de decisões no que concerne aos alertas em meio urbano, especialmente pela possibilidade de redução no tempo de antecedência da emissão do alerta. O rastreamento da tormenta permitiu que se conheça características que auxiliem na gestão do risco de enchentes.

Palavras-chave: modelagem hidrológica, drenagem urbana, inundações bruscas.

ABSTRACT

The urban centers are suffering with flash floods and disordered occupation. These extreme events are becoming more usual. The challenge of hydrology is enormous given the many variables involved: short time response, high catchment's imperviousness, rainfall spatial and time variability. It is certain that the computational models have advanced in the last years, however the uncertainties are still present in the processes of rainfall-runoff transformation and in the hydraulic propagation of the channels in urban environments. The reduction of these uncertainties was searched in this thesis, both from a hydrological (rainfall input in the models) and a hydraulic (roughness coefficients) point of view, as well as the spatial and hydrological characterization of the intense events occurring in the Arrudas's catchment located in Minas Gerais, Brazil. At first, a simulation was performed on the SWMM hydrodynamic model. The answer was satisfactory regarding to efficiency.. In a second step, the GR4H concentrated conceptual model was chosen with some methodological adaptations: instead of a traditional calibration, it was proposed to use a list of predefined hydrological model parameters already tested in other basins in line with parameters hydraulics from a set of rating curves. An equifinality was observed, i.e., the hydraulic uncertainties compensated for the hydrological uncertainties. A ranking of parameters was defined based on modeling scenarios and the degree of efficiency. Finally, an innovation from a methodological point of view was held: the stochastic selection and breeding of 12 rainfall events from a geostatistical basis model with the extraction of spatial characteristics (wind direction and speed) and hydrological (intensity and duration) of the rain by select events that presented critical levels in the main channel. This tool has proved very useful as an aid to decision making process regarding urban warnings, especially for the possibility of reducing the lead time alert. The storm tracking made it possible to know features that assist in the flood risk management.

Key-words: hydrological modelling, urban drainage, flash floods.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	I
LISTA DE TABELAS.....	VII
LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS	VIII
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS	1
1.2 OBJETIVOS	7
1.3 ESTRUTURA DA TESE.....	7
2 REVISÃO DA LITERATURA	9
2.1 HISTÓRICO E CONTEXTUALIZAÇÃO DAS INUNDAÇÕES NO BRASIL E EM BELO HORIZONTE	9
2.2 MODELOS HIDROLÓGICOS	13
2.2.1 <i>Sistema de informações geográficas aplicado à Hidrologia</i>	17
2.2.2 <i>Calibração e validação dos modelos hidrológicos</i>	20
2.2.3 <i>Storm Water Management Model - SWMM</i>	29
2.2.4 <i>Génie Rural à 4 paramètres Horaires – GR4H</i>	34
2.3 VARIABILIDADE ESPACIAL DA CHUVA	37
2.3.1 <i>Método do inverso da potência da distância – Inverse Distance Weighting IDW</i>	40
2.3.2 <i>Método das bandas rotativas – Turning Band Method TBM</i>	43
2.4 GESTÃO DE RISCO E SISTEMAS DE ALERTA	50
3 DESCRIÇÃO DA BACIA EM ESTUDO E DOS EVENTOS CRÍTICOS	53
4 SIMULAÇÃO HIDRODINÂMICA NO MODELO SWMM	58
4.1 INTRODUÇÃO	58

4.2	CONSTRUÇÃO DO MODELO SWMM.....	58
4.3	ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DOS PARÂMETROS	61
4.4	CALIBRAÇÃO DO SWMM	69
4.5	VALIDAÇÃO DO MODELO SWMM	83
4.6	DISCUSSÃO GERAL.....	85
5	CALIBRAÇÃO CONJUNTA DE PARÂMETROS HIDRÁULICOS E HIDROLÓGICOS COM O USO DO MODELO GR4H.....	87
5.1	INTRODUÇÃO	87
5.2	ESCOPO DA METODOLOGIA E ESTADOS INICIAIS	88
5.3	REDUÇÃO DA DIMENSIONALIDADE NA BUSCA DOS PARÂMETROS HIDROLÓGICOS E HIDRÁULICOS E CENÁRIOS DE MODELAGEM.....	90
5.4	ESTADOS INICIAIS GR4H	95
5.5	RANK NSE.....	97
5.6	RANK DO COEFICIENTE DE RUGOSIDADE.....	99
5.7	VARIAÇÃO NA CURVA-CHAVE.....	101
5.8	PARÂMETROS E CENÁRIOS DE MODELAGEM.....	104
5.9	DISCUSSÃO GERAL.....	106
6	SIMULAÇÃO ESPACIAL DE CAMPOS DE CHUVA: UMA FERRAMENTA PARA GESTÃO DE ALERTAS	108
6.1	INTRODUÇÃO	108
6.2	CARACTERIZAÇÃO DOS EVENTOS EXTREMOS E MATRIZ DE INTERPOLAÇÃO IDW	110
6.3	GERADOR ESTOCÁSTICO DE CAMPOS DE CHUVA	118
6.4	MODELAGEM DOS CAMPOS DE CHUVA NO MODELO GR4H	121

6.5	CARACTERÍSTICAS ESPACIAIS E HIDROLÓGICAS DOS EVENTOS QUE GERARAM ALERTAS	125
6.6	DISCUSSÃO GERAL	139
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	141
7.1	CONCLUSÕES	141
7.2	RECOMENDAÇÕES.....	143
	REFERÊNCIAS	145
	APÊNDICE A – VALIDAÇÃO DOS DEMAIS EVENTOS NO SWMM	159
	APÊNDICE B – RANKING NSE DE OUTRAS SUB-BACIAS	164

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Diferença entre situações de enchente e inundação.	10
Figura 2.2 – Posicionamento dos núcleos de alertas de chuvas na bacia do Arrudas. Adaptado de PBH (2011).....	13
Figura 2.3 – Processos do ciclo hidrológico global.....	14
Figura 2.4 – Classificação dos modelos hidrológicos.	15
Figura 2.5 – Exemplo de um modelo digital de elevação.	18
Figura 2.6 – Integração entre os modelos hidrológicos e a informação GIS.....	19
Figura 2.7 – Exemplo de multicritério no fundo de Pareto para os três componentes da função objetivo.	23
Figura 2.8 – Algoritmo sequencial dos processos na modelagem.....	28
Figura 2.9 – Representação do escoamento na sub-bacia no SWMM	31
Figura 2.10 – Subáreas do SWMM.	31
Figura 2.11 – Representação da bacia de Ballona Creek no SWMM.	33
Figura 2.12 – Estrutura do modelo GR4H.....	35
Figura 2.13 – Superfície de interpolação do IDW.....	41
Figura 2.14 – Raio de influência na estimativa de um ponto.	42
Figura 2.15 – Tipos de anisotropia em um variograma.	45
Figura 2.16 – Modelos de variogramas.	46

Figura 2.17 – Retroprojeções ortogonais em um espaço multidimensional.....	47
Figura 2.18 – Trajetórias da advecção eulerianas e lagrangeanas.	49
Figura 3.1 – Localização da sub-bacia do Ribeirão Arrudas com a bacia do rio das Velhas em vermelho a direita	54
Figura 3.2 – Limites da bacia do Ribeirão Arrudas.....	54
Figura 3.3 – Elevações da bacia do Arrudas e estações utilizadas da Prefeitura Municipal de Belo Horizonte.....	55
Figura 3.4 – Uso do solo na bacia do Arrudas	56
Figura 3.5 – Chuvas acumuladas nos eventos críticos distribuídas na bacia pelos polígonos de Thiessen.....	57
Figura 4.1 – Trecho principal do Arrudas no HEC RAS	59
Figura 4.2 – Configuração da bacia no SWMM.....	60
Figura 4.3 – Análise de sensibilidade do armazenamento em depressão na área permeável da bacia.....	62
Figura 4.4 – Análise de sensibilidade do armazenamento em depressão na área impermeável da bacia.....	63
Figura 4.5 - Análise de sensibilidade da porcentagem da área impermeável que não armazena em depressão.....	63
Figura 4.6 – Análise de sensibilidade do coeficiente de Manning da área impermeável.....	64
Figura 4.7 – Análise de sensibilidade do coeficiente de Manning da área permeável.....	65
Figura 4.8 - Análise de sensibilidade do percentual de área impermeável.....	66

Figura 4.9 – Análise de sensibilidade da declividade.....	67
Figura 4.10 – Análise de sensibilidade do CN	67
Figura 4.11 – Análise de sensibilidade para a largura da bacia.....	69
Figura 4.12 - Calibração da sub-bacia 24 para o evento A.....	71
Figura 4.13 – Calibração da sub-bacia 24 para o evento B	71
Figura 4.14 – Calibração da sub-bacia 24 para o evento C	72
Figura 4.15 – Calibração da sub-bacia 24 para o evento D.....	72
Figura 4.16 – Calibração da sub-bacia 30 para o evento A.....	74
Figura 4.17 – Calibração da sub-bacia 30 para o evento B	74
Figura 4.18 – Calibração da sub-bacia 30 para o evento C	75
Figura 4.19 – Calibração da sub-bacia 30 para o evento D.....	75
Figura 4.20 – Calibração da sub-bacia 32 para o evento A.....	77
Figura 4.21 – Calibração da sub-bacia 32 para o evento B	78
Figura 4.22 – Calibração da sub-bacia 32 para o evento C	78
Figura 4.23 – Calibração da sub-bacia 32 para o evento D.....	79
Figura 4.24 – Calibração da sub-bacia 33 para o evento A.....	81
Figura 4.25 – Calibração da sub-bacia 33 para o evento B	82
Figura 4.26 – Calibração da sub-bacia 33 para o evento C	82
Figura 4.27 – Calibração da sub-bacia 33 para o evento D.....	83

Figura 4.28 – Validação da sub-bacia 32 para o evento F.....	84
Figura 4.29 – Validação da sub-bacia 33 para o evento F.....	85
Figura 5.1 – Escopo da metodologia proposta no GR4H.....	90
Figura 5.2 – Seções 24 e 30 localizadas no canal principal	93
Figura 5.3 – Seções 32 e 33 localizadas no canal principal	94
Figura 5.4 – Estados iniciais para o cenário de modelagem 1.....	96
Figura 5.5 – Estados iniciais para o cenário de modelagem 2.....	96
Figura 5.6 – Diferença no nível inicial do reservatório de distribuição entre os 2 cenários	97
Figura 5.7 – <i>Box-plot</i> com os melhores resultados NSE para os cenários de modelagem.....	98
Figura 5.8 – Gráfico de dispersão para os melhores coeficientes de Manning para os cenários de modelagem.....	100
Figura 5.9 – Intervalo das curvas-chaves nos cenários para a estação 24.....	101
Figura 5.10 – Intervalo das curvas-chave nos cenários para a estação 30.....	103
Figura 5.11 – Intervalo das curvas-chave nos cenários para a estação 32.....	103
Figura 5.12 – Intervalo das curvas-chave nos cenários para a estação 33.....	104
Figura 6.1 – Escopo da metodologia proposta para a simulação de Monte Carlo	109
Figura 6.2 – Convenção direcional de onde vem o vento no gerador SAMPO	116
Figura 6.3 – Comparação temporal entre a média dos campos de chuva SAMPO e a média da chuva pelos polígonos de <i>Thiessen</i>	119

Figura 6.4 – Campos de chuva gerados no TBM-SAMPO (8:00 às 11:00).....	120
Figura 6.5 – Campos de chuva gerados no TBM-SAMPO (12:00 às 15:00).....	120
Figura 6.6 – Exemplo de evento com alerta amarelo	122
Figura 6.7 – Exemplo de evento com alerta laranja	122
Figura 6.8 – Exemplo de evento com alerta vermelho.....	123
Figura 6.9 – Separação do escoamento de base e superficial pelo HYSEP	124
Figura 6.10 – Exemplo do cálculo do índice ϕ para definição do escoamento superficial	124
Figura 6.11 – Intensidades dos eventos com alertas amarelos	126
Figura 6.12 – Intensidades dos eventos com alertas laranjas	127
Figura 6.13 – Intensidades de alertas vermelhos.....	128
Figura 6.14 – Durações relacionadas aos alertas amarelos	129
Figura 6.15 – Durações relacionadas aos alertas laranjas	130
Figura 6.16 – Durações relacionadas aos alertas vermelhos	131
Figura 6.17 – Direções da advecção dos alertas amarelos	132
Figura 6.18 – Direções da advecção dos alertas laranjas	133
Figura 6.19 – Direções da advecção para os alertas vermelhos	134
Figura 6.20 – Velocidades de deslocamento associadas ao alerta amarelo.....	136
Figura 6.21 – Velocidades de deslocamento associadas aos alertas laranjas	137
Figura 6.22 – Velocidades de deslocamento relativas ao alertas vermelhos.....	138

Figura 6.23 – Rosa dos ventos com o alerta vermelho para a sub-bacia 33 139

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Análise de sensibilidade dos parâmetros no SWMM.....	34
Tabela 3.1 – Datas dos eventos com as cores dos alertas.....	56
Tabela 4.1 – Eventos selecionados para validação.....	61
Tabela 4.2 – Parâmetros calibrados para a Sub-bacia 24.....	73
Tabela 4.3 – Parâmetros calibrados para a Sub-bacia 30.....	76
Tabela 4.4 – Parâmetros calibrados para a Sub-bacia 32.....	79
Tabela 4.5 – Parâmetros calibrados para a Sub-bacia 33.....	81
Tabela 5.1 – Ordem dos parâmetros no MS1 para a sub-bacia 33.....	105
Tabela 5.2 – Ordem dos parâmetros no MS2 para a sub-bacia 33.....	106
Tabela 6.1 – Matriz das distâncias entre as estações em metros.....	111
Tabela 6.2 – RMSE dos eventos para a matriz de interpolação em mm.....	112
Tabela 6.3 – Variação da potência nos eventos simulados.....	113
Tabela 6.4 – Distâncias médias por intervalo por evento em metros.....	115
Tabela 6.5 – Características dos eventos selecionados.....	117
Tabela 6.6 – Comparação de um evento entre os polígonos de Thiessen e o gerador TBM-SAMPO.....	118
Tabela 6.7 – Total de eventos por sub-bacia em função dos alertas.....	125

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

ADCP – *Acoustic Doppler Current Profiler*

ARF – *Areal Reduction Factor*

ASTER – *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*

Comdec – *Coordenadoria Municipal de Defesa Civil*

CN – *Curve Number*

DDS – *Dynamically Dimensioned Search*

DEM – *Digital Elevation Models*

DRENURBS – *Programa de Recuperação Ambiental de Belo Horizonte*

DTM – *Digital Terrain Model*

DYNIA – *Dynamic Identifiability Analysis*

GIS – *Geographic Information System*

GR4H – *Génie Rural à 4 paramètres Horaires*

HEC – *Hydrologic Engineering Center*

IDW – *Inverse Distance Weighting*

INMET – *Instituto Nacional de Meteorologia*

IRF – *Intrinsic Random Function*

KGE – *Kling-Gupta Efficient*

MAE – *Mean Absolut Error*

MSE – *Mean Square Error*

NLS – *Non linear Least Squares*

NSE – *Nash-Sutcliffe Efficiency*

PBH – Prefeitura Municipal de Belo Horizonte

Pct zero – porcentagem da área impermeável que não armazena em depressão

PMS – Plano Municipal de Saneamento

RMSE – *Root Mean Square Error*

SAMPO – *Simulation of Advected Mesoscale Precipitations and their Occurrence*

SCS – *Soil Conservation Service*

Sudcap – Superintendência de Desenvolvimento da Capital

S_{vol} – Volume de escoamento superficial

SWMM – *Storm Water Management Model*

TIN – *Triangular Irregular Network*

W – *width* (largura da bacia)

X_1 – capacidade máxima do reservatório de produção

X_2 – coeficiente de troca de água subterrânea

X_3 – capacidade máxima do reservatório de distribuição

X_4 – tempo do hidrograma de base em horas

θ – parâmetro de escala da distribuição Gama

η – parâmetro de forma da distribuição Gama

1 INTRODUÇÃO

1.1 Considerações Iniciais

As inundações são os eventos que possuem o maior número de pessoas afetadas em se tratando de desastres naturais. Particularizando para os casos das enxurradas, eventos oriundos do escoamento superficial concentrado e com alta energia de transporte, que podem estar ou não associados a cursos d'água e que se desenvolvem em curtas escalas de tempo, os níveis de observações das chuvas e das vazões (escalas temporais e espaciais) não permitem tratar o fenômeno de forma mais adequada o que torna a gestão dos riscos resultantes mais complexa e desafiadora.

Jonkman (2005) reporta que na última década do século XX, as inundações foram responsáveis pela morte de 100000 pessoas e afetaram mais 1,4 bilhão de pessoas no mundo. O estudo ainda examinou eventos de cheia entre janeiro de 1975 e junho de 2002 mostrando que tais eventos causaram cerca de 1550 fatalidades por ano.

Borga *et al.* (2011) atentam para o fato de que o potencial risco das inundações bruscas está relacionado à rápida ocorrência e à variabilidade espacial das áreas impactadas. Ambas as características limitam a defesa civil em emitir alerta de cheias em tempo hábil. Ainda segundo os referidos autores, este tipo de inundação está associado com chuvas de curta duração, grande intensidade e principalmente com origem convectiva.

Em face desse desafio, modelos hidrológicos que utilizam simulações contínuas têm sido amplamente aplicados em bacias urbanas no intuito de representar matematicamente e fisicamente a resposta das bacias diante desses eventos extremos. A escolha do modelo passa pela necessidade dos resultados e nesse quesito Knight (2006) destaca que há pelo menos cinco áreas de interesse, a saber: a) projetos de intervenção na bacia em estudo; b) previsão de vazões em tempo real; c) reconstrução das cheias passadas; d) pesquisa em construção de futuros cenários para gestão; e) atividades de operação e manutenção.

No contexto dos eventos extremos; é de se ressaltar que as chuvas intensas e de curta duração por vezes ocorrem em bacias com elevado grau de impermeabilização em que o tempo de concentração é curto e tal fator faz com que a previsão, pelo menos do ponto de vista

tradicional baseada em modelos atmosféricos, não forneça a informação em tempo hábil para tomar as medidas necessárias.

De posse de tal informação, i.e., desdobramentos das ocorrências de cheias rápidas em meios urbanos, o cerne da discussão da tese centra-se na aplicação dos modelos hidrológicos objetivando os itens c e d anteriormente citados. Para tanto, o processo deve ser iniciado então pela construção do modelo hidrológico passando pela calibração dos parâmetros que compõem o modelo, sejam eles físicos ou conceituais e pela análise de sensibilidade desses parâmetros. Após há a etapa de reconstrução das cheias passadas que se torna uma ferramenta para indicar o “quão” próximo da realidade está o modelo em questão com o intuito de aprimorar a gestão dos sistemas de alerta.

Há que se destacar que nos últimos anos, com o avanço das ferramentas computacionais, com a maior coleta de dados e com um maior conhecimento por parte dos usuários dos componentes dos processos hidrológicos, os modelos de chuva-vazão têm evoluído. Contudo, as incertezas presentes nos modelos, por meio dos processos, ainda são elevadas.

As fontes de incertezas usualmente são oriundas de 4 componentes, a saber: i) incerteza do parâmetro do modelo hidrológico; ii) erro estrutural na modelagem, i.e., aproximação da representação dos processos hidrológicos na bacia; iii) erros no *input* do modelo (chuva, temperatura, evapotranspiração, etc.); iv) erros no *output* do modelo para calibração (série de vazões, níveis observados) (KUCZERA et al., 2010). Pressuposto que todas essas fontes possuem o mesmo grau de importância, a maior parte das incertezas são oriundas dos erros nas entradas. Alguns trabalhos foram produzidos com o propósito de reduzir as incertezas da chuva por diferentes metodologias, seja introduzindo um multiplicador nas observações (McMILLAN et al., 2011; VRUGT et al., 2008), por aprimoramento da resolução espacial (DAS et al., 2008) ou ainda por uma abordagem Bayesiana (SIKORSKA et al., 2012).

Andréassian et al. (2001) propuseram uma análise de sensibilidade em modelos chuva-vazão em face a uma entrada de dados de chuva errôneos, objetivando julgar se o modelo poderia ser mais ou menos robusto e confiável ao comparar critérios de eficiência. Os resultados encontrados pelos autores mostraram que há dois tipos dicotômicos de comportamento identificados: os modelos que são incapazes de se beneficiar desse tipo de informação

(melhorias na informação da chuva) ou aqueles que são beneficiados ao produzir parâmetros mais consistentes. Troutman (1985) analisou erros estruturais de modelos ao tratá-los como variáveis aleatórias e definindo uma lei de probabilidades para modelar tais erros. O autor ainda discute técnicas de calibração de parâmetros, além de estimativas fisicamente possíveis e o quão o viés no erro dessas estimativas contribuem no erro dos resultados.

Ainda sobre as incertezas do *input*, a espacialização das precipitações têm sido estudada por diversos pesquisadores (EMMANUEL *et al.*, 2015; TAROLLI *et al.*, 2013; ZOCATELLI *et al.*, 2011). Majoritariamente as discussões concentram-se pelo quanto um maior rigor da espacialização das chuvas impacta na resposta dos modelos hidrológicos mediante eventos mais intensos ainda que existam outros fatores que influenciam tal análise: padrão das tormentas, características da bacia além do processo de geração de escoamento superficial.

Há uma discussão também sobre os resultados contrastantes: em uma vertente há a conclusão apontada por Adams *et al.* (2012) sustentada por Tarolli *et al.* (2013) de que os efeitos da propagação hidráulica removem boa parte dos impactos da variabilidade espacial no nível de bacia. Já Zocatelli *et al.* (2010) apresentaram que negligenciar a variabilidade espacial da chuva resulta em perdas de até 30% da eficiência (vazões observadas x simuladas) na modelagem ao analisar três eventos extremos na Romênia afetando bacias entre 36 e 167 km².

Já no tocante às incertezas oriundas das saídas dos modelos (vazões simuladas), é notório que menos atenção tem-se dado a esse tipo de erro na literatura especializada (SIKORSKA & RENARD, 2017). De fato, muitos hidrólogos enfrentam a questão da falta de informação (problemas com as medições, dificuldades em obter-se longas séries, etc.) . A curva-chave, a relação cota descarga, é uma saída para a escassez de informações das vazões. Embora haja incerteza sobre as curvas-chaves e conseqüentemente erros acarretados, a informação da vazão extraída dessas curvas é usualmente repassada aos usuários sem qualquer descrição das incertezas (PETERSEN- ØVERLEIR *et al.*, 2009). A alternativa seria os ADCP's (*Acoustic Doppler Current Profiler* – perfilador acústico de correntes por efeito *Doppler*) fixos nas seções de medição. Em hidrologia urbana, nos países desenvolvidos, tem se tornado mais frequente o emprego desses equipamentos que permitem o registro contínuo de velocidades. Mas, ainda são muito caros e pouco utilizados no Brasil.

Di Baldassarre & Claps (2011) atentam para o fato de que as incertezas da curva-chave são maiores quando as curvas são extrapoladas em caso de níveis altos (vazões maiores). Tais erros, que são em média de 3 a 6% nas medições, podem alcançar 20% em condições de níveis mais altos. Lima *et al.* (2007) reportam que um erro de $\pm 5\%$ na mensuração das vazões resulta em um erro de $\pm 15\%$ nas estimativas de vazões em um estudo de caso em um canal em meio urbano na cidade de São Carlos, São Paulo. Petersen- Øverleir *et al.* (2009) afirmam que algumas razões levam as incertezas sobre as vazões e saídas serem raramente abordadas na modelagem: i) a falta de informação dos engenheiros no que concerne aos dados produzidos pela hidrometria e a sua inacurácia; ii) a qualidade do dado coletado especialmente das vazões é questionável, e, em geral, os escritórios de hidrometria não conseguem repassar esse tipo de informação de forma adequada; iii) menor número de pesquisas têm sido realizadas no âmbito de quantificar a incerteza presente no dado de descarga.

De posse das informações sobre as diversas fontes de incertezas presentes em uma modelagem hidrológica, levanta-se uma questão relevante sobre o tema: É possível calibrar simultaneamente os parâmetros de um modelo hidrológico com os parâmetros de uma curva-chave? Isto é, existe algum tipo de compensação entre os referidos parâmetros? A resposta afirmativa a essas perguntas seria a primeira hipótese do trabalho, fundamentado nas incertezas da modelagem hidráulica e hidrológica.

O desafio de conduzir uma calibração conjunta é enorme em face dos erros e incertezas previamente discutidos. Contudo, a possibilidade de realizar uma calibração simultânea permite incorporar uma equifinalidade ao processo. O termo, que teve sua primeira aplicação em geomorfologia, era usado para indicar que formas de relevo similares eram diagnosticadas como resultado de um conjunto de processos e histórico diferentes (BEVEN, 2006).

Sob a ótica da modelagem hidrológica, a equifinalidade é associada à habilidade do modelo em representar diferentes hipóteses sobre os processos na bacia com diferentes parâmetros e condições de contorno que resultem em respostas congêneres do ponto de vista de performance.

Pela ótica das curvas-chave, as quais são construídas por várias medições de um intervalo de níveis observados, é pressuposto que haja um peso igualitário na estimação dos parâmetros (PETERSEN-ØVERLEIR, 2004). Embora, isso não aconteça se houver uma heterocedasticidade no modelo, i.e., quando há uma variância heterogênea contrariando o fato de que o valor esperado de uma perturbação u_i ao quadrado $[E(u_i^2)]$ seja igual a variância σ^2 . Algumas técnicas, como, por exemplo, o método dos Mínimos Quadrados Não Linear (NLS – *Non linear Least Squares*), são frequentemente usadas para construir as curvas-chave, ainda que Petersen-Øverleir (2004) mostrou que tal método é capaz de modelar apenas algumas classes de variâncias heterogêneas e essa restrição pode levar a valores dúbios para os parâmetros da curva-chave.

Outro possível caminho é a abordagem proposta por Le Coz *et al.* (2014) que utiliza a avaliação quantitativa dos controles hidráulicos que, por sua vez, governam a relação cota-descarga, e avalia individualmente as incertezas de cada uma das estações linimétricas, que podem diferir a depender do processo de medição e das condições de escoamento. Há também uma técnica conhecida como análise de identificação dinâmica (DYNIA – *Dynamic Identifiability Analysis*) proposto por Wagener *et al.* (2003) na qual identifica os parâmetros hidrológicos em uma calibração multiobjetivo ao calcular o valor da função objetivo para cada período separadamente no modelo.

Nota-se que todas as técnicas anteriormente citadas tratam as incertezas de forma separada (hidráulicas e hidrológicas). Propõe-se nesse trabalho uma inovação metodológica que busca, por meio de um conjunto de parâmetros, definir um melhor cenário levando em conta as incertezas da chuva e das vazões (parâmetros das curvas-chaves).

Obviamente, sem o entendimento adequado das diferentes fontes de incertezas e as relações entre elas, fica difícil conduzir uma quantificação e redução das incertezas em uma maneira significativa (LYU & GUPTA, 2007). Com isso, processos estocásticos que apresentam não só uma previsão, mas sim um conjunto ou uma nuvem de possibilidades tem sido mais utilizado nas previsões hidrológicas em detrimento dos processos determinísticos em que se é conhecido “apenas” um valor de saída.

Dentro de um contexto urbano, como é o estudo de caso da presente pesquisa (região metropolitana de Belo Horizonte), o tempo de resposta da bacia é curto e isso exige uma grande acurácia do modelo, demandando um modelo capaz de integrar as particularidades do local em estudo. Nesse sentido, este trabalho de doutorado busca alimentar informações para o sistema de alerta em condições de eventos extremos, tomando o caso da cidade de Belo Horizonte como referência para a pesquisa.

Sob o ponto de vista científico, a previsão de vazões e o alerta de inundações em situações de enxurradas, em áreas densamente urbanizadas, apresenta ainda desafios importantes: pequeno tempo de antecedência, dificuldades de modelagem de escoamentos em redes hidráulicas de canais com velocidades elevadas de escoamento, regime próximo ao de escoamento crítico, com interferência de singularidades hidráulicas (curvas, laje de cobertura dos canais, pontes, etc.), complexidade da modelagem da inundação no sistema viário e entre as construções.

Sob o ponto de vista prático, o monitoramento hidrológico por meio de redes densas de pluviógrafos e linígrafos em meio urbano é recente, no Brasil, e poucas cidades dispõem desses equipamentos. Belo Horizonte dispõe de rede de monitoramento operada desde 2011 e uma base de dados sobre a rede de drenagem pluvial e o uso do solo atualizada e georreferenciada.

A proposta é de avaliar como a melhoria da qualidade de dados de entrada, notadamente a chuva, e a avaliação e redução de incertezas na modelagem chuva-vazão podem contribuir para melhorar a previsibilidade dos eventos ocorridos na bacia hidrográfica do ribeirão Arrudas. Trata-se de uma bacia urbana, densamente ocupada, com área de drenagem de 207 km², localizada nos municípios de Contagem, Belo Horizonte e Sabará. Grande parte da rede hidrográfica dessa bacia encontra-se canalizada por meio de estruturas em concreto, fechadas. Nos fundos de vale, a ocupação urbana é predominantemente comercial e residencial, com eixos viários importantes implantados sobre os canais fechados. A Prefeitura de Belo Horizonte opera na bacia do ribeirão Arrudas uma rede telemétrica constituída por 17 pluviógrafos e 4 linígrafos.

A justificativa dessa pesquisa fundamenta-se na necessidade de se conhecer as características da bacia em estudo diante dos eventos extremos, levando em conta os desafios já

anteriormente citados de uma modelagem hidrológica em meio urbano e colocando em discussão a gestão do sistema de alerta diante das incertezas envolvidas em todo o processo. A inovação da tese encontra-se na proposta metodológica, na forma como serão tratadas as diferentes fontes de incertezas (hidráulicas e hidrológicas) e nas consequências destas na gestão do risco de enchentes.

A questão científica que permeia a tese é a definição de características hidrológicas relacionadas a eventos extremos e o impacto disso na drenagem urbana.

1.2 Objetivos

O objetivo geral da pesquisa é o de caracterizar hidrológicamente e espacialmente as precipitações que provocam inundações em uma bacia urbana analisando as incertezas em uma modelagem chuva-vazão.

Os objetivos específicos a serem alcançados da tese são:

- Calibrar e validar um modelo hidrodinâmico para a bacia hidrográfica do ribeirão Arrudas de forma a conhecer os fatores físicos influentes nas inundações.
- Definir um modelo estocástico de geração de campos de chuva.
- Avaliar se há uma característica predominante (velocidade, direção, duração, tamanho, etc.) em eventos de chuva que causam inundações.
- Propor melhorias no sistema de alerta da região em estudo.

1.3 Estrutura da tese

Visando uma melhor compreensão do trabalho, o presente texto está organizado na seguinte estrutura: após este capítulo de Introdução, tem-se o **Capítulo 2** com os principais tópicos da revisão de literatura apresentando-se o estado da arte: um breve histórico das inundações no Brasil, a modelagem hidrológica e seus desafios principalmente em meio urbano, os modelos

hidrológicos utilizados na pesquisa, a variabilidade espacial da chuva e seus impactos na modelagem e uma breve discussão acerca da gestão de risco e sistemas de alerta.

O **Capítulo 3** traz as informações referentes ao estudo de caso como as características fisiográficas da bacia em estudo, da localização das estações utilizadas além dos eventos críticos selecionados para a pesquisa. Esta tese possui etapas metodológicas distintas e com isso fez-se necessário a separação em capítulos independentes. Com isso, os capítulos 4, 5 e 6 apresentam estruturas com introdução e discussão dos resultados pertinentes aquela etapa.

O **Capítulo 4** apresenta a modelagem hidrodinâmica realizada no modelo SWMM com as etapas de construção do modelo, análise de sensibilidade dos parâmetros, calibração e validação do modelo além de uma discussão sobre os resultados obtidos.

O **Capítulo 5** exprime a etapa metodológica da simulação conjunta de parâmetros hidráulicos e hidrológicos no modelo GR4H apresentando as etapas metodológicas necessárias para a obtenção dos resultados obtidos, desde a configuração dos estados iniciais do modelo até o ranqueamento dos melhores conjuntos de parâmetros. Tal qual o capítulo anterior há uma discussão geral sobre tais resultados atingidos.

Como última etapa metodológica, tem-se o **Capítulo 6** no qual é discutido a pertinência de se conhecer a espacialidade da chuva e a sua resposta face aos eventos extremos e as emissões de alerta de cheias. Apresentam-se neste capítulo também as técnicas utilizadas para gerar campos de chuva estocásticos além da definição das características mais comuns aos eventos passíveis de gerar alertas.

Por fim, o **Capítulo 7** apresenta as conclusões desta tese bem como recomendações de futuras pesquisas e trabalhos relacionados. Além disso, essa tese possui apêndices contendo gráficos e tabelas de forma a deixar a leitura mais amena e contínua.

2 REVISÃO DA LITERATURA

2.1 *Histórico e contextualização das inundações no Brasil e em Belo Horizonte*

O crescimento urbano desordenado no território brasileiro acarretou problemas de uso e ocupação no solo, que, por sua vez, levantou a discussão das inundações e enchentes nos grandes centros urbanos. Segundo Rolnik (2010), a população brasileira passou de predominantemente rural para majoritariamente urbana em menos de 40 anos (1940-1980) em um dos movimentos socioterritoriais mais rápido e intensos já registrados. Bertone & Marinho (2013) atentam para o fato de que, no Brasil, a ocorrência e a intensidade dos desastres naturais dependem mais do grau de vulnerabilidade das comunidades afetadas do que da magnitude dos eventos adversos.

Tratando-se especificamente de eventos chuvosos intensos, torna-se necessário distinguir os termos cheia, que é a elevação de um nível d'água devido a um acréscimo na descarga preenchendo a calha dum curso d'água, e inundação, que é quando a cheia ultrapassa a calha de um curso d'água. Goerl & Kobiyama (2005) apontam que existem diversos termos relacionados ao fenômeno das inundações. Devido a erros de tradução das línguas inglesa e espanhola, esses termos são empregados erroneamente. Os autores ainda demonstram que as palavras cheia e enchente têm origem no latim (*implere*), o que significa ocupar o vazio, tornar cheio ou repleto. A exemplificar essa diferença, apresenta-se a Figura 2.1 com as situações de enchente e inundação.

Dentro de inundações, pode-se dividir o termo em categorias: costeiras, graduais e bruscas, sendo aqui destacável o último tipo, uma vez que as inundações bruscas são mais comuns em centros urbanos. Goerl & Kobiyama (2005) também atentam para o fato de que as inundações bruscas possuem características muito distintas das inundações graduais, como o próprio tempo de ocorrência do evento, sendo este próximo ao tempo do evento chuvoso que o causou. Outra característica peculiar deste tipo de inundação é o curto tempo de alerta. Uma vez que as inundações se desenvolvem bruscamente, atingem as áreas susceptíveis de

surpresa, não havendo tempo hábil para os moradores tomar os devidos procedimentos para se protegerem ou salvar os seus bens.

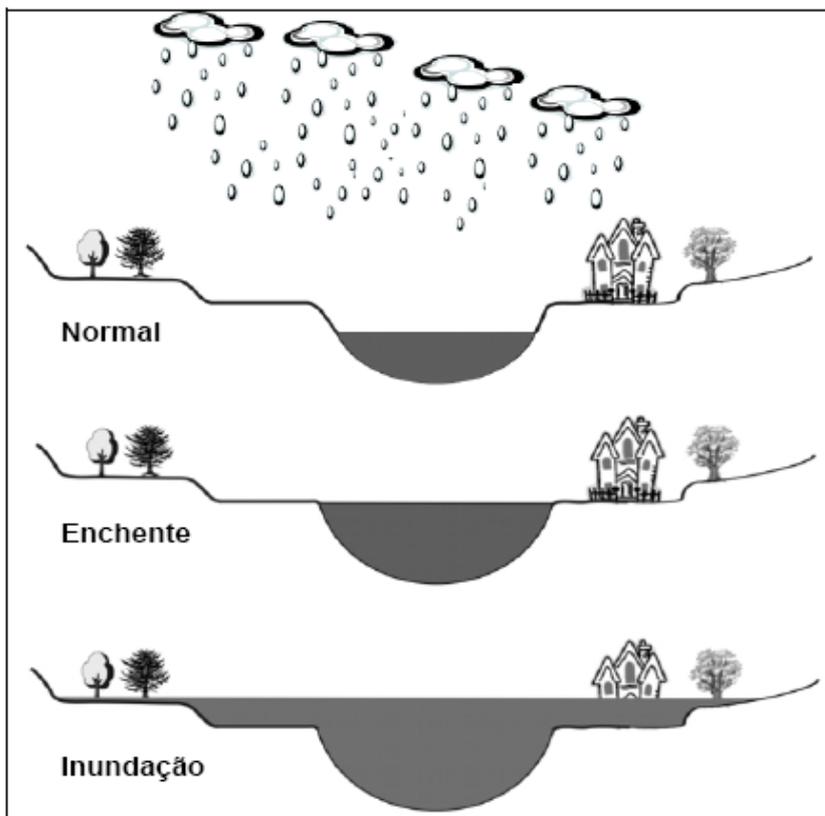


Figura 2.1 – Diferença entre situações de enchente e inundação.
Fonte: Goerl & Kobiyama (2005)

Particularizando-se para os casos de inundações e enxurradas, nota-se que estas são as principais categorias de desastres naturais responsáveis por perdas humanas (CEPED, 2013), uma vez que apresentam sazonalidade e recorrência, além de uma complexa inter-relação entre o fenômeno natural e as perturbações no ecossistema, principalmente oriundas de atividades humanas. De acordo com o Ministério da Integração do governo brasileiro (BRASIL, 2013), as enxurradas representam 58,15% das mortes em desastres naturais ao passo que as mortes por inundação atingem 13% do total. Destaca-se aqui a região sudeste com o maior número de registros de inundações no período de 1991 a 2012, sendo 1615 ocorrências. Destas, Minas Gerais, com o maior número de municípios (853) apresentou 1050 registros.

Nesse contexto, o CEPED (Centro Universitário de Estudos e Pesquisas sobre desastres) da Universidade Federal de Santa Catarina elaborou o Atlas Brasileiro de Desastres Naturais (CEPED, 2013) que compilou e disponibilizou informações sobre os desastres naturais ocorridos em 22 anos (1991-2012) no Brasil. No momento da publicação, eram 39000 registros de ocorrências que mostram os riscos relacionados à seca, inundação brusca e alagamento, inundação gradual, vendaval, tornado, geada, granizo, incêndio florestal, movimento de massa, erosão fluvial, erosão linear e erosão marinha.

A Agência Nacional de Águas (ANA, 2014) desenvolveu um atlas de vulnerabilidade a inundações, que é uma ferramenta que identifica a ocorrência e os impactos das inundações graduais nos principais rios das bacias hidrográficas brasileiras. Nesse documento, foram identificados 13948 trechos de rios inundáveis em 2780 cursos d'água no Brasil, dos quais 4111 trechos (aproximadamente 30%) foram considerados de alta vulnerabilidade, a inundações graduais. Um evento para ser considerado com alta vulnerabilidade deve possuir alta frequência de inundações (período de retorno inferior a 5 anos). Além disso, 6051 eventos de média vulnerabilidade (médio impacto e média frequência de 5 a 10 anos de ocorrência) e 3786 eventos de baixa propensão a inundações.

Em Belo Horizonte, capital de Minas Gerais, a área de estudo da pesquisa, Alencar *et al.* (2011) apontam que ocorreram 68 chamadas de inundação no dia 31 de dezembro de 2008 e que, no estado de Minas Gerais, os números foram: 21 mortos, 295 feridos e mais de 55 mil desalojados.

De acordo com Reis (2011) as modificações no espaço urbano são constantes em Belo Horizonte, implicando com que a cada período chuvoso os riscos com relação aos desastres se agravam. A autora ainda cita algumas obras que foram executadas para atenuar os problemas relacionados aos eventos extremos hidrológicos, tais como a bacia de retenção no bairro de Santa Lúcia, bacias de retenção e obras nos dois principais ribeirões da cidade: Arrudas e Onça. É discutível, no entanto, que tais intervenções são de caráter pontual e o seu efeito a longo prazo em termos da ocupação da bacia possa ser pouco eficiente.

Champs (2012) ressalta que desde a sua fundação em 1897, Belo Horizonte tem sofrido com as inundações anuais crescentes e contínuas. Em função disso, a administração pública

elaborou um plano diretor de drenagem urbana entre os anos de 1999 e 2001. Tal documento tinha como objetivo preliminar diagnosticar a realidade física do sistema de macrodrenagem e hidrografia local, do histórico de ocorrência de cheias e de inundações, da gestão dos serviços de drenagem pluvial, do controle às inundações.

No ano de 2014, a Prefeitura Municipal de Belo Horizonte (PBH, 2014) concluiu obras consideradas importantes sob o ponto de vista técnico para prevenção de incidentes causados pelas inundações na cidade, como, por exemplo, no córrego Ressaca, onde houve a alteração da seção e da geometria do canal do córrego, entre a Rua Florença e a lagoa da Pampulha, com o alteamento da ponte existente no trecho, obra essa orçada em 34,42 milhões de reais.

A PBH ainda conta com um órgão que é a Coordenadoria Municipal de Defesa Civil (Comdec) que tem a missão de coordenar as atividades relativas de prevenção e proteção das inundações além de ser o elo entre a população e a administração municipal. Por meio do telefone 199, a população pode comunicar, durante 24 horas por dia, nos sete dias na semana, as ocorrências de enchentes, inundações, deslizamentos e também solicitar vistorias em ruas, terrenos, casas, prédios e outras edificações.

Os principais instrumentos na gestão e no planejamento por parte do executivo do município de Belo Horizonte são: o plano municipal de saneamento – PMS, que é um plano quadrienal e atualizado a cada dois anos com a definição das prioridades em saneamento no município, o plano diretor de drenagem – PDDBH que segundo a PBH (2014), foi concluído em 2000 com as seguintes diretrizes adotadas e discriminadas em: a) plano multissetorial integrado, b) conhecimento do funcionamento real do sistema, c) não transferência de prejuízo, d) garantia da viabilidade do serviço de drenagem urbana, e) organização da gestão do sistema.

Há ainda o programa de recuperação ambiental de Belo Horizonte – DRENURBS que contempla 47 sub-bacias em uma área de 177 km² e que consiste na implantação a elaboração das cartas de inundações de Belo Horizonte, o sistema de monitoramento hidrológico e alerta contra inundações, atualização e a ampliação do sistema de informações georreferenciadas de drenagem além da modelagem hidráulica e hidrológica do sistema.

Para transmitir a informação e auxiliar na gestão, Belo Horizonte ainda conta com os NAC's (Núcleos de Alerta de Chuva) que são grupos constituídos por pessoas que moram ou trabalham nas áreas inundáveis e que atuam como agentes no alerta para outros moradores. Atualmente, a cidade conta com cerca de 43 NAC's com 380 voluntários capacitados. A Figura 2.2 apresenta a situação em especial da bacia do Arrudas com o posicionamento das estações bem como dos NAC's, que recebem o comunicado do alerta via Comdec através de SMS, internet, imprensa ou redes sociais. Além dos NAC's o Centro de Operações da prefeitura de Belo Horizonte também recebe essas informações.

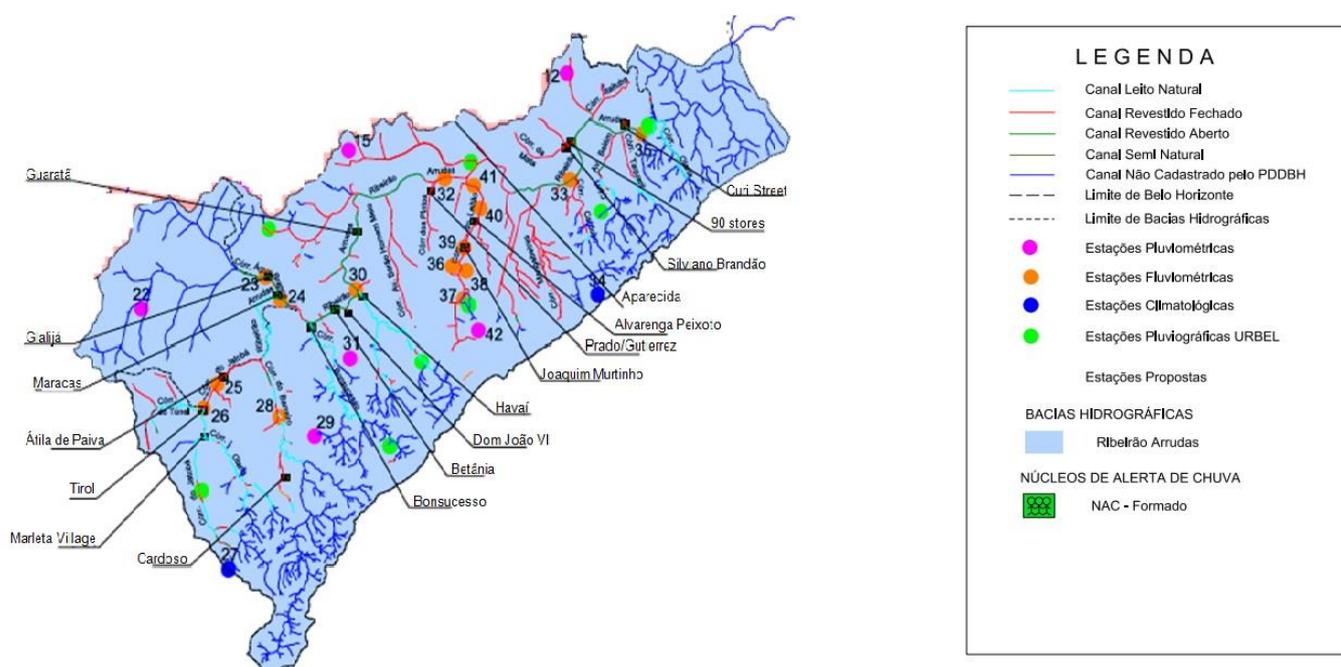


Figura 2.2 – Posicionamento dos núcleos de alertas de chuvas na bacia do Arrudas. Adaptado de PBH (2011)

2.2 Modelos hidrológicos

Para se compreender melhor os eventos que causam as enxurradas e como tais eventos se comportam na bacia hidrográfica, faz-se necessário definir o conceito de modelo hidrológico. De acordo com Tucci (2005), um modelo é a representação de algum objeto ou sistema, numa linguagem ou forma de fácil acesso e uso, com o objetivo de entendê-lo e buscar suas respostas para diferentes entradas. A Figura 2.3 apresenta as relações dos processos que compõem o ciclo hidrológico, sendo estes simplificados por um sistema. A ideia de tal

sistema global apresentada por Chow *et al.* (1988) parece bem simples, porém, conforme citado anteriormente, em função da variabilidade e da escala temporal e espacial das variáveis hidrológicas em questão, o sistema torna-se complexo.

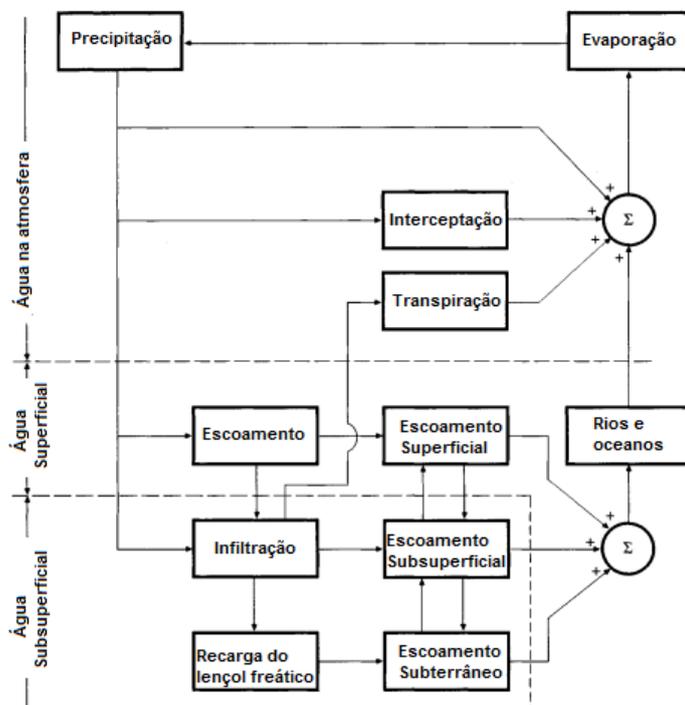


Figura 2.3 – Processos do ciclo hidrológico global.
Adaptado de Chow *et al.* (1988)

Os modelos hidrológicos podem ser classificados quanto a vários critérios encontrados na literatura. Em relação ao tempo, um modelo pode ser contínuo ou discreto. O primeiro caracteriza-se pelo fato dos fenômenos em questão serem contínuos no tempo ao passo que os modelos discretos são definidos quando as mudanças de estado se dão em intervalos discretos.

Outra possível classificação seria em relação ao espaço. Chow *et al.* (1988) apontam que quando um modelo não leva em conta a variabilidade espacial esse é classificado como concentrado (“*lumped*”). Um exemplo a ser indicado seria a adoção de uma precipitação média sob a bacia como variável de entrada. Já os modelos ditos distribuídos recebem essa denominação quando as variáveis e parâmetros do modelo dependem do espaço e do tempo, ocorrendo uma discretização espacial e temporal para as variáveis em uma malha de pontos.

Em termos práticos, não há modelos completamente distribuídos, uma vez que são utilizadas discretizações numéricas em subdivisões, dando a noção de concentrado para aquele trecho em análise (BEVEN, 2001).

Chow *et al.* (1988) apresentaram um fluxograma (Figura 2.4) que representa a classificação de um modelo segundo os critérios descritos anteriormente além de levar em conta a aleatoriedade do processo sendo classificado como estocástico ou determinístico.

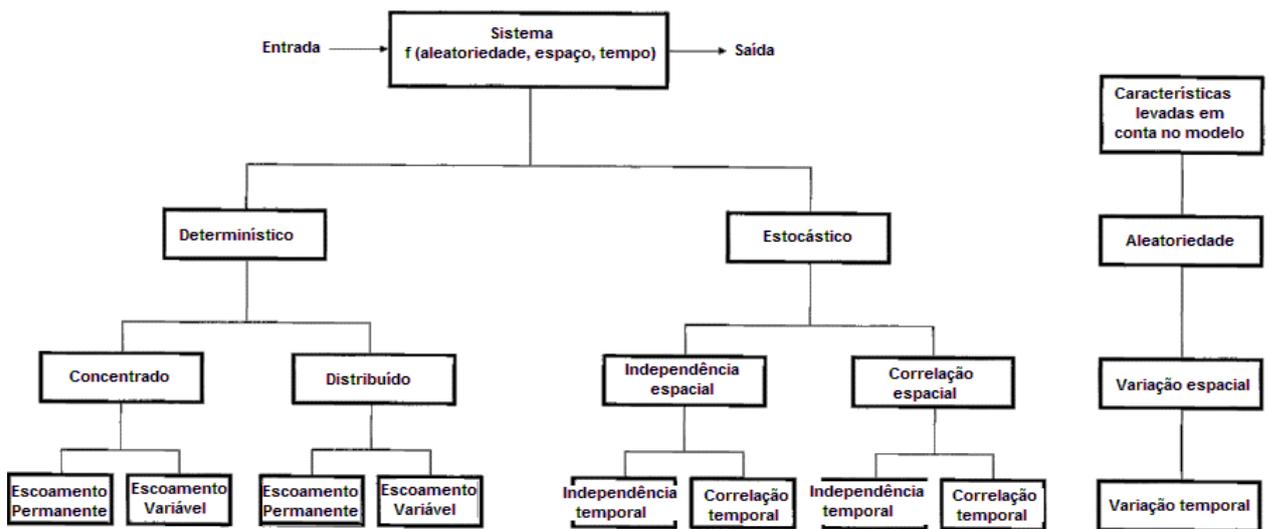


Figura 2.4 – Classificação dos modelos hidrológicos.
Adaptado de Chow *et al.* (1988)

Como pode se perceber, um sistema funciona como um operador entre a entrada e a saída. O objetivo desse sistema é estudar a operação de modo a determinar a saída, conhecido os parâmetros de entrada. Como a entrada e a saída podem ser escritas em função do tempo, a performance do sistema pode representado pela Equação 2.1 de transformação do sistema:

$$Q(t) = \Omega I(t) \tag{2.1}$$

na qual: $Q(t)$ é a saída em função do tempo, $I(t)$ é a entrada e Ω é a função de transferência entre a entrada e saída. Dooge (1973) pontua que, devido à sua complexidade, os modelos

hidrológicos são divididos em subsistemas e que estes ainda são divididos em componentes. Qualquer mudança nas variáveis do sistema provoca uma mudança no estado do mesmo, uma vez conhecidas as variáveis do sistema, o seu estado também será conhecido.

A exemplificar, se conhecida a distribuição da quantidade de água na superfície de uma bacia, o quanto vai para a infiltração e o quanto vai para cada canal, mais especificamente as parcelas da infiltração e afluente à drenagem, conhecer-se-á o comportamento do estado hidrológico da bacia. Esse estado pode ser determinado através de dados históricos, i.e, as condições anteriores que determinam as condições atuais da bacia.

Os desafios para utilização dos modelos hidrológicos passam pelos processos de parametrização, calibração e validação. Refsgaard (1996) afirma que os modelos hidrológicos distribuídos são estruturados para permitir que as variações espaciais das bacias sejam representadas por dados em uma grade de pontos. Eventualmente, as aplicações dos modelos distribuídos requerem uma larga malha de pontos, em que cada ponto é caracterizado por vários parâmetros e variáveis. Sob esse ponto de vista, os modelos distribuídos diferem dos concentrados em que, em última instância, a bacia é considerada como uma unidade caracterizada, tipicamente, de algumas dezenas de parâmetros e variáveis.

Assim, o número de parâmetros e variáveis em um modelo distribuído é, *a priori*, duas a três vezes maior do que seria em um modelo concentrado. Obviamente, isso gera necessidades diferentes para modelos concentrados e distribuídos em relação aos procedimentos de parametrização, calibração e validação.

Em se tratando de uma bacia urbanizada e com dados escassos, a seleção da estrutura do modelo bem como a análise de sensibilidade para a definição dos parâmetros a serem calibrados são fatores determinantes na modelagem. Wagener *et al.* (2004) apontam que a disponibilidade dos dados interfere na escala temporal do modelo mas que a subjetividade também faz parte do processo, e.g., a experiência em um determinado modelo específico e a gama de equações que podem ser implementadas no modelo têm a importância na tomada de decisão.

Já a análise de sensibilidade é uma técnica para definir o quanto a saída do modelo é sensível com a mudança dos parâmetros. Também pode ser utilizada com o intuito de testar outros aspectos como as condições iniciais de contorno (WAGENER *et al.*, 2004). Essa análise pode ser realizada em dois momentos distintos da modelagem. Primeiramente, antes do passo de calibração para identificar os parâmetros mais sensíveis na performance do modelo. A outra opção é realizar a análise depois do processo de calibração em que os parâmetros sejam avaliados positivamente ou negativamente. O processo sugerido por Wagener *et al.* (2004) segue a seguinte ordem: escolha da estrutura do modelo, análise de sensibilidade, calibração, validação e previsão incluindo as incertezas.

2.2.1 Sistema de informações geográficas aplicado à Hidrologia

Alguns modelos hidrológicos utilizam-se de sistemas de informações geográficas (GIS – *Geographic Information System*). Tais informações geográficas são essenciais para definir parâmetros para os modelos físicos como topografia da bacia de estudo, uso do solo, nível de impermeabilização, além da própria definição dos limites da bacia.

Uma das variáveis necessárias para a simulação dos eventos hidrológicos é o modelo digital do terreno (DTM – *Digital Terrain Model*), que é uma representação em três dimensões do perfil do solo. Os modelos digitais do terreno ou ainda os modelos digitais de elevação (DEM - *Digital Elevation Models*) extraem as variáveis topográficas, como a geometria da bacia, a rede de drenagem, a declividade da bacia e a direção do escoamento.

As aplicações dos DEM em modelos hidrológicos são diversas, a exemplificar Harrower (2010) que utilizou as informações DEM juntamente com outras informações hidrológicas para estudar a origem do sistema de irrigação no Yemen. Em um contexto urbano, Jencson *et al.* (2009) relacionaram características topográficas (topografia e topologia) com a dinâmica do escoamento superficial em uma bacia localizada no norte dos Estados Unidos da América.

Harrower (2010) pondera que geralmente os arqueólogos utilizam os modelos digitais de elevação produzidos de mapas topográficos, o que consome tempo de digitalização das linhas de contorno e conseqüentemente a conversão de linhas (vetores) para um formato de célula (raster). Alternativamente a isso, os DEM's podem ser extraídos de fotografias aeroespaciais ou de imagens satélites, existindo um grande número de fontes de tais informações. No caso

de Harrower (2010), utilizaram-se dados extraídos do satélite ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) com 15 metros de resolução e que cobria uma área de 60 x 120 km² (ver Figura 2.5) com o auxílio do software PCI Geomatics.

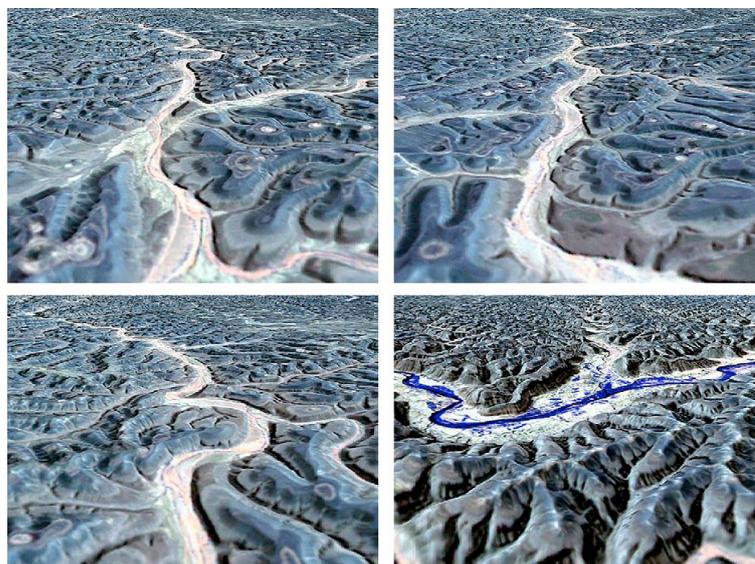


Figura 2.5 – Exemplo de um modelo digital de elevação.
Fonte: Harrower (2010)

Segundo Sui & Maggio (1999), existem quatro abordagens para integrar as informações GIS com os modelos hidrológicos, como apresentada na Figura 2.6. A primeira seria o acoplamento de funções GIS em um pacote de modelo hidrológico, na qual geralmente esse tipo de abordagem oferece ao usuário um maior grau de liberdade, uma vez que a implementação não é restrita segundo o formato dos dados GIS. A segunda maneira de integração seria a de inserir um modelo hidrológico dentro de um modelo GIS como ocorre no modelo ESRI ArcStorm, mas há, por vezes, o inconveniente do modelo ser muito simplista além de ser necessário fazer a calibração “fora” do software. Uma terceira alternativa seria a de acoplamento flexível (“*loose coupling*”) em que um pacote de GIS e um modelo hidrológico interfaceiam via arquivos de formato binário ou ASCII podendo ainda ser conectados a um pacote estatístico trazendo a vantagem de não ser necessário escrever um código, porém, traz a desvantagem da conversão de dados entre os pacotes ser tediosa e fonte de erros. E a quarta via seria uma acoplagem justa (“*tight coupling*”) em que os pacotes

GIS, devido às necessidades e habilidades dos usuários em programação, possuem códigos abertos para que os usuários insiram comandos específicos para o modelo em que trabalham.

Outra apresentação dos dados GIS seria, de acordo com Singh & Frevert (2006), a chamada rede triangular irregular (TIN - *Triangular Irregular Network*) que é a distribuição dos nós em uma malha irregular em um sistema de informações geográficas arranjados em triângulos não superpostos; via grade de pontos ou via vetores de contorno. Os referidos autores ainda apresentam uma aplicação em uma bacia chinesa de 1590 km², na qual os dados topográficos foram processados a partir do DEM e convertidos para formato TIN para serem utilizados no modelo *Xinanijang*.

Há de se notar que as variações nas características topográficas como declividade, informação do uso do solo e tipo do solo influenciam outras grandezas dentro do processo hidrológico como a infiltração e a evapotranspiração. O processo de se extrair as informações topográficas necessárias ao estudo pode ser dispendioso e por isso a escolha do formato do arquivo a ser trabalhado torna-se importante no tocante ao modelo utilizado.

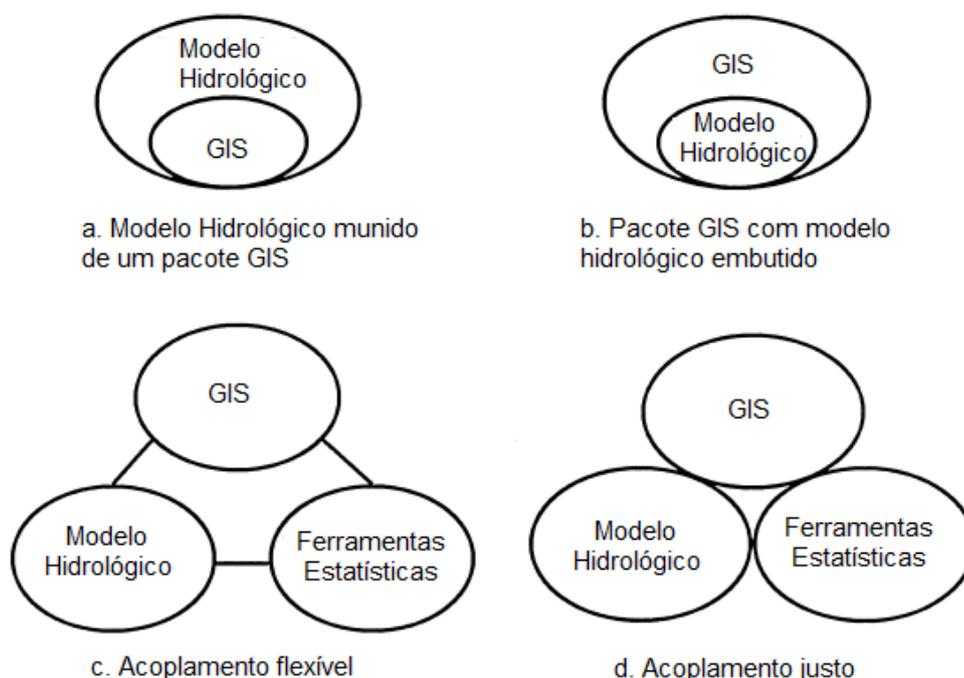


Figura 2.6 – Integração entre os modelos hidrológicos e a informação GIS.
Fonte: Adaptado de Sui & Maggio (1999).

2.2.2 Calibração e validação dos modelos hidrológicos

Um dos grandes desafios da modelagem hidrológica é o processo de calibração/validação do modelo utilizado. Em modelos conceituais, i.e., aqueles que não têm relação com a física da bacia, a calibração se torna um pouco mais fácil se comparada a um modelo de fundamentação física, uma vez que o processo é puramente matemático, apesar de que nos modelos físicos há o valor de referência do parâmetro em literatura.

Singh & Frevert (2006) denotam que os avanços nas calibrações automáticas são focados em quatro itens, a saber: a) o desenvolvimento de técnicas especializadas em tratar o erro presente nos dados; b) a procura de um algoritmo confiável de estimativa de parâmetro; c) determinação de uma quantidade suficientemente aceitável de dados e d) uma eficiente representatividade das incertezas do modelo calibrado e a transferências dessas incertezas à resposta do modelo.

No que concerne ao processo de calibração em si, Boyle (2001) destaca que tal procedimento envolve dois componentes: i) a avaliação do “quão próximo” os dados simulados pelo modelo está dos dados observados e ii) ajuste dos valores dos parâmetros com o intuito de se reduzir a diferença dos valores simulados com os observados. A calibração manual via tentativa e erro ainda é um método bastante utilizado, porém o uso de técnicas de calibração automática (e.g. BARCO *et al.*, 2008) vêm aumentando em função da facilidade de programação e da maior disponibilidade de ferramentas para tal uso.

Na calibração manual, o número de tentativas pode ser extenso principalmente se o critério explorado for o de comparação visual, o que torna a análise subjetiva. Por outro lado, existem as funções objetivos, que tentam exprimir uma relação de erro entre o observado e o simulado e com isso trazer uma otimização ao processo. Na área da hidrologia, talvez a função objetiva mais difundida seja o critério de *Nash-Sutcliffe* proposto por Nash & Sutcliffe (1970) apresentado na Equação 2.2 a seguir:

$$NSE = 1 - \frac{\sum(obs-sim)^2}{\sum(obs-\overline{obs})^2} \quad (2.2)$$

na qual NSE é a eficiência do critério de Nash-Sutcliffe, em que mais próximo de 1 menor é o segundo termo da equação inferindo uma menor diferença entre variável hidrológica observada (*obs*) e a variável simulada (*sim*), e \overline{obs} é a média dos valores observados durante a realização da calibração.

Além desse critério, pode-se citar também o erro médio quadrático, denominado MSE – *Mean Square Error*, apresentado pela Equação 2.3:

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (obs - sim)^2 \quad (2.3)$$

Oriunda do MSE, há a medida feita pela raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE – *Root Mean Square Error*) apresentada na Equação 2.4:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (obs - sim)^2} \quad (2.4)$$

O critério de MSE e sua normalização, que é o coeficiente de *Nash-Sutcliffe* são os dois critérios mais utilizados para calibração e validação de modelos hidrológicos segundo Gupta *et al.* (2009). Os autores ainda afirmam que o valor do MSE depende da unidade da variável em questão variando entre 0 e $+\infty$, enquanto que o critério de *Nash-Sutcliffe*, obtido da divisão do MSE pela variância das observações e subtraindo essa razão por 1, ter-se-á um adimensional variando de $-\infty$ a 1, sendo utilizado como medida de performance.

Entre os modelistas numéricos há uma discussão sobre o erro médio absoluto (MAE – *Mean Absolute Error*), apresentado na Equação 2.5, em que leva em consideração a diferença, em módulo, do observado e simulado:

$$MAE = \frac{1}{n} | obs - sim | \quad (2.5)$$

Jachner *et al.* (2007) discutiram as diferentes medidas de performance explicitadas anteriormente. A depender da comparação qualitativa desejada, os autores recomendam centralizar os dados ou realizar uma transformação linear com o intuito de minimizar a medida do desvio. Há que se ressaltar que o MAE deve ser utilizado em caso da mesma escala de amostra, observado e simulado, e, que tal medida revela qual o tamanho do erro. Há ainda

na literatura um critério proposto por Gupta *et al.* (2009), que é originado a partir da decomposição do critério de *Nash-Sutcliffe*, sendo este decomposto em três distintos componentes (correlação, viés condicional e viés não condicional) conforme apresentado na Equação 2.6:

$$NSE = A - B - C \quad (2.6)$$

com $A = r^2$, $B = [r - (\sigma_s/\sigma_o)]^2$ e $C = [(\mu_s - \mu_o)^2/\sigma_o]^2$, nas quais r é o coeficiente de correlação entre sim e obs (simulado e observado) e μ_s e μ_o são os primeiros momentos estatísticos (média) e σ_s e σ_o compõem o segundo momento estatístico (desvio-padrão) de sim e obs. Um rearranjo da Equação 2.7 demonstra que o critério NSE pode ser consistido em três distintos componentes, a saber: a correlação, o viés e a medida da relativa variabilidade entre simulado e observado. A Equação 3.6 é então apresentada:

$$NSE = 2 \cdot \alpha \cdot r - \alpha^2 - \beta_n^2 \quad (2.7)$$

em que: $\alpha = \sigma_s/\sigma_o$, $\beta_n^2 = (\mu_s - \mu_o) / \sigma_o$, nas quais α denota a variabilidade relativa e β_n é o viés normalizado pelo desvio padrão dos valores observados.

É de se notar que os dois termos citados anteriormente (α e β) se relacionam de alguma maneira com o primeiro momento (média) e segundo momento (desvio-padrão) enquanto que o terceiro está intimamente ligado à habilidade de aderência do modelo no tocante ao tempo e à forma medido pelo coeficiente de correlação de Pearson. Os valores “ideais” para os três componentes seriam α e r iguais a 1 e β igual a zero. Do ponto de vista hidrológico, os três componentes idealizados atenderiam aos objetivos de uma calibração que seriam a adequação ao volume total de vazão simulada e observada, a amplitude das vazões (*e.g.* curva de duração) e o tempo e a forma do hidrograma final.

Outra possibilidade de análise é a calibração multiobjetivo em que mais de um critério é analisado ao mesmo tempo havendo a necessidade de se adotar “pesos” para critérios considerados mais importantes no resultado do modelo. A proposição da função objetiva que leva o nome dos autores (Gupta *et al.*, 2009) *KGE – Kling Gupta Efficient*, foi baseada na análise dos três componentes da Equação 2.8 em três dimensões da chamada curva de *Pareto*

(como pode ser observado na Figura 2.7) sendo o KGE um adimensional entre $-\infty$ e 1, definido pela Equação 2.9 a seguir:

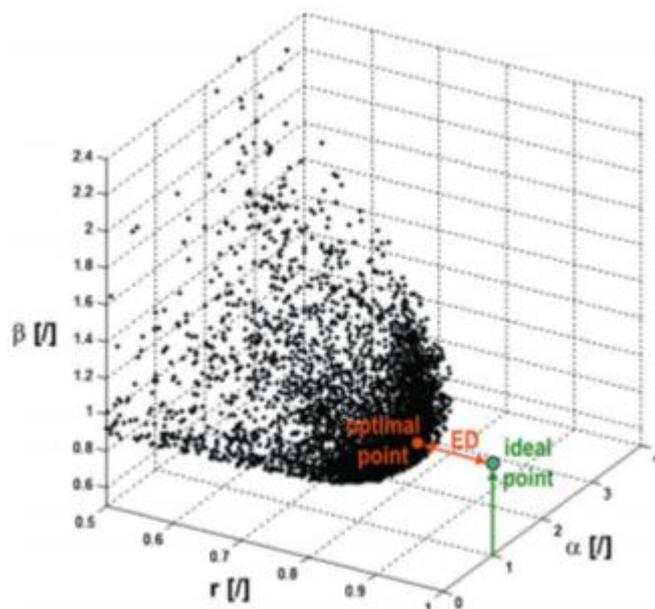


Figura 2.7 – Exemplo de multicritério no fundo de Pareto para os três componentes da função objetivo.

Fonte: Gupta *et al.*, 2009.

$$KGE = 1 - ED \quad (2.8)$$

na qual ED é a distância euclidiana entre o ponto ótimo e o ponto ideal como representado na Figura 2.7 e definido como:

$$ED = \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2} \quad (2.9)$$

Devido à complexidade dos processos físicos envolvidos, as calibrações automáticas foram desenvolvidas em função dessas equações de performance, uma vez que faz-se necessário automatizar um sistema que compreenda todos os aspectos do modelo estudado. Como resultado disso, métodos multiobjetivos de calibração baseados em intervalos de performances têm sido desenvolvidos (REUSSER *et al.*, 2009).

Entre tantos métodos, destaca-se aqui uma técnica de calibração automática denominada *Dynamically Dimensioned Search* (DDS) apresentada por Tolson & Shoemaker (2007). Tal método de busca estocástico foi desenvolvido com o propósito de encontrar uma solução global ótima com um limite de avaliação do modelo. Com isso, o algoritmo foi elaborado para “procurar” a função ótima com um único critério de parada que seria o número de avaliações. De fato, o DDS busca globalmente no início do procedimento e vai se tornando mais local ao passo que o número de iterações vai se aproximando do final.

A alternância entre a busca global e a local no DDS ocorre pela redução dinâmica e probabilística do número de dimensões da “vizinhança”. As variáveis na decisão nesse caso são os parâmetros do modelo a serem calibrados e a dimensão varia em função do número de parâmetros a serem modificados na próxima iteração. As prováveis soluções são geradas a partir de perturbações em dimensões aleatórias (a partir de uma distribuição normal com média zero e desvio padrão definido pelo parâmetro r de entrada) selecionadas na solução atual, após esse passo, o algoritmo seleciona um subconjunto de parâmetros em um caminho aleatório dentro dos intervalos de cada parâmetro.

Tolson & Shoemaker (2007) ainda ponderam que outras distribuições estatísticas podem ser utilizadas no processo, mas que em seu estudos os autores utilizaram a distribuição normal. O parâmetro r anteriormente citado é uma perturbação a ser realizada na vizinhança. Trata-se um escalar que define o desvio-padrão como uma fração do intervalo do parâmetro, em que os autores recomendam utilizar 0,2, baseado na experiência deles, uma vez que tal valor produz um intervalo de amostragem que abrange o intervalo de resposta normalizado para a variável em questão. A exemplificar, se uma variável de decisão tiver um intervalo de 10 unidades, isso implica que o desvio-padrão será de $0,2 \times 10 = 2$ unidades.

Um importante parâmetro a ser também definido é o número de iterações a serem realizadas. Na literatura especializada, não há um consenso sobre um valor de referência da quantidade de iterações que são necessárias para uma calibração que exprima uma solução aceitável, uma vez que tal fator estaria associado ao objetivo da calibração e também ao tempo computacional exigido. Deve-se atentar pelo fato de que a técnica do DDS produz uma estratégia de sair de uma escala global para uma escala local independentemente do total de

avaliações a serem realizadas, mas que obviamente um maior número de iterações apresentará um leque maior de resultados, aumentando-se a probabilidade de solução ótima.

Sendo assim, o algoritmo busca o máximo global, restringindo-se a um conjunto de buscas locais realizadas no espaço paramétrico. Apresenta-se então a sequência do algoritmo DDS adaptado de Tolson & Shoemaker (2007):

PASSO 1. Definir as entradas do DDS:

- Fator de perturbação da vizinhança ($r = 0,2$ por *default*)
- Número de avaliações (m) da função objetivo
- Vetor contendo os limites de variação dos parâmetros a serem calibrados, x^{\min} e x^{\max}
- Solução inicial global, $x^0 = [x_1, \dots, x_D]$

PASSO 2. Inserir um contador, $i = 1$, e avaliar a função objetivo F na condição de solução inicial global, $F(x^0)$:

- $F_{\text{best}} = F(x^0)$, e $x^{\text{best}} = x^0$

PASSO 3. Selecionar aleatoriamente um subconjunto J de parâmetros a ser incluso na vizinhança $\{N\}$:

- Calcular a probabilidade de cada variável incluindo em $\{N\}$ como função do contador i : $P(i) = 1 - \ln(i) / \ln(m)$
- Para $d = 1, \dots, D$ decisões, adicionar d a $\{N\}$ com probabilidade P
- se $\{N\}$ estiver vazio, selecionar uma decisão d para $\{N\}$

PASSO 4. Para $j = 1, \dots, J$ do conjunto de decisões $\{N\}$, perturbar x_j^{best} usando de um valor aleatório de uma distribuição normal, $N(0,1)$ exprimindo os limites se necessário:

- $x_j^{\text{new}} = x_j^{\text{best}} + \sigma_j N(0,1)$, em que $\sigma_j = r(x_j^{\max} - x_j^{\min})$

- Se $x_j^{new} < x_j^{min}$: $x_j^{new} = x_j^{min} + (x_j^{min} - x_j^{new})$ e se $x_j^{new} > x_j^{min}$, então $x_j^{new} = x_j^{min}$
- Se $x_j^{new} > x_j^{min}$, executar: $x_j^{new} = x_j^{min} - (x_j^{min} - x_j^{new})$ e se $x_j^{new} < x_j^{min}$, então $x_j^{new} = x_j^{min}$

PASSO 5. Avaliar $F(x^{new})$ e atualizar a solução se necessário:

- Se $F(x^{new}) \leq F_{best}$, atualizar com uma nova solução: $F(x^{new}) = F_{best}$ e $x^{best} = x^{new}$

PASSO 6. Atualizar o contador, $i = i+1$ e checar o critério de parada:

- Se $i = m$, STOP, dar um *print* na saída (e.g. F_{best} e x^{best})
- Se não, retornar ao PASSO 3.

Com esse algoritmo Tolson & Shoemaker (2007) aplicaram o DDS no modelo SWAT2000 para a bacia de *Cannosville* de 1200 km² em Nova York com 14 parâmetros para definir o conjunto de parâmetros otimizado para o estudo de caso.

O passo seguinte à calibração é a validação, que é um processo construído no sentido de avaliar a aderência dos parâmetros ao modelo durante um período diferente daquele utilizado na calibração. Segundo Oreskes & Belitz (2001), todos os modelos envolvem parâmetros ou processos que são desconhecidos ou que há pouca informação sobre. A questão nesse ponto é: o que fazer diante de tal dilema?

No caso dos parâmetros, adota-se a abordagem da melhor estimativa em função do critério escolhido (função objetivo). Notoriamente que nos últimos anos aumentou-se o nível de conhecimento dos parâmetros de entrada por parte dos hidrólogos, devido ao aumento das medições e do nível de informação sobre os dados. Metodologias que relacionam parâmetros de entrada dos modelos com outros dados auxiliares (e.g. parâmetros de infiltração baseados em dados de uso do solo extraídos de algum dado GIS) ou ainda fazem uso de relações (funções matemáticas) para estimativas desses parâmetros baseados em seus limites têm sido adotadas na literatura especializada (ORESQUES & BELITZ, 2001).

Dietrich (2001) aponta que muitas vezes os modeladores focam na simulação, não reportando por vezes as dificuldades impostas pela calibração. Atentar-se para essas dificuldades é essencial, pois, em geral, esses sistemas são caracterizados por um alto grau de incerteza. Quanto a isso, o referido autor ainda ressalta que as calibrações podem dar origem a um comportamento mal condicionado do modelo. Um problema mal condicionado para Dietrich (2001) ocorre se: i) a solução não existe; ii) a solução não é única; iii) a solução não depende continuamente dos dados.

Pelo fato dos modelos, tanto os conceituais quanto os de fundamentação física, serem caracterizados por um grande número de parâmetros que necessitam ser estimados (calibrados ou otimizados) por uma série de dados de chuva-vazão observados, faz com que esses modelos sejam super parametrizados e seus parâmetros mais sensíveis não sejam facilmente identificados, no sentido de que torna-se impossível defini-los sem impor restrições iniciais ao conjunto total de parâmetros, priorizando aqueles com maior grau de influência (YOUNG, 2001).

Young (2001) também relata que dadas as incertezas no processo de calibração nos modelos físicos e conceituais, faz-se necessário verificar a possibilidade de produzir uma validação com uma robustez, com um maior grau de eficiência possível. A questão da abordagem estatística na modelagem é que existe a premissa de que o processo seja estocástico, *i.e.*, não importa o quão bem ajustado esteja o modelo, sempre haverá um grau de incerteza na resposta. Com isso, a modelagem requer que tais incertezas, sejam aquelas associadas aos parâmetros do modelo ou sejam aquelas associadas às entradas no modelo (dado de chuva observado, evaporação), sejam quantificadas de alguma maneira.

Para tanto, a sequência proposta por Young (2001) apresentada na Figura 2.8 tem três estágios principais: i) identificação de uma estrutura apropriada de modelo; ii) estimativa (otimização, calibração) dos parâmetros envolvidos no modelo; iii) validação preditiva usando um conjunto diferente de dados daqueles anteriormente usados no processo de calibração.

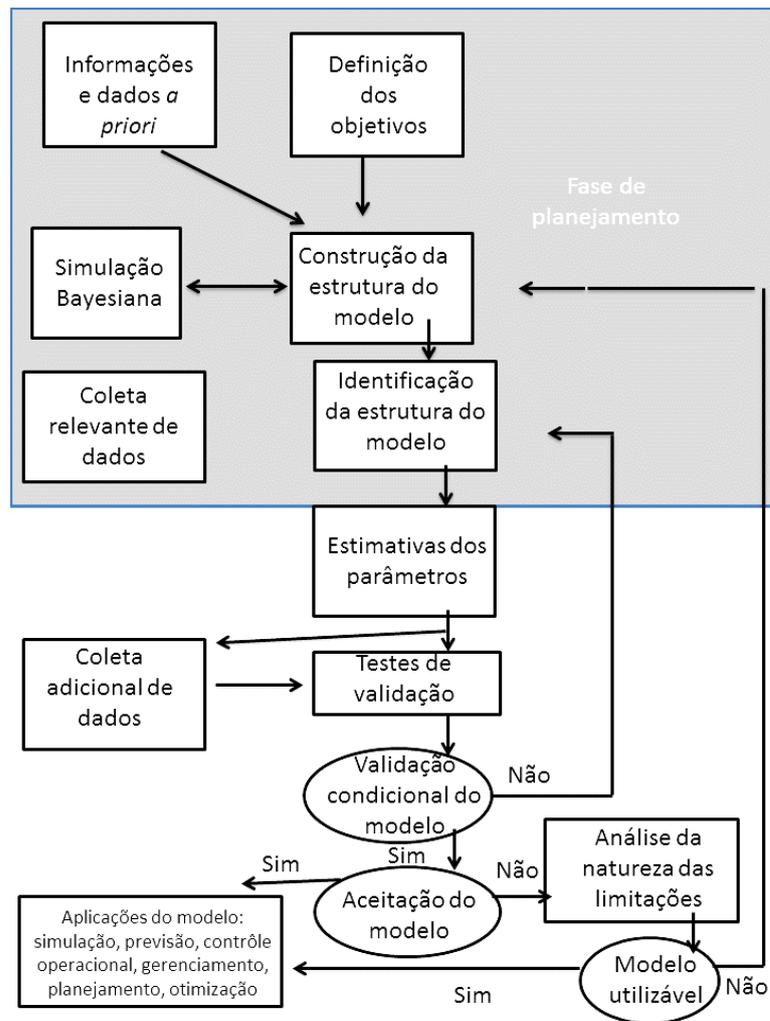


Figura 2.8 – Algoritmo sequencial dos processos na modelagem.
 Fonte: Adaptado de Young (2001).

Entretanto, a validação é um processo complexo, e mesmo, por vezes, a sua definição é controvertida. Uma definição amplamente aceita é a validação preditiva, em tradução livre do termo *predictive validation*, na qual a predição potencial de um modelo é avaliada utilizando-se de uma série de dados diferente da calibração.

No contexto de modelos chuva-vazão, por exemplo, implica que, para cada “nova” medida de algum parâmetro de entrada (chuva, temperatura ou evaporação) no período de validação, o modelo irá produzir predições de vazões que serão aceitáveis com um certo intervalo de incerteza acerca do modelo.

Deve-se enfatizar, portanto, que a validação preditiva é um simples diagnóstico estatístico no qual assegura que o modelo tenha um desempenho com propriedades desejáveis. Modelos são, na melhor das hipóteses, aproximações da realidade projetada para algum objetivo específico, e que a validação preditiva demonstra apenas que a aproximação dos resultados é razoável (ORESQUES *et al.*, 1994).

Conforme já discutido anteriormente os modelos hidrológicos são ferramentas para representar os processos físicos em uma bacia por meio de uma estrutura matemática. Há no meio acadêmico e técnico, um enorme leque de modelos disponíveis, contudo reportam-se aqui dois modelos escolhidos para serem utilizados no presente trabalho. O SWMM - *Storm Water Management Model*, um modelo concentrado físico e dinâmico chuva-vazão e o GR4H - *Génie Rural à 4 paramètres Horaires*, um modelo concentrado chuva-vazão com o passo de tempo horário.

A escolha dos modelos deu-se em função da facilidade de construção do modelo e da necessidade de resposta (pico do hidrograma, volume simulado x volume observado, tempo de base do hidrograma). No caso do SWMM, o modelo exprime os níveis d'água em pontos da bacia, porém há o inconveniente de ser um modelo de uma forte base física, o que limita algumas condições, como, por exemplo, o nível de armazenamento de água no solo, o que depende da condição antecedente, sendo variável portanto, evento a evento. Já o GR4H é um modelo mais simples e fácil de utilizar, porém requer a informação das vazões observadas. O intuito, neste trabalho, é que, com diferentes modelos, se possa chegar a diferentes análises da bacia (tempo de resposta, infiltração, condições de uso do solo) Ainda, os modelos podem se complementar, na medida em que o SWMM pode ser utilizado para uma propagação hidráulica e o GR4H para a transformação chuva vazão.

2.2.3 Storm Water Management Model - SWMM

O modelo *Storm Water Management Model* (SWMM) é um modelo dinâmico chuva-vazão que pode ser usado para eventos ou de maneira contínua, simulando quantitativamente variáveis em meios urbanos. Rossman (2015) define que o componente de escoamento do SWMM atua coletando a chuva de cada sub-bacia, conduzindo através de condutos, canais,

reservatórios e outros reguladores. O modelo calcula as vazões, os níveis d'água e a qualidade d'água nos condutos e canais em cada passo de tempo durante a simulação.

O princípio de funcionamento do módulo da hidrologia do SWMM é representado pela Figura 2.9 em que o escoamento superficial é gerado por cada sub-bacia utilizando o modelo do reservatório não linear. As entradas nesse sistema são as precipitações (tanto em forma de chuva ou de neve) e as perdas são pela infiltração e pela evaporação. A equação que rege o escoamento em cada sub-bacia é derivada da lei de conservação de massa, Equação 2.10, e funciona como um reservatório não linear:

$$\frac{\partial d}{\partial t} = i - e - f - q \quad (2.10)$$

em que $\frac{\partial d}{\partial t}$ é a variação da profundidade ao longo do tempo e i , e , f e q são as taxas de chuva, evaporação, infiltração e escoamento, respectivamente. Assumindo que o escoamento ao longo da bacia seja uniforme e em um canal retangular de largura W e declividade S , obtém-se então a Equação 2.11:

$$Q = \frac{1,49}{n} S^{1/2} R_x^{2/3} A_x \quad (2.11)$$

na qual n é o coeficiente de rugosidade de Manning da bacia, R_x é o raio hidráulico da seção e A_x é área molhada da seção. Como pode ser observado, a equação 3.10 é uma adaptação da equação de Manning. Considerando o nível d'água igual a $d - d_s$ em que d_s é o nível acumulado na depressão (*depression storage*) e que a largura W é muito maior do que a profundidade, ter-se-á então que a área $A_x = W(d - d_s)$ e $R_x = d - d_s$. Substituindo na Equação 2.11, resultará na Equação 2.12:

$$Q = \frac{1,49}{n} W S^{1/2} (d - d_s)^{5/3} \quad (2.12)$$

O cálculo da vazão no modelo é realizado em três diferentes subáreas: i) na área permeável, ii) na área impermeável e iii) na área impermeável sem nenhum armazenamento nas depressões (Figura 2.10).

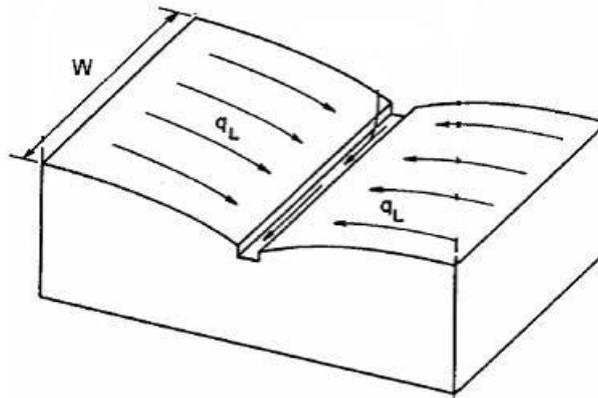


Figura 2.9 – Representação do escoamento na sub-bacia no SWMM
 Fonte: Rossman (2015)

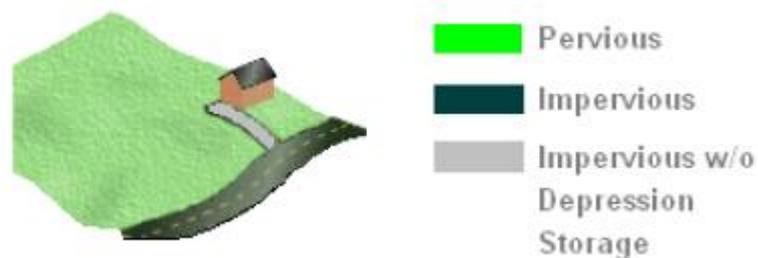


Figura 2.10 – Subáreas do SWMM.
 Fonte: Rossman (2015)

Após a definição do escoamento por cada sub-bacia há a propagação hidráulica que pode ser feita por dois métodos, ambos partem da Equação 2.13 descrita por Saint-Venant (CHOW *et al.*, 1988):

$$-\frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} - \frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial h}{\partial x} + S_0 = S_f \quad (2.13)$$

Os termos da Equação 2.13 recebem as denominações aos processos físicos aos quais representam:

- $\frac{\partial u}{\partial t}$: aceleração local;
- $u \frac{\partial u}{\partial x}$: aceleração convectiva;

- $g \frac{\partial h}{\partial x}$: gradiente de pressão;
- gS_0 : gradiente de declividade;
- gS_f : gradiente de atrito.

No SWMM, há o método da onda cinemática, no qual é considerado que a declividade da linha d'água seja igual a declividade do canal ($S_0 = S_f$) e o método da onda dinâmica, em que toda a Equação 2.13 é solucionada. Isso permite ao modelo, independentemente do método escolhido, a possibilidade de fornecer os níveis em pontos da bacia, especificamente nos exutórios de cada sub-bacia.

Dentre as várias aplicações do SWMM, destaca-se aqui a apresentada por Barco *et al.* (2008) em uma bacia localizada no sul da Califórnia, em Ballona Creek (Figura 2.11), com 217 km², 65% de área residencial e 19% de uso comercial e industrial. Na construção do modelo ainda foram inseridos 2648 condutos com uma declividade média 2,6%.

O intervalo de tempo utilizado por Barco *et al.* (2008) foi horário e dez eventos foram selecionados com o uso de um mapa de isoietas com o uso da informação GIS. Quatro parâmetros foram escolhidos para a calibração: a porcentagem da área impermeável da bacia, a largura da bacia em metros, o armazenamento em depressão da área impermeável em mm e o coeficiente de rugosidade de Manning do canal.

As conclusões dos autores foram de que o método de calibração se mostrou válido de forma global para os dez eventos utilizando diferentes pontos de início e diferentes condições de contorno. Após uma análise de sensibilidade, verificou-se que a impermeabilidade e o armazenamento em depressão foram os parâmetros mais sensíveis para o estudo de caso, afetando o volume total de escoamento e o pico das vazões. O tempo do pico da vazão foi influenciado de maneira muito diminuta pelo coeficiente de rugosidade do canal. Barco *et al.* (2008) ainda concluíram que a impermeabilidade estimada via análise georreferenciada do uso e ocupação do solo não fora suficiente para gerar o volume escoado observado, o que sugere que os dados GIS sistematicamente subestimam a impermeabilidade, pois o modelo SWMM produz mais escoamento superficial de que de fato ocorre em função do grau de impermeabilidade.

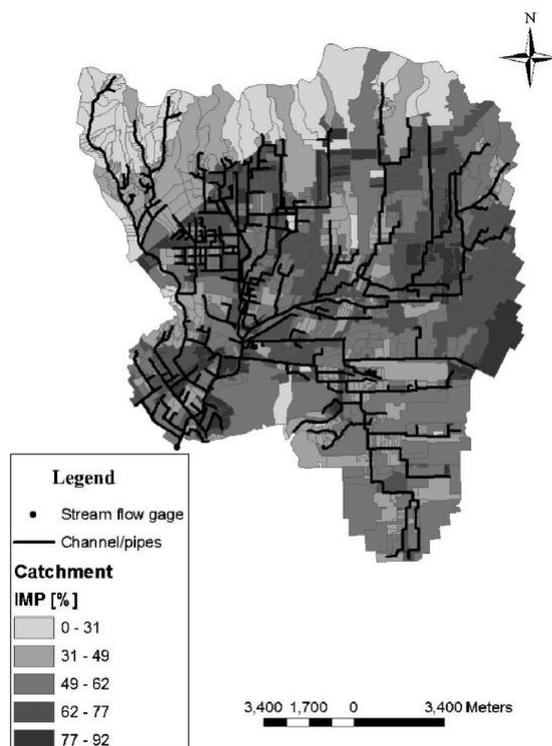


Figura 2.11 – Representação da bacia de Ballona Creek no SWMM.
Fonte: Barco *et al.* (2008)

A análise de sensibilidade definida pelos autores vai ao encontro com a produzida pelo próprio manual do SWMM (ROSSMAN, 2015) em que a Tabela 2.1 é apresentada. O parâmetro que mais influencia no modelo é a largura, uma vez que quanto maior for seu valor, um volume maior de escoamento, um tempo de pico menor e uma resposta mais rápida serão gerados.

Tabela 2.1 – Análise de sensibilidade dos parâmetros no SWMM.
 Fonte: Adaptado de Rossman (2015)

Parâmetro	Efeito típico no hidrograma	Efeito no volume	Efeito no pico do hidrograma
Área	Significante	Aumento	Aumento
Impermeabilidade	Significante	Aumento	Aumento
Largura	Influencia a forma	Diminuição	Aumento
Declividade	Influencia a forma	Diminuição	Aumento
Rugosidade	Influencia a forma	Aumento	Diminuição
Armazenamento em depressão	Influencia a forma	Diminuição	Diminuição

2.2.4 Génie Rural à 4 paramètres Horaires – GR4H

Outro modelo utilizado nessa tese é o modelo GR4H. Tal modelo, que é o acrônimo para Génie Rural à 4 paramètres Horaires (Engenharia Rural à 4 parâmetros horários) é uma adaptação do modelo proposto por Perrin et al. (2003), tratando-se de um modelo chuva-vazão concentrado conceitual. O GR4H possui quatro parâmetros: a capacidade máxima do reservatório de produção X1 (mm), o coeficiente de troca de água subterrânea X2 (mm), a capacidade máxima do reservatório de distribuição X3 (mm) e o tempo de base do hidrograma unitário UH1 X4 (horas). A estrutura do modelo é apresentada na Figura 2.12, na qual PE é a evapotranspiração potencial, P é a chuva, Q é a vazão, R e S são variáveis de estado que correspondem ao nível nos reservatórios de distribuição e produção, respectivamente.

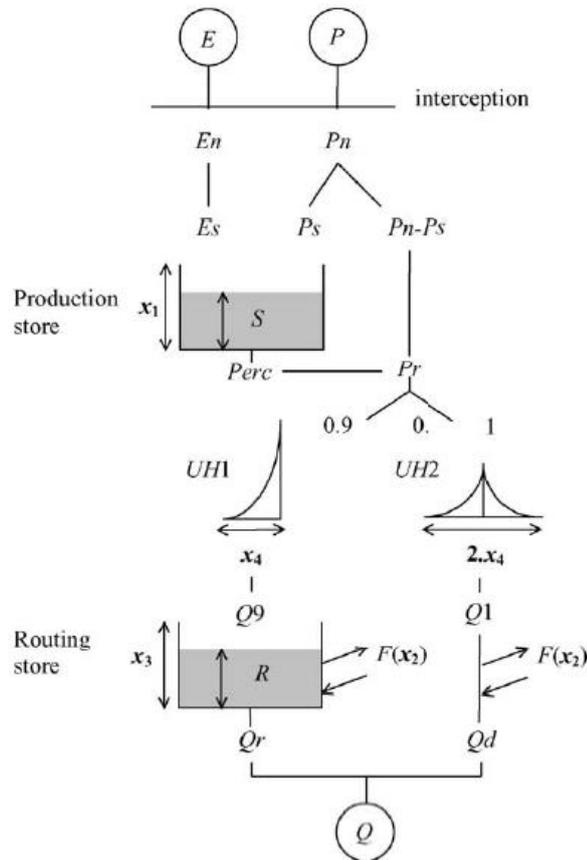


Figura 2.12 – Estrutura do modelo GR4H.
Fonte: Perrin *et al.* (2003)

A primeira operação realizada pelo modelo é a subtração de P por E objetivando determinar uma chuva “líquida” P_n e uma evaporação E_n calculadas pelas seguintes condições:

- Se $P > E$, então $P_n = P - E$ e $E_n = 0$;
- Se $P < E$, então $P_n = 0$ e $E_n = E - P$.

Em caso de P_n diferente de zero, uma fração P_s de P_n vai para o reservatório de produção e é calculada pela Equação 2.14:

$$P_s = \frac{x_1 \left(1 - \left(\frac{S}{x_1} \right)^2 \right) \tanh \left(\frac{P_n}{x_1} \right)}{1 + \frac{S}{x_1} \tanh \left(\frac{P_n}{x_1} \right)} \quad (2.14)$$

Em contrapartida, se E_s for diferente, irá para o reservatório de produção respeitando a Equação 2.15 a seguir:

$$E_s = \frac{s\left(2 - \frac{s}{x_1}\right)\tanh\left(\frac{E_n}{x_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{s}{x_1}\right)\tanh\left(\frac{E_n}{x_1}\right)} \quad (2.15)$$

Com isso, o nível no reservatório de produção é atualizado pela Equação 2.16:

$$S = S - E_s + P_s \quad (2.16)$$

Após, uma percolação ($Perc$) oriunda do reservatório de produção é calculada pela Equação 2.17:

$$Perc = S\left\{1 - \left[1 + \left(\frac{4s}{9x_1}\right)^4\right]^{-\frac{1}{4}}\right\} \quad (2.17)$$

E assim, o nível do reservatório de produção é novamente atualizado pela Equação 2.18:

$$S = S - Perc \quad (2.18)$$

Finalmente, a quantidade de água P_r que chega ao reservatório de distribuição no modelo é definida pela Equação 2.19:

$$P_r = Perc + (P_n - P_s) \quad (2.19)$$

P_r é então dividido em dois componentes de escoamento, 90% é destinado ao hidrograma unitário UH1 e 10% para o hidrograma UH2, ambos dependentes do parâmetro X_4 . Há então o cálculo da função de transferência da água no solo (perda ou ganho) envolvendo o parâmetro X_2 na Equação 2.20:

$$F = X_2\left(\frac{R}{X_3}\right)^{7/2} \quad (2.20)$$

Com o parâmetro X_3 e a variável de estado R é calculado um componente da saída Q_r que somado à Q_d , que, por sua vez, é a soma da vazão Q_1 resultante do hidrograma unitário UH1 e a função F , compõem a saída total Q , i.e., a vazão gerada pelo modelo.

Apesar de ser um modelo relativamente simples, não só o GR4H como demais modelos ditos GR (GR4J, GR2M, GR1A) possuem diversas publicações na literatura (VAN ESSE *et al.*, 2013; LE MOINE *et al.*, 2007; ANDRÉASSIAN *et al.*, 2014).

2.3 Variabilidade espacial da chuva

Um dos grandes desafios do campo da hidrologia é a caracterização espaço-temporal da chuva. Em locais nos quais não há uma rede densa pluviométrica isso se torna um obstáculo, pois mesmo dados oriundos de radares meteorológicos necessitam de pluviógrafos para calibração. A variabilidade espacial e temporal da chuva tem sido objeto de estudo de vários hidrólogos. Trata-se de um campo de pesquisa muito aberto, pois requer um esforço enorme por parte dos pesquisadores vincularem a variabilidade espaço-temporal da chuva com a modelagem hidrológica da bacia.

O papel de se conhecer bem a chuva é essencial para o contexto da hidrologia urbana, tanto para desenvolver modelos conceituais quanto hidrodinâmicos de uma bacia urbana, que devido às suas características (menor tempo de concentração, grau de impermeabilização), faz com que seja necessário conhecer a chuva em menores escalas espaciais (malhas de 5 km) e temporais (TAO *et al.*, 2009). A caracterização de eventos extremos hidrológicos é um desafio para a maioria dos hidrólogos. Chairman (1977) destaca que a maior parte dos estudos de padrões de chuva são limitados a alguns eventos específicos. O fator limitante é a disponibilidade de dados suficientemente representativos no tocante ao tempo de duração da chuva bem como as diferentes intensidades.

Zocatelli *et al.* (2010) discutiram o papel da morfologia da bacia na orientação das tormentas ao identificar estatísticas básicas denominadas momentos espaciais da bacia. Os autores analisaram cinco eventos ocorridos na Europa entre 2007 e 2010 com dados de radar em modelo hidrológico distribuído com o objetivo de identificar o quanto estas estatísticas eram efetivas para descrever o comportamento espacial da chuva e sua resposta na modelagem do escoamento superficial. A conclusão do trabalho foi de que tais estatísticas forneceram importantes informações relativas no que tange quais escalas temporal e espacial da chuva devem ser monitoradas dadas certas características da bacia e dos eventos extremos com os efeitos na agregação espaço-temporal na modelagem.

Berne *et al.* (2009) afirmam que um melhor entendimento da estrutura espacial da chuva é fundamental para identificar bacias que possuem respostas hidrológicas rápidas. Em seu estudo, os autores utilizaram de dois eventos intensos que ocorreram em 2002 na região mediterrânea (sudeste da França) com dados oriundos de radar com resolução espacial de 1 x 1 km² e temporal de 5 minutos. Dois *thresholds* foram determinados utilizando-se os quantis de precipitação pertencentes ao sistema de precipitação em geral e às células de chuva intensa. A pesquisa propôs um método baseado em variogramas indicadores associados aos limiares para quantificar automaticamente a estrutura espacial em cada passo de tempo durante os eventos intensos permitindo conhecer a variabilidade dentro do evento de chuva. Os autores também encontraram uma estrutura espacial homogênea por períodos que podem ser relacionados à dinâmica do evento. Ao aumentar a resolução espacial acumulada, aumentando por consequência o número de dados de chuva analisados, Berne *et al.* (2009) concluíram que a estrutura espacial da chuva aumentava devido à advecção de células de chuva pelo vento e tal fator foi extremamente útil para melhorar a compreensão das inundações bruscas.

Fliehm (2012) identificou em seu trabalho características hidrometeorológicas ao analisar 11 variáveis em três bacias hidrográficas localizadas no estado do Arizona no Estados Unidos da América e concluiu que a umidade e o vento em altitudes maiores foram os principais influenciadores nos eventos extremos. O autor ainda pondera que o processo dominante para as bacias estudadas foi associado a sistemas frontais e a sistemas de baixa pressão em altos níveis.

A chuva como um processo heterogêneo espacial e temporal sobre a bacia tem o seu impacto nas inundações urbanas e ainda é um problema não totalmente compreendido do ponto vista hidrológico. Nesse sentido algumas técnicas de têm sido aplicadas no intuito de se conhecer as características espaciais da chuva. Técnicas que vão desde as interpolações mais simples, como o inverso da potência das distâncias (IDW – *Inverse Distance Weighting*) até ferramentas geoestatísticas mais robustas como as bandas rotativas (TBM – *Turning Band Method*).

Wheater *et al.* (2000) atentam para o fato da precipitação ser o principal input dos modelos hidrológicos, há uma dificuldade em estimar os campos de chuva espaciais, principalmente no que concerne às chuvas de origem convectivas, mesmo em áreas com uma rede densa

pluviográfica (em torno de 10 km de distância entre os postos), devido a uma heterogeneidade espacial. Os referidos autores utilizaram uma extensa rede de pluviógrafos no Reino Unido juntamente com informações de radar para identificar as características e propriedades da estrutura temporal e espacial da chuva sob uma perspectiva estatística.

Há na literatura o fator de redução de área (ARF – *Areal Reduction Factor*), que, segundo Michele *et al.* (2001), é o fator que, quando aplicado a um ponto de chuva com uma duração e período de retorno específicos, resulta na área coberta por esta chuva associada a essas condições. O intervalo desse fator está entre 0 e 1, e, em seu estudo, Michele *et al.* (2001) utilizaram uma abordagem estatística da ARF para eventos extremos ocorridos na cidade de Milão na Itália baseada nas escalas temporais e espaciais das chuvas observadas.

Lombardo *et al.* (2006) utilizaram o ARF em dados provenientes de radar, desde de uma escala de 1 km² até uma área de 900 km². A técnica permitiu comparar os dados estimados do radar com dados de pluviômetros e melhorar a resolução espacial.

Asquith & Famiglietti (2000) aplicaram a técnica do ARF, variando de acordo com as características da tormenta, mas todas com 1 dia de duração em Dallas no Estados Unidos da América. A abordagem proposta pelos autores, de anual máximo permitiu verificar o decaimento da ARF em função do aumento do intervalo de recorrência da precipitação anual máxima. Em um contexto brasileiro, o fator de redução da área foi aplicado em uma bacia urbana localizada na cidade de Goiânia, Brasil. A proposta apresentada por Barbalho (2012) baseou-se na avaliação objetiva da razão entre as chuvas extremas calculadas sobre diversas áreas e as chuvas extremas observadas centrais à estas áreas. O autor identificou uma forte dependência do comportamento estatísticos dos dados em relação à variação da área e à duração da chuva, porém, para o tempo de retorno, o autor recomenda estudos mais elaborados. Bacchi & Ranzi (1996), por sua vez, realizaram um procedimento estocástico baseado na técnica ARF e possuindo como hipótese que a chuva intensa seguia a distribuição de *Poisson* e uma cauda hiperbólica para as probabilidades de excedência da chuva por meio de dados de radar em eventos ocorridos no norte da Itália. Os autores concluíram que há um decréscimo no fator de redução em relação ao período de retorno.

A literatura especializada apresenta também outras ferramentas de espacialização da chuva além de técnicas de obtenção da intensidade da chuva por meio de dados de radares meteorológicos e satélites. Silva (2019) estudou características de uma bacia para identificar padrões de precipitação e sistemas meteorológicos predominantes. Além disso, o autor utilizou de dados de radar como estimativas de curto prazo para sistema de monitoramento em Petrópolis no estado do Rio de Janeiro. Os resultados apresentaram uma grande aplicabilidade para a região em estudo no que concerne aos eventos extremos.

Já Lou (2004) combinou uma análise geoestatística com dados da relação de refletividade ZR, e isso permitiu determinar o comportamento espacial da precipitação. A autora concluiu que as ferramentas geoestatísticas, krigagem bayesiana e determinação dos variogramas dos eventos frontais e convectivos, apresentaram desempenho melhor do que a relação ZR.

Reforça-se a ideia de que existem outras ferramentas, satélite e radar, de obtenção de dados pluviométricos e que tais dispositivos são fundamentais na gestão de riscos de enchentes e no monitoramento hidrológico. Contudo, a tese possui o foco de trabalhar com dados de pluviógrafos especializados com técnicas geoestatísticas, uma vez que os dados oriundos de satélite e radar são de difícil obtenção para a bacia em estudo.

2.3.1 Método do inverso da potência da distância – *Inverse Distance Weighting* IDW

No campo da geoestatística existem diversos métodos de interpolação de dados a partir de alguns pontos observados. Destaca-se aqui a técnica conhecida como inverso da potência da distância (IDW – *Inverse Distance Weighting*). A interpolação é regida pela Equação 2.21 que leva em conta que $\hat{y}(S_0)$ é o valor desconhecido na localização S_0 , dados valores observados de y nas localidades S_i (LU & WONG, 2008). A variável λ é o peso de cada observação dada a sua distância (d_0) em relação ao ponto estimado e α é a potência dada no peso representada na Equação 2.22:

$$\hat{y}(S_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i y(S_i) \quad (2.21)$$

$$\lambda_i = \frac{d_{0i}^{-\alpha}}{\sum_{i=1}^n d_{0i}^{-\alpha}} \quad (2.22)$$

Este método tem uma forte aplicação na hidrologia especialmente na determinação da chuva ao determinar uma superfície de interpolação como observado na Figura 2.13. A interpolação IDW é determinística ao assumir que valores mais próximos do ponto a ser estimado têm maior influência do que outros pontos mais distantes.

Segundo Chen & Liu (2012) há uma divisão entre os métodos de interpolação que pode ser classificada em dois grupos: estatísticas geográficas e não-geográficas. No primeiro grupo podem-se citar técnicas de krigagem ao passo que o método IDW juntamente com outras técnicas como polinômio global (GS – *Global Polynomial*), análise de tendência de superfície (TSA – *Trend Surface Analysis*) são classificadas como não-geográficas.

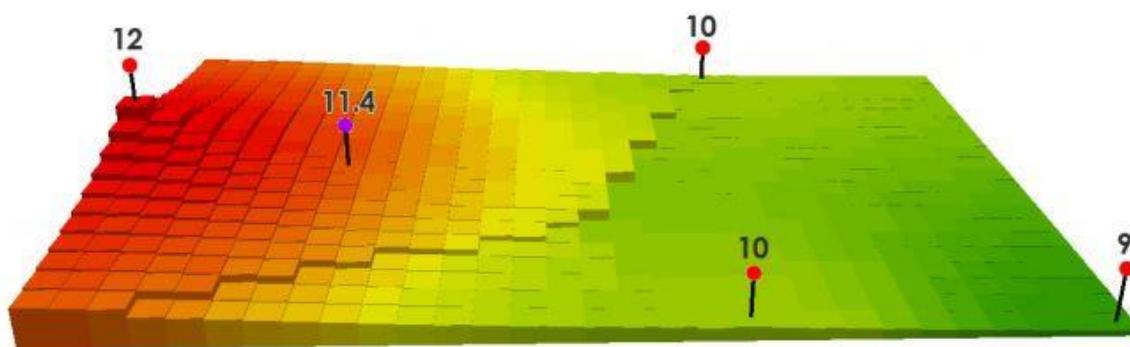


Figura 2.13 – Superfície de interpolação do IDW.
Fonte: Gisgeography (2019).

A discussão levantada por Lu & Wong (2008) é de que muitos estudos apresentaram que a relação espacial entre duas localizações não é diretamente proporcional à distância. Com isso, equações que levam em conta a potência têm sido utilizadas. Ao aplicar o IDW, a equação 2.21 é utilizada em locais que ainda não se conhece todos os atributos, transformando a potência α em um parâmetro a ser estimado.

Ly *et al.* (2013) atentam que uma menor potência no método IDW leva a um maior peso em relação ao ponto da chuva observado (pluviômetro) na estimativa de um ponto qualquer na grade. Se a potência tem uma tendência à zero, os valores interpolados aproximam-se da

média das precipitações, ao passo que para potências elevadas, os valores estimados aproximam-se do método de *Thiessen*.

Lloyd (2005) utilizou a potência de dois para determinar a precipitação média mensal na Grã-Bretanha e aprimorar uma tentativa de relacionar a precipitação com a altitude. O autor apesar de fixar a potência, sugere que para outros estudos e com auxílio de outras fontes de dados (radar, satélite) tal potência possa ser variada.

Já Chen & Liu (2012) variaram o α entre 0 e 5 ao analisar 46 estações entre 1981 e 2010 em Taiwan. O método IDW foi considerado adequado para aquele local de estudo como interpolação para a chuva. Porém, os autores destacaram outra variável influente no processo que é o raio de influência da estimativa como mostrado na Figura 2.14. Isso determina, por exemplo, quantos pluviógrafos influem na determinação do valor da chuva em ponto qualquer da grade. Em seus resultados, Chen & Liu (2012) concluíram que valores entre 10 e 30 km eram os mais apropriados para as estimativas.

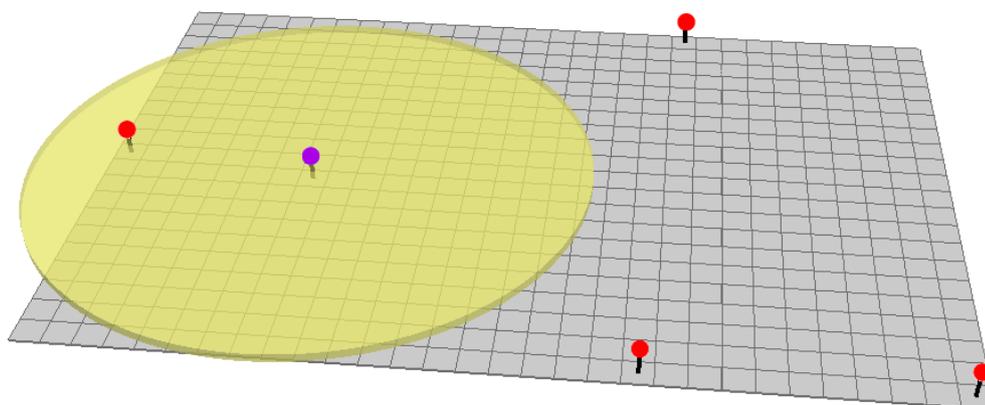


Figura 2.14 – Raio de influência na estimativa de um ponto.
Fonte: Gisgeography (2019).

Na prática apenas alguns pontos observados serão necessários para estimativa dos pontos não-amostrados. A questão é que cabe ao analista pré-determinar estes pontos. Em muitos casos, uma distância pré-determinada em torno do local da estimativa é definida. Segundo Lu & Wong (2008) a ideia geral da estatística de vizinho mais próximo é baseada na comparação da

distância média do vizinho mais próximo observado com a distância do vizinho mais próximo esperada, que é a distância média do vizinho mais próximo de um padrão de pontos aleatórios. Se a distância média mais próxima observada for maior que a esperada, então pode-se afirmar que o padrão de pontos observado é mais disperso do que um padrão aleatório.

Os autores ainda apresentam a Equação 2.23 que calcula a distância do vizinho mais próximo esperada (R_{exp}) e a Equação 2.24 apresenta o conceito de estatística da vizinha mais próxima R , que é a relação entre média das distâncias vizinhas mais próximas para todos os pontos (R_{obs}) e R_{exp} .

$$R_{exp} = \frac{1}{2\left(\frac{n}{A}\right)^{0,5}} \quad (2.23)$$

em que: n é o número de pontos da grade, e A é área de estudo.

$$R = \frac{R_{obs}}{R_{exp}} \quad (2.24)$$

De uma maneira geral, a técnica IDW, apesar de ter sua origem para fins puramente geoestatísticos, tem aplicações diversas na determinação (estimativa) de chuvas, obviamente com as devidas restrições, como a distância a ser utilizada (raio de influência), pontos (pluviômetros) a serem usados e a determinação do erro, uma vez que para pontos mais distantes há uma tendência deste erro ser maior.

2.3.2 Método das bandas rotativas – *Turning Band Method* TBM

No campo da geoestatística, há uma poderosa ferramenta que é a técnica das bandas rotativas apresentada de uma maneira geral, em Matheron (1973), ao discutir as propriedades das funções aleatórias intrínsecas (IRF – *Intrinsic Random Function*).

Em sequência, Mantoglou & Wilson (1982) utilizaram as bandas rotativas em uma simulação de Monte Carlo 2D para análise estocástica de processos hidrológicos. Segundo os autores, a simulação com bandas rotativas em multidimensões é baseada na teoria dos campos aleatórios. O conceito básico é de transformar uma simulação em várias dimensões em uma soma de simulações unidimensionais. Uma função aleatória é a generalização do conceito de

uma variável aleatória. Se $x = \{x_1, x_2, x_3, \dots, x_n\}$ representa um ponto em um espaço de dimensões n , R^n , pode-se definir a função $Z(x)$ como um conjunto $\{[x, Z(x) \mid x \in R^n]\}$. Uma função aleatória é também definida como um processo estocástico. Sendo assim, a média $m(x)$ de uma função aleatória é calculada pela Equação 2.25:

$$m(x) = E[Z(x)] \quad (2.25)$$

em que: $E[\]$ é o operador da esperança matemática. Se $E[Z^2(x)]$ é finito para qualquer x pode ser definida a covariância (Equação 2.26):

$$C(x_1, x_2) = E[\{Z(x_1) - m(x_1)\} \{Z(x_2) - m(x_2)\}] = E[Z(x_1)Z(x_2)] - m(x_1)m(x_2) \quad (2.26)$$

Mantoglou & Wilson (1982) ainda ponderam que um processo estocástico é denominado de segunda ordem se as seguintes condições forem satisfeitas:

- a média é independente da posição de cada ponto no espaço R^n , ou seja, $E[Z(x)] = m(x) = m$;
- a função de covariância depende somente do vetor de diferença $h = x_1 - x_2$, *i.e.*, $C(x_1, x_2) = C(h)$.

Em geoestatística a covariância mede a relação entre valores da mesma variável, obtidos em pontos separados por uma distância h . Ao alterar a direção, a covariância também pode se alterar provocando a anisotropia.

O outro ponto de partida da construção do método das bandas rotativas é o variograma. A ferramenta central de uma análise geoestatística é o variograma (LLOYD, 2005). Tal variável caracteriza a dependência espacial e é a variância do incremento. O variograma relaciona metade da diferença quadrática entre os valores pareados com a distância (e possivelmente a direção) pela qual eles são separados. Na prática, a diferença quadrática média é obtida para todos os pares separados por um intervalo de distâncias (por exemplo, 10-20 km) e essas diferenças quadráticas médias são plotadas contra a distância média de separação. Assim, o variograma experimental é definido com a Equação 2.27:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2}E \{[Z(x+h) - Z(x)]^2\} \quad (2.27)$$

A anisotropia em um variograma pode ser do tipo geométrica em que há um único patamar e duas amplitudes diferentes, zonal em que há dois patamares diferentes mas sob o mesmo alcance e por fim a anisotropia mista na qual tanto o patamar quanto a amplitude variam conforme a direção. A Figura 2.16 apresenta a diferença gráfica entre os 3 tipos de anisotropia.

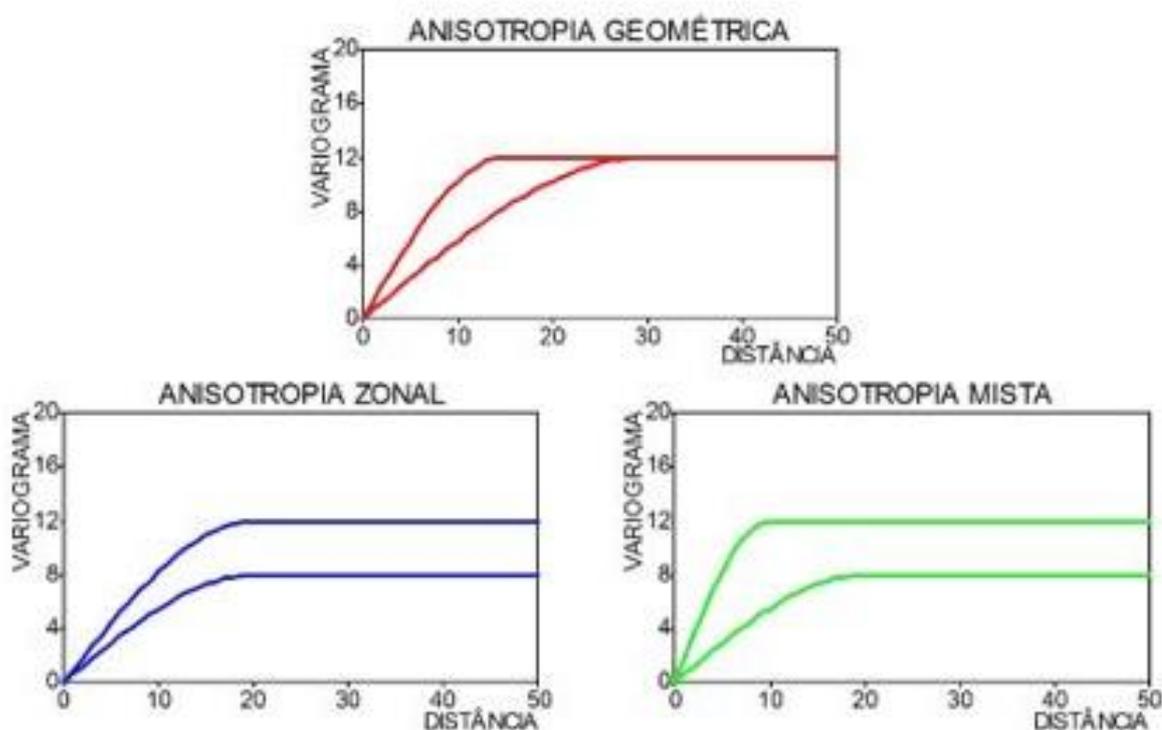


Figura 2.15 – Tipos de anisotropia em um variograma.
 Fonte: Yamamoto & Landim (2013)

Yamamoto & Landim (2013) atestam que embora existam vários modelos de variogramas teóricos com patamar, apenas alguns são considerados como os mais comuns para explicar a variabilidade da maioria dos fenômenos espaciais. A Figura 2.16 demonstra a diferenciados modelos teóricos (esférico, exponencial e gaussiano), enquanto as equações 2.28 e 2.29

representam o modelo esférico, a Equação 2.30 o modelo exponencial e a Equação 2.31 o modelo Gaussiano.

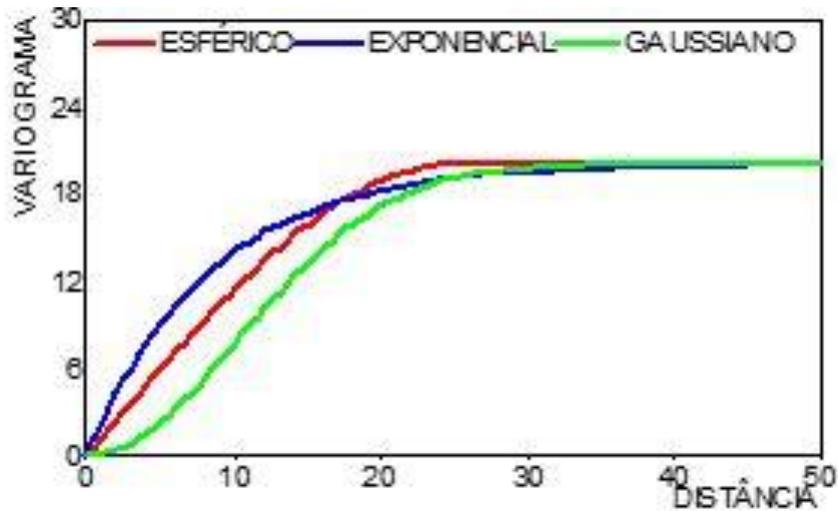


Figura 2.16 – Modelos de variogramas.
Fonte: Yamamoto & Landim (2013)

$$\gamma(h) = C_0 + C \left[\frac{1,5h}{a} - 0,5 \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right] \text{ para } h < a \quad (2.28)$$

$$\gamma(h) = C_0 + C \text{ para } h \geq a \quad (2.29)$$

Em que C é a variância espacial e C_0 é denominado o efeito pepita causado pela variância aleatória próxima à origem.

$$\gamma(h) = C_0 + C \left[1 - \exp\left(-\frac{h}{a}\right) \right] \quad (2.30)$$

$$\gamma(h) = C_0 + C \left[1 - \exp\left(-\frac{h}{a}\right)^2 \right] \quad (2.31)$$

A partir dos conceitos de variograma e de função aleatória, o método das bandas rotativas foi desenvolvido. Lepioufle *et al.* (2012) estudaram estruturas de campos de chuva em diferentes durações ao utilizarem uma abordagem geostatística assumindo a existência de um fator elementar tempo-espaco estacionário no processo de formação da chuva e que a chuva acumulada é a regularização deste processo ao longo do tempo. Os autores ainda

incorporaram em suas análises a anisotropia entre as variabilidades do tempo e espaço conhecida como velocidade de *Taylor* além de uma advecção constante nos campos de chuva.

Isso permitiu verificar observações empíricas feitas em estudos de variogramas anteriores, como o acréscimo do intervalo espacial e patamares decrescentes com o aumento dos tempos de acumulação. Lepioufle *et al.* (2012) concluíram que há uma influência da aglutinação da chuva e da advecção na forma do variograma além de discutirem sobre as propriedades eulerianas e lagrangeanas da variabilidade da precipitação.

Tais observações permitiram a construção do gerador estocástico de campos de chuva conhecido como TBM-SAMPO (*Simulation of Advected Mesoscale Precipitations and their Occurrence*) apresentado por Leblois & Creutin (2013). O gerador produz uma série de campos de chuvas baseado nas bandas rotativas, retroprojeções ortogonais em um espaço multidimensional com um número de processos em uma dimensão gerados ao longo de linhas orientadas aleatórias (ver Figura 2.17).

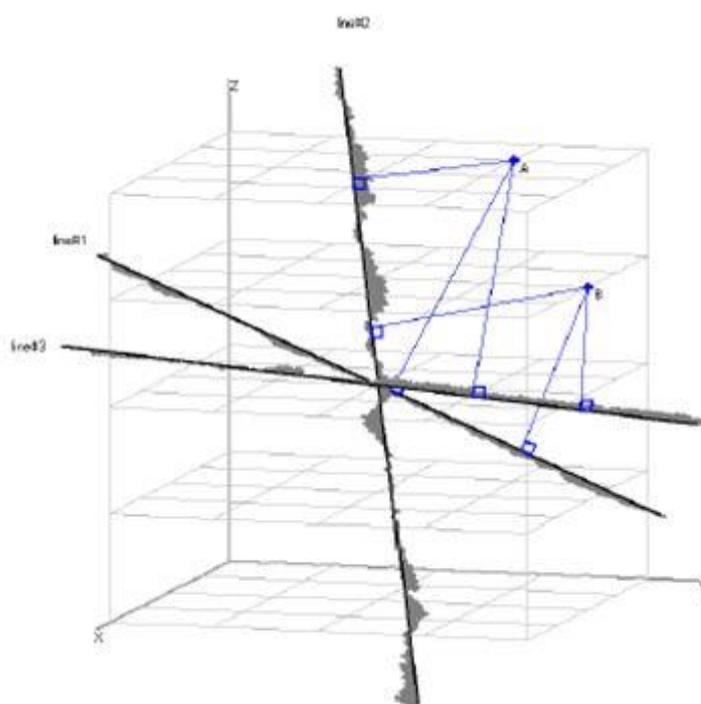


Figura 2.17 – Retroprojeções ortogonais em um espaço multidimensional.
Fonte: Adaptado de Leblois & Creutin (2013)

O gerador SAMPO tem como premissa atender a três requisitos: i) a distribuição de pontos atípicos e a estrutura espaço-temporal da chuva; ii) a probabilidade média e a estrutura espaço-temporal da intermitência; iii) um campo de advecção pré-determinado.

Para atender as três premissas, o gerador baseia-se no variogramas espacial e temporal da chuva e da intermitência além da direção e da velocidade da advecção. Portanto, o modelo necessita dos seguintes parâmetros para gerar os campos de chuva:

- a) Parâmetro espacial do variograma da chuva;
- b) Parâmetro temporal do variograma da chuva;
- c) Parâmetro espacial do variograma da intermitência;
- d) Parâmetro temporal do variograma da intermitência;
- e) Média da chuva;
- f) Desvio-padrão da chuva;
- g) Porcentagem de zeros na chuva durante a janela temporal observada;
- h) Velocidade de advecção;
- i) Direção do vento.

Para tratar a intermitência, o gerador SAMPO propõe a seguinte Equação 2.32:

$$R_I(x_E, t) = \varphi \left(Y_R(x_L, t, U_R) \right) Y_I(x_L, t, U_I)_{\geq \lambda} \quad (2.32)$$

Onde Y_R e Y_I são duas funções gaussianas independentes usadas para representar a chuva e a intermitência com U_R e U_I apresentando suas respectivas dinâmicas; φ representa a anamorfose para atender a distribuição assimétrica; λ caracteriza a fração da intermitência e a advecção é representada pela combinação das coordenadas lagrangeanas x_L (que acompanha as partículas) e eulerianas x_E .

Na Figura 2.18, é possível observar as trajetórias em 3D da advecção em que o eixo do tempo é o vertical e orientado para cima e o eixo horizontal é desenhado em perspectiva. O campo corresponde à advecção está representado em vermelho. No esquema (a) é o espaço como entendido por um observador euleriano parado em um ponto fixo x_E . A grade do observador é representada em um tempo de referência. Os pontos simulados em momentos antes e depois

do tempo de referência estão respectivamente abaixo e acima da grade. Os esquemas (b) e (c) mostram, respectivamente, um fluxo linear da esquerda para a direita e um fluxo de vórtice no sentido horário. A trajetória descreve as posições $x_L(t)$ nas quais estão localizados os observadores lagrangeanos que se encontrarão no momento em que um observador Euleriano estiver em x_E .

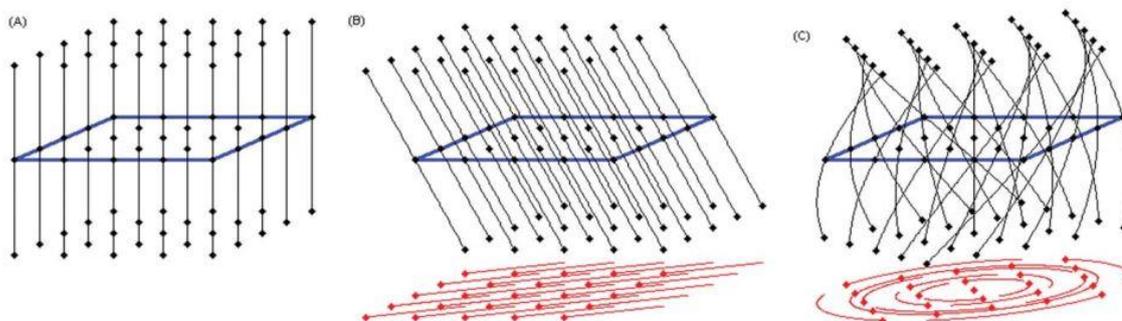


Figura 2.18 – Trajetórias da advecção eulerianas e lagrangeanas.
Fonte: Leblois & Creutin (2013)

Em suma, o modelo TBM-SAMPO gera n simulações para um intervalo de tempo dt em uma grade de 2 dimensões (dx e dy) a partir de características de alguma chuva observada ou de m eventos analisados. Para cada intervalo de tempo, um campo de chuva é gerado levando em conta a advecção e os demais parâmetros de entrada. O modelo ainda permite as simulações livres ou condicionadas. No segundo caso, o campo de chuva é gerado respeitando o valor da precipitação para aquela célula específica, por exemplo, um pluviógrafo.

Como aplicação do modelo, sugere-se aqui a leitura do trabalho apresentado por Caseri (2017) no qual foi desenvolvido um método de previsão ao gerar um conjunto de cenários com o modelo TBM-SAMPO com a alternativa aos dados de radar para a ocorrência de 17 eventos extremos no sudeste da França. A conclusão foi de que o gerador foi capaz de apresentar cenários de chuva confiáveis além de propor uma quantificação de incertezas sobre a chuva observada.

Muniz (1991) utilizou do método das bandas rotativas ao desenvolver um modelo multidimensional não estacionário para a simulação de chuvas a partir dos registros, a partir de deslocamento de frentes na bacia do rio Paraíba do Sul, localizada no sudeste do Brasil.

2.4 Gestão de risco e sistemas de alerta

Em decorrência dos eventos extremos observados principalmente em bacias urbanas, a gestão do risco de inundações tem sido um tema cada vez mais relevante e estudado em pesquisas. A ocorrência de uma inundação dá-se quando a bacia hidrográfica em questão é alimentada por uma vazão que exceda a capacidade normal de transporte ao longo daquela rede, transbordando as margens naturais (PORTELA, 2006).

No tocante às variáveis hidrológicas envolvidas na previsão, as descargas são o foco de análise, uma vez que essa informação indica o nível (cota) atingido durante os eventos extremos. Com isso, Sene (2008) aponta alguns fatores importantes na previsão de vazões:

- a) a disponibilidade de dados em tempo real para auxiliar na operação do modelo;
- b) o sistema de previsão no qual o modelo será operado;
- c) o desempenho necessário do modelo;
- d) o tempo, os recursos e as especializações disponíveis para a implementação do modelo.

Em se tratando de bacias mais urbanizadas, torna-se necessário conceituar o termo inundações bruscas (*flash floods*). Grunfest & Handmer (1999) afirmam que a definição precisa de *flash floods* é discutível, mas que as principais observações refletem as seguintes ideias: inundações ocorrem repentinamente com um curto tempo de antecedência (*lead time*), isto é, há um elemento surpresa e o tempo disponível para comunicação é muito limitado. Além disso, as enxurradas ocorrem muitas vezes em locais em que não se espera, acarretando problemas de alerta.

Contudo, ressalta-se que uma região urbana pode estar na planície de inundação de um grande rio e estar sujeita a inundações fluviais, lentas. A bacia urbana (pequena bacia com a maior parte de seu território urbanizado) pode estar mais sujeita a *flash floods*. Porém, ainda nesse caso, são fatores agravantes os terrenos de declividade média a alta, os vales estreitos e a canalização de cursos d'água.

Em situações de inundações bruscas, o tempo de antecedência é um dos fatores-chave do sistema de previsão e alerta, podendo ditar o restante do modelo (SENE, 2008). Exemplificando, para um modelo de previsão de vazão em um rio, se o tempo de resposta da bacia é menor do que o *lead time* necessário, a previsão de chuva passa a ser uma entrada do modelo. No que concerne aos alertas, Grunfest & Handmer (1999) ponderam que tais ferramentas transformam a previsão em ações efetivas, de modo com que o propósito dos alertas seja aumentar o nível de confiabilidade e diminuir os danos. Os alertas têm o papel de habilitar os indivíduos e as comunidades para responderem de maneira adequada a uma ameaça natural objetivando reduzir o risco de mortes, ferimentos, perdas de propriedades e danos.

A agência de gerenciamento de emergências australiana (*Emergency Management Australia*) (EMA, 1999) define que um sistema completo de alerta de enchentes contempla a previsão das cheias, a avaliação da probabilidade dos efeitos dessa cheia, a disseminação da informação de alerta, a resposta das agências e do público da comunidade em risco, apresentando revisões e melhorias. Estes componentes devem operar concomitantemente para que o sistema de alerta atue de forma eficaz. Sob esse aspecto, Sene (2008) destaca algumas ponderações a serem feitas sobre os sistemas de alerta:

- Emitir alerta, caso o valor observado seja excedido **ou** o valor da previsão exceda um valor de referência: a vantagem está ligada ao potencial de incremento no tempo de resposta, porém aumenta a possibilidade de falsos alarmes caso o modelo superestime os níveis (cotas);
- Emitir alerta se ambos (observado e previsto) valores forem excedidos: auxilia a tomada de decisão quanto ao risco do modelo gerar um resultado errôneo, mas provavelmente acarreta um tempo de resposta menor nos alertas e pode resultar em alertas perdidos caso o modelo de previsão subestime os níveis;
- Considerar emitir alertas caso o valor do modelo da previsão seja excedido: essa abordagem baseia-se nos “*outputs*” do modelo de previsão. Uma possibilidade seria introduzir no modelo, limites superiores e inferiores, ou mesmo uma contingência para as incertezas, na qual um intervalo de níveis poderia ser uma

entrada para a tomada de decisão, mas uma vez que o limite superior fosse atingido o alerta seria acionado;

- Gerar alertas a menores áreas ou pequenos grupos em tempo real da mancha de inundação: requer um modelo de previsão em tempo real e ainda é uma nova área.

Conforme mencionado anteriormente, as variáveis hidrológicas são compostas por incertezas, uma vez que se originam de processos de medição (hidrometria) que são passíveis de erros. Ramos *et al.* (2010) atentam para o fato de que é uma concordância na comunidade científica que comunicar incertezas hidrometeorológicas aos gestores, defesa civil e demais agências é um processo complicado e ainda distante de ser resolvido. Os referidos autores ainda recomendam diferentes maneiras de se estabelecer a comunicação entre os operadores (previsionistas, meteorologistas, hidrólogos) e gestores no intuito de se reduzir as incertezas, a saber:

- Previsão em tempo real: trabalha-se com diferentes fontes de informação e dados que necessitam ser processados em um curto intervalo de tempo de situações críticas (dados para controle de qualidade, conexões entre os modelos e variáveis para análise, mesclar diferentes previsões de diferentes modelos a fim de elaborar uma nuvem de probabilidade de previsões);
- Avaliação baseada em experiência de especialista: como interpretar saídas (resultados) dos modelos, especialmente quando se combina condições extremas com eventos de rara probabilidade de ocorrência;
- Compilação dos efeitos em previsões com incertezas: a forma como os especialistas utilizam sua experiência e conhecimento para interpretar e comunicar as previsões, conscientes das incertezas envolvidas no processo, selecionando um texto adequado e alertando sobre as consequências da subestimação do risco hidrológico de eventos extremos e *outliers* por parte dos operadores.

3 DESCRIÇÃO DA BACIA EM ESTUDO E DOS EVENTOS CRÍTICOS

O estudo de caso do presente trabalho é a bacia do Ribeirão Arrudas, sub-bacia do rio das Velhas, localizada em Minas Gerais (Figura 3.1) e que cobre boa parte da capital Belo Horizonte (Figura 3.2), além de parte dos municípios de Contagem e Sabará. Trata-se de uma bacia de área igual a 207 km² extremamente urbanizada com uma taxa de ocupação alta, um total de 1,5 milhões de habitantes aproximadamente (PBH, 2011), além de ser extremamente íngreme, como pode ser observado na Figura 3.3, com elevações variando entre 660 e 1500 metros. A bacia do Arrudas possui um canal principal que leva o mesmo nome, projetado nos anos 1920 com uma capacidade de transportar 1000 m³/s durante os picos de chuva. Em eventos extremos, tais picos podem ser atingidos em apenas uma hora após o início da chuva, caracterizando uma bacia com uma resposta muito rápida.

As estações utilizadas, nesta tese, foram aquelas monitoradas pela Prefeitura Municipal de Belo Horizonte (PBH) por meio da Superintendência de Desenvolvimento da Capital (Sudecap) com 17 estações pluviográficas com medições a cada 10 minutos disponíveis e 4 estações medidoras de nível e pluviográficas (seriam 5 estações a contar com a estação 35, porém tal estação foi descartada como medidora de nível pela escassez de dados). Essas últimas 4 estações foram utilizadas para subdividir a bacia, referenciadas pelo número da estação resultando nas seguintes referências: sub-bacia 24, sub-bacia 30, sub-bacia 32 e sub-bacia 33. Além disso, há uma estação climatológica do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) localizada fora da bacia também utilizada neste estudo.

Com relação ao uso e ocupação do solo, a bacia é em grande parte urbanizada. Nesse quesito classifica-se a bacia em cinco categorias: pastagem (*grassland*), vegetação arbórea (*arboreous vegetation*), solo exposto (*bare soil*), corpos d'água (*water bodies*) e área impermeável (*built area*) mostrado na Figura 3.4, obtida por amostragem em ambiente GIS por combinação de imagens realizadas por satélites (*RapidEye*) com uma malha de 5 x 5 metros. O procedimento realizado para determinar o uso do solo foi baseado em Filho *et al.* (2016) com a classificação automática supervisionada, uma técnica que redivide estatisticamente a imagem em classes baseadas nas áreas de treinamento fornecidas ao sistema pelo usuário.

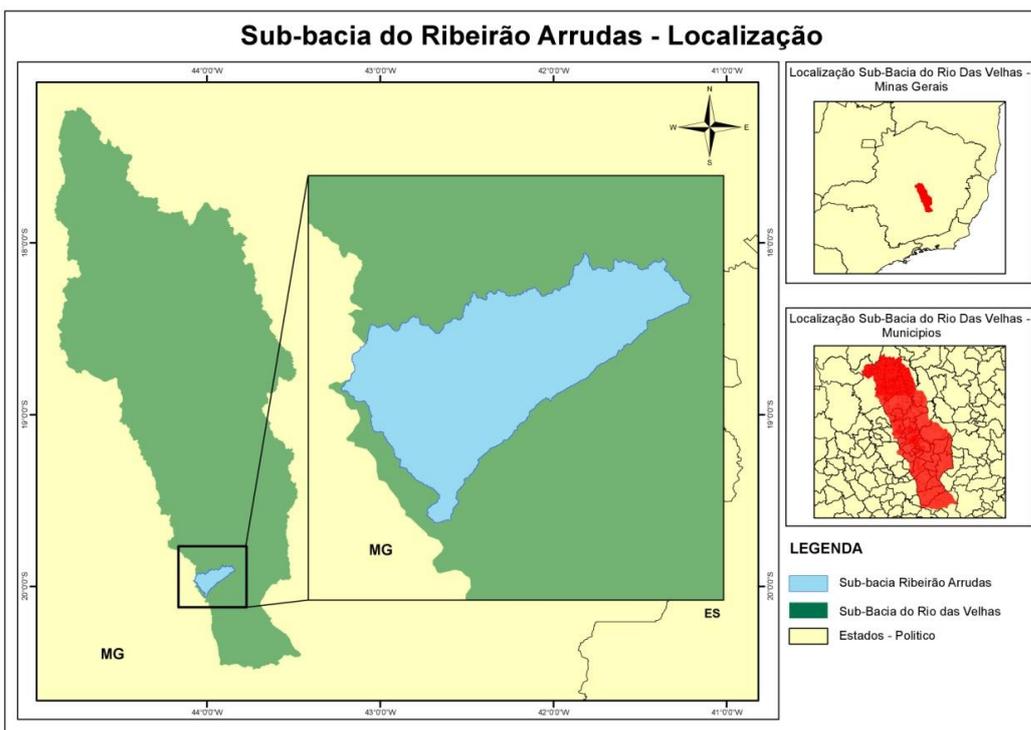


Figura 3.1 – Localização da sub-bacia do Ribeirão Arrudas com a bacia do rio das Velhas em vermelho a direita

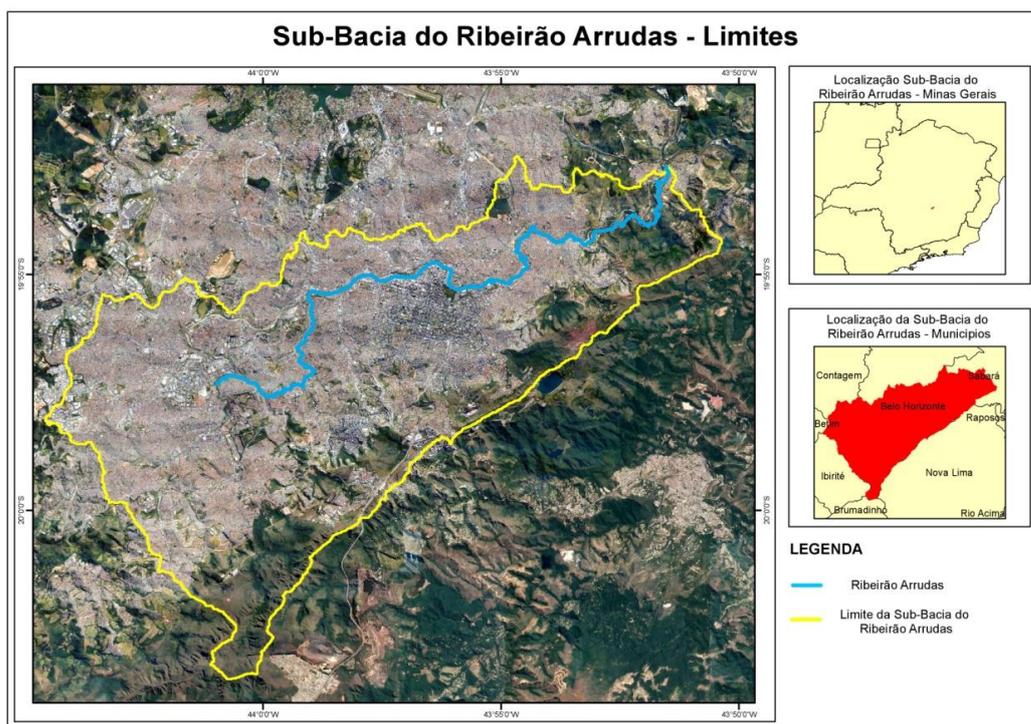


Figura 3.2 – Limites da bacia do Ribeirão Arrudas

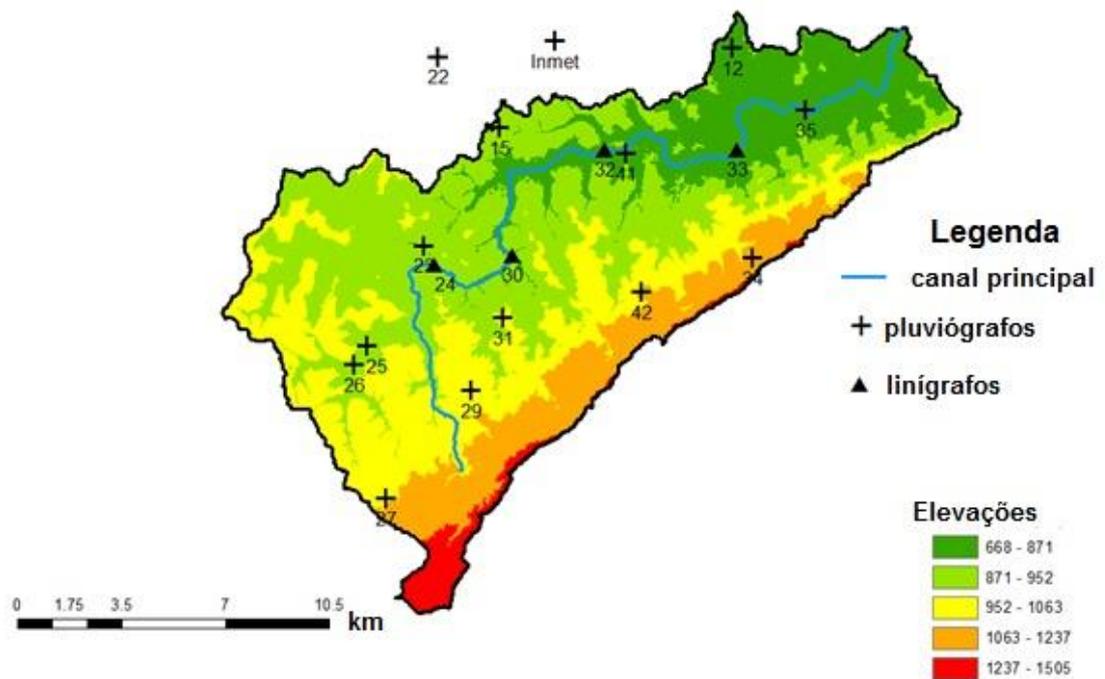


Figura 3.3 – Elevações da bacia do Arrudas e estações utilizadas da Prefeitura Municipal de Belo Horizonte

O ribeirão Arrudas tem uma extensão de 45 km nos quais a maior parte, canalizada, está situada no município de Belo Horizonte. Somente na nascente, localizada no Parque das águas no bairro do Barreiro na capital, é que o ribeirão Arrudas possui seção natural. É notório que com a forte urbanização a qualidade da água é deteriorada em alguns pontos no ribeirão, principalmente na foz na qual possui uma estação de tratamento de água.

Com o objetivo de estudar o comportamento da bacia diante de chuvas extremas, quatro eventos foram selecionados, de A até D, em função do critério adotado pela Sudecap que emite alerta vermelho se o nível atinge 100% da seção do canal, laranja quando é atingido 80% e amarelo a 50%. A Tabela 3.1 apresenta os eventos e quais tipos alerta foram produzidos nas estações linimétricas estudadas.

Todos os eventos foram fixados em 3 dias, 1 dia antecedendo o pico e 1 dia após o pico da chuva observada com o intuito de haver tempo suficiente para conhecer as condições antecedentes do evento. É de se destacar que o evento D não produziu nenhum tipo de alerta nas estações, porém relatos da Prefeitura Municipal de Belo Horizonte indicam que houve emissão de alertas em estações localizadas nos cursos d'água tributários ao Arrudas.

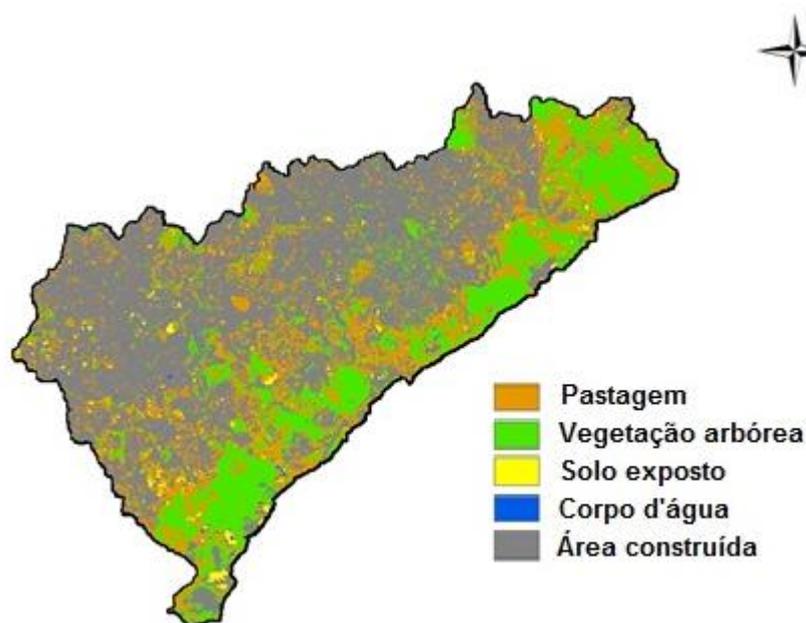


Figura 3.4 – Uso do solo na bacia do Arrudas com a classificação automática supervisionada

Tabela 3.1 – Datas dos eventos com as cores dos alertas

Estação	A - 15/11/2012	B - 03/12/2012	C - 12/12/2012	D - 07/01/2013
24	Vermelho	Amarelo	Amarelo	Sem Alerta
30	Amarelo	Amarelo	Amarelo	Sem Alerta
32	Amarelo	Amarelo	Amarelo	Sem Alerta
33	Amarelo	Sem Alerta	Sem Alerta	Sem Alerta

A Figura 3.5 mostra as chuvas acumuladas durante os eventos por estação separados por polígonos de Thiessen. Como discutido anteriormente, o evento D não produziu qualquer alerta, porém é visível que em alguns pontos da bacia a chuva acumulada atingiu valores consideráveis (acima de 100 mm) e que isso de fato influenciou na resposta da bacia.

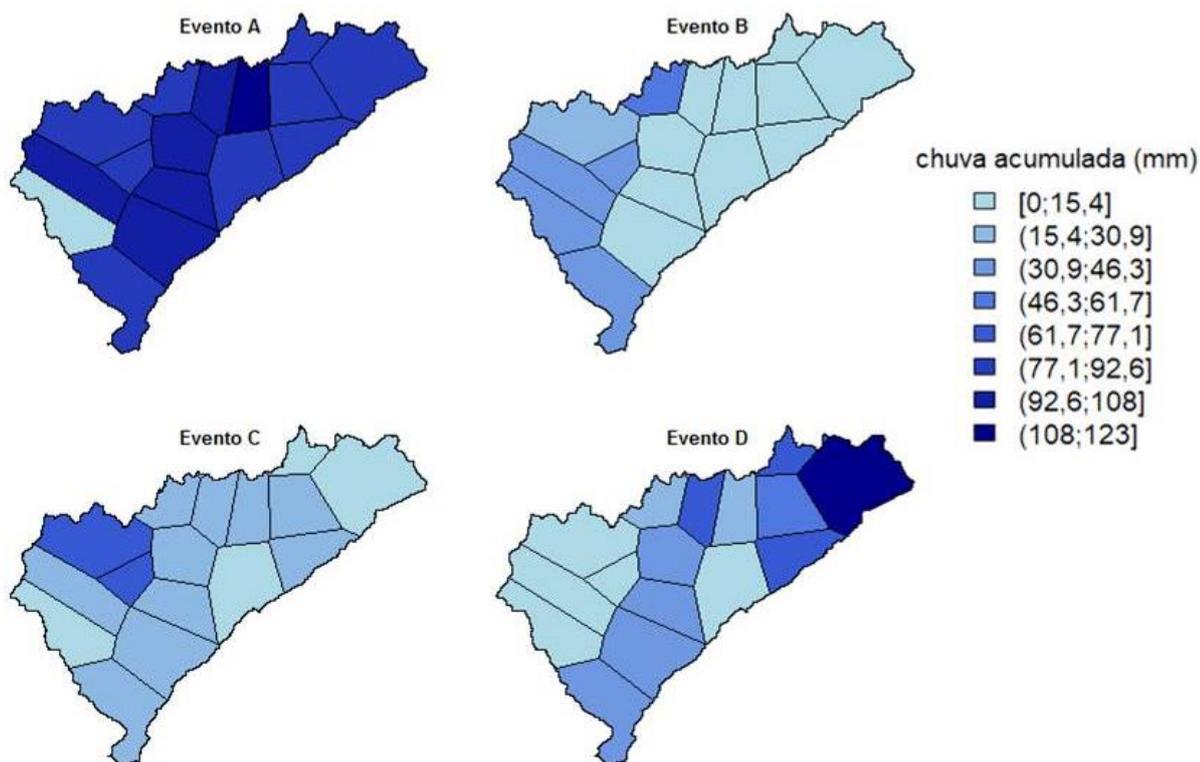


Figura 3.5 – Chuvas acumuladas nos eventos críticos distribuídas na bacia pelos polígonos de Thiessen

4 SIMULAÇÃO HIDRODINÂMICA NO MODELO SWMM

4.1 Introdução

Neste capítulo serão apresentadas as etapas da modelagem hidrodinâmica realizada por meio do modelo SWMM. Em um primeiro momento a ideia era de que a utilização do SWMM facilitaria a calibração, por ser em função dos níveis e não das vazões uma vez que não havia dados de vazão tampouco uma curva chave devidamente levantada no local de estudo. Além disso, o SWMM exige parâmetros físicos, o que permitiria conhecer as características físicas da bacia.

Conforme discutido na seção 2.2.3, várias aplicações em meio urbano do SWMM exigiam o conhecimento de condições anteriores da bacia além de alguns parâmetros físicos pré-estabelecidos (*Curve Number*, coeficiente de rugosidade da bacia, armazenamento em depressão). Com isso, alguns parâmetros foram pré-estabelecidos conforme será demonstrado nas próximas seções.

Há uma grande discussão do ponto de vista da modelagem hidrodinâmica sobre a resolução temporal e espacial da chuva como *input*. Ochoa-Rodriguez *et al.* (2015) identificaram, em seu trabalho que em geral a resolução temporal afeta a modelagem mais incisivamente do que a resolução espacial ao analisarem nove eventos em 7 bacias urbanas localizadas no noroeste europeu. Além disso, os autores apontaram que o impacto da resolução na resposta do modelo reduz à medida que a área da bacia aumenta.

A questão central é que, embora haja técnicas apuradas para melhorar a qualidade tanto espacial quanto temporal da chuva, muitas vezes, perde-se tal informação ao agregar a chuva como entrada dos modelos semi-distribuídos, como é o caso do SWMM. Portanto, o modelo foi construído de uma maneira mais simples, com a utilização de polígonos de Thiessen representando cada sub-bacia e o intervalo de tempo de uma hora.

4.2 Construção do modelo SWMM

O primeiro passo da construção do modelo foi a definição das informações GIS da bacia (declividade média, área, uso e ocupação do solo). Após, inseriu-se o canal principal no

modelo *River System Analysis* produzido pela *Hydrologic Engineering Center* (HEC-RAS) com o auxílio do atlas de drenagem fornecido pela Sudecap e do módulo HEC-GeoRAS que permite inserir as seções do curso d'água georreferenciadas, fazendo com que, além da informação da seção, seja inserido, também, o perfil nas margens do canal e informar corretamente onde há obstruções ou passagens ao longo do canal. Sendo assim, a Figura 4.1 apresenta a inserção da calha principal no HEC-RAS georreferenciada, enquanto a Figura 4.2 ilustra o modelo no SWMM exportado do HEC-GeoRAS, com 202 seções ao longo do curso principal e com a bacia subdividida pelas estações linimétricas (de montante a jusante – 24, 30, 32 e 33).

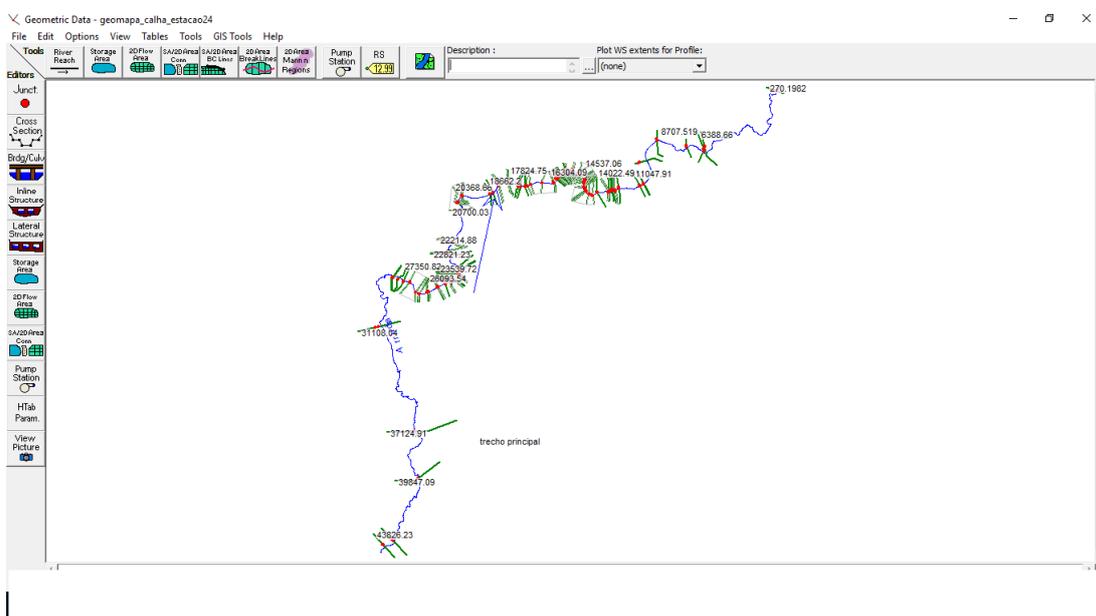


Figura 4.1 – Trecho principal do Arrudas no HEC RAS

Nessa estrutura, é proposta uma calibração utilizando a técnica DDS, mencionada na seção 2.2.2, com a chuva concentrada, i.e., utilizando a estação do exutório de cada sub-bacia (ex. na sub-bacia 24 é a estação 24 que é utilizada tanto para as chuvas observadas quanto para os níveis). No tocante aos parâmetros, com base em uma análise de sensibilidade, foram escolhidos os seguintes para serem analisados: a largura da bacia W , a porcentagem de área impermeável, a declividade da bacia em percentual, a parte da área impermeável que não armazena em depressão (que no modelo é chamada pct zero), e, por último, o modelo de

infiltração escolhido foi o método do SCS (*Soil Conservation Service*). Portanto, calibrar-se, também, o valor do CN (*Curve Number*).

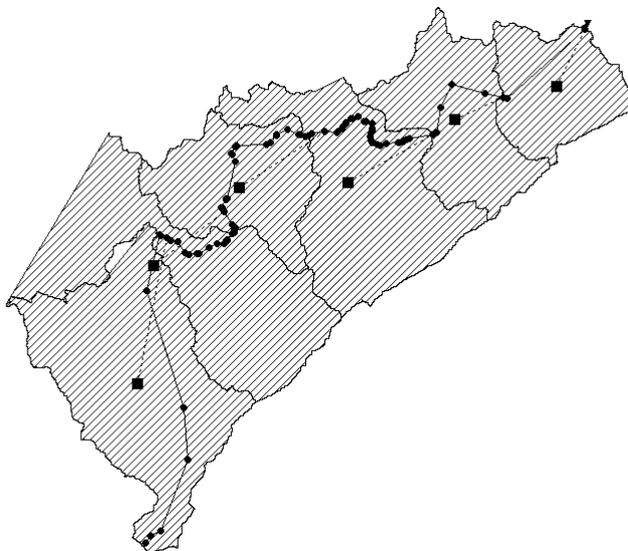


Figura 4.2 – Configuração da bacia no SWMM

Nessa etapa, todos os quatro eventos serão calibrados com todas as estações disponíveis espacializadas por polígonos de Thiessen. Posteriormente à calibração, apresenta-se a etapa de validação. Três outros eventos, ver – Tabela 4.1, com a chuva acumulada espacializadas por polígonos de Thiessen e com o nível máximo observado na seção do exutório de cada sub-bacia, foram selecionados com o mesmo critério de 72 horas de duração da janela do evento.

Os eventos descritos não geraram alertas, mas registraram um grande volume de chuva aportado à bacia. Esse fato pode ser comprovado ao comparar o nível máximo observado em cada seção com os respectivos valores de altura do canal. Pretende-se validar os eventos utilizando os valores médios dos parâmetros obtidos dos quatro eventos na calibração e calcular o critério KGE para cada evento, bem como o RMSE e o MAE, todos em função do nível observado.

Tabela 4.1 – Eventos selecionados para validação

Estações	Altura do canal nas seções (m)	Evento E		Evento F		Evento G	
		09/04/2013		02/10/2013		17/11/2013	
		Chuva acumulada (mm) - Thiessen	Nível Máximo observado (m)	Chuva acumulada (mm) - Thiessen	Nível Máximo observado (m)	Chuva acumulada (mm) - Thiessen	Nível Máximo observado (m)
24	5,80	42,45	1,29	11,37	1,28	15,26	1,56
30	5,65	24,94	1,30	14,66	1,48	12,05	1,13
32	8,35	55,81	2,56	15,17	2,12	10,9	1,58
33	8,4	44,28	2,49	11,81	2,19	3,86	1,73

4.3 Análise de sensibilidade dos parâmetros

Uma etapa importante de uma modelagem definitivamente é a análise de sensibilidade dos parâmetros do modelo que definirá quais parâmetros influenciam mais na resposta. Neste estudo, os parâmetros do SWMM foram avaliados, não só aqueles que foram calibrados como os demais que foram fixados como armazenamento em depressão e o coeficiente de rugosidade da bacia tanto para a área impermeável quanto para a área permeável. Após a verificação da sensibilidade dos parâmetros, foram fixados aqueles com menor influência, e, além disso, adicionou-se como parâmetro a ser calibrado o coeficiente de rugosidade de Manning para o canal em estudo de trecho a trecho (entre postos de níveis) e para cada evento.

O evento A foi selecionado para realizar a análise de sensibilidade por ser o evento mais intenso. A técnica utilizada foi baseada na variação apenas do parâmetro em análise dentro de um intervalo de possíveis valores e fixando-se os demais. Em sequência calculou-se o *Nash-Sutcliffe* e o erro do pico em percentual, dado que o objetivo é avaliar não só a eficiência do modelo quanto a sua capacidade de simular os níveis mais altos.

Em um primeiro momento, foi avaliada a influência do armazenamento em depressão com limites de até 10 mm para a área permeável (Figura 4.3) e impermeável (Figura 4.4). Nota-se que tal parâmetro não varia em relação à eficiência do modelo quanto à robustez na simulação do pico. Portanto, é um parâmetro a ser fixado em uma futura simulação. Mesmo que as sub-bacias difiram entre elas, o fato de ser mais ou menos urbanizada, em nada alterou o parâmetro nessa análise.

Em se tratando de armazenamento de depressão, há outro parâmetro no SWMM anteriormente citado, que é a porcentagem da área impermeável que não armazena água em depressão (*pct zero*). Tal parâmetro não influenciou muito na resposta da eficiência, apenas para os valores baixos (menores que 50%) como pode ser observado na Figura 4.5. Contudo, como esse parâmetro é de difícil estimação e não há valores recomendáveis em literatura, para a etapa seguinte continuou sendo um parâmetro calibrável, ainda que entre valores de 85 a 100% nos quais foram observados constância e maior NSE e menor erro no pico.

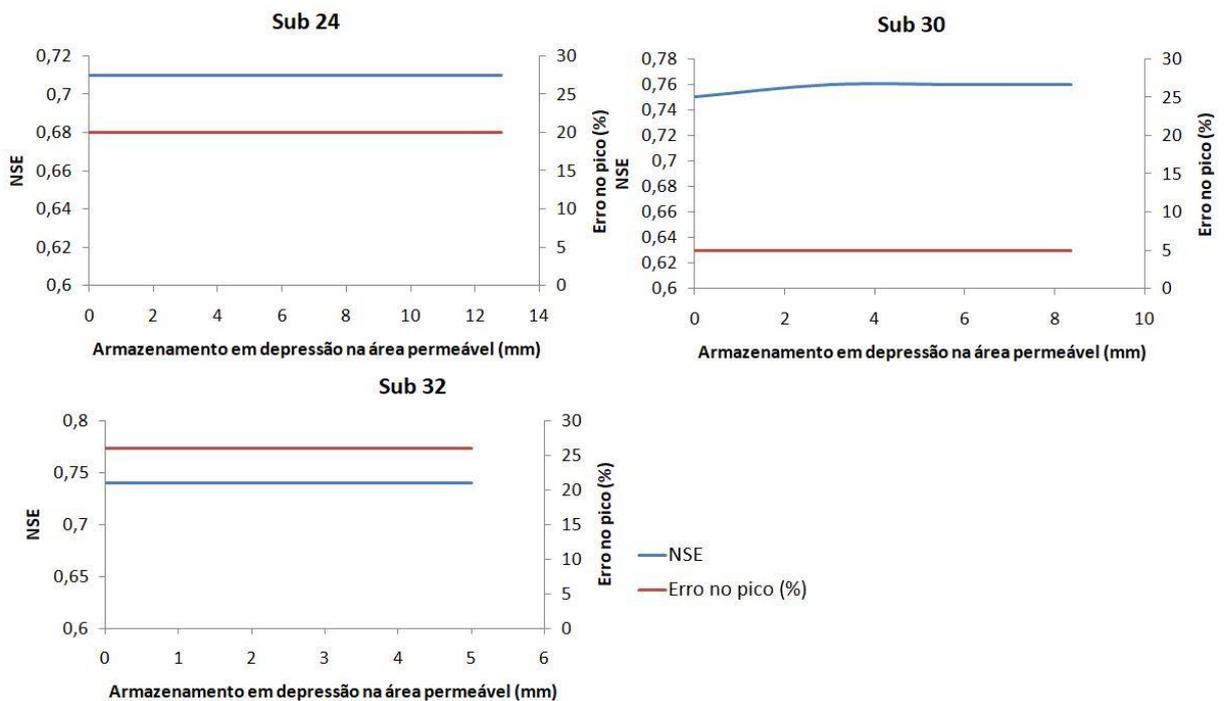


Figura 4.3 – Análise de sensibilidade do armazenamento em depressão na área permeável da bacia

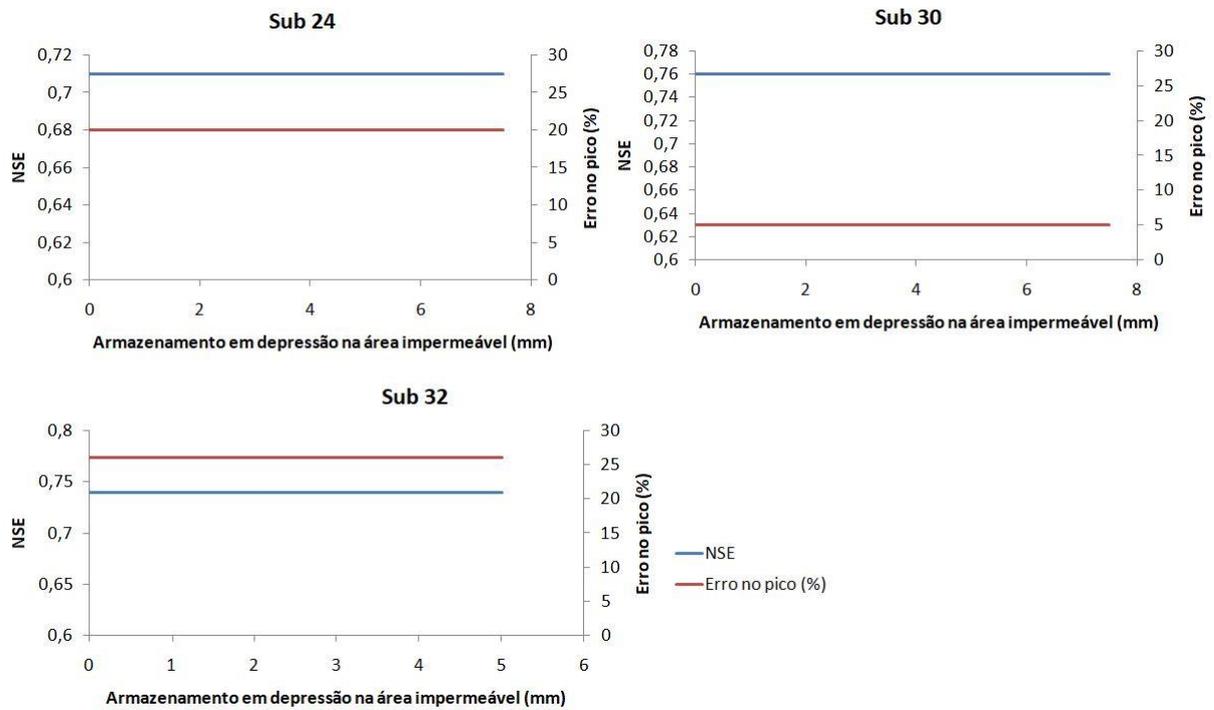


Figura 4.4 – Análise de sensibilidade do armazenamento em depressão na área impermeável da bacia

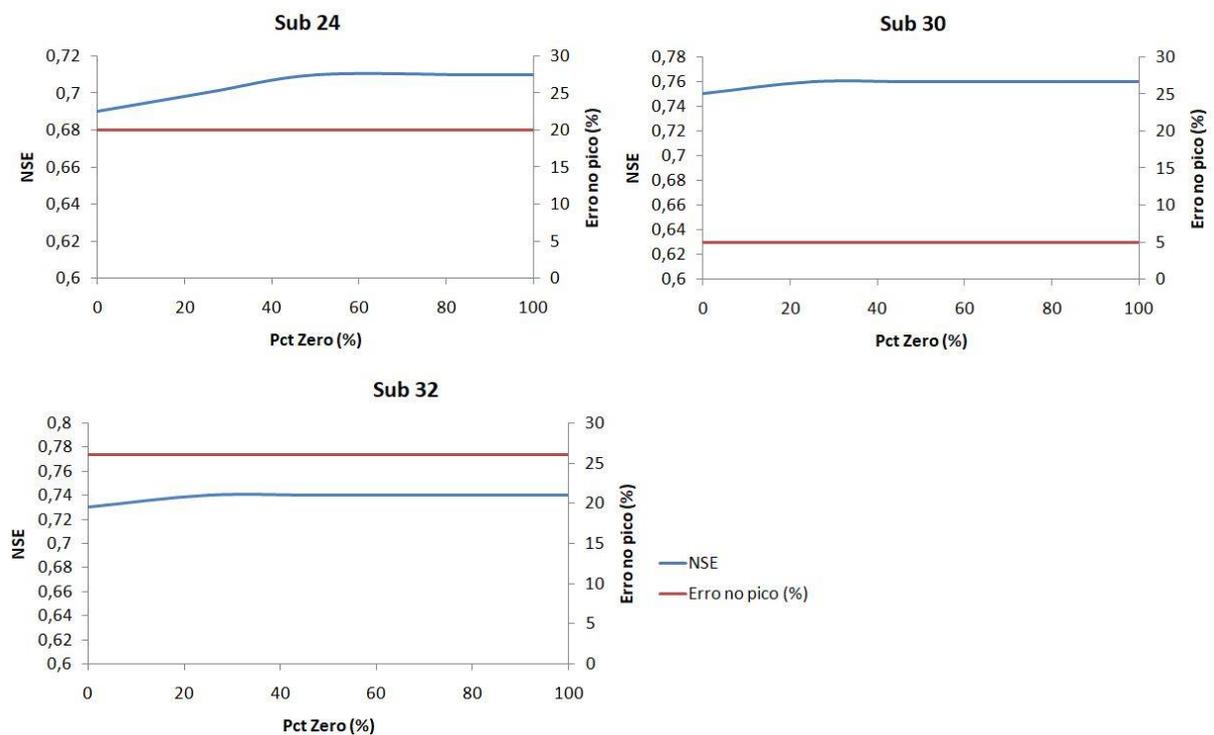


Figura 4.5 - Análise de sensibilidade da porcentagem da área impermeável que não armazena em depressão

O coeficiente de Manning da bacia na área impermeável, que anteriormente tinha sido fixado, apresentou-se como um parâmetro que influencia não só o critério NSE como o erro sobre o pico sobretudo para a área impermeável, como demonstrado na Figura 4.6. Portanto, esse parâmetro foi definido como um parâmetro a ser calibrado na próxima etapa com os possíveis valores entre 0,03 e 0,08 sugerido por Engman (1986).

Já o coeficiente de Manning para a área permeável em pouco alterou a resposta do modelo, embora apresente uma inflexão no caso da sub-bacia 30 (Figura 4.7). Foi fixado em 0,40, o que corresponde para solos com grama baixa também sugerido por Engman (1986).

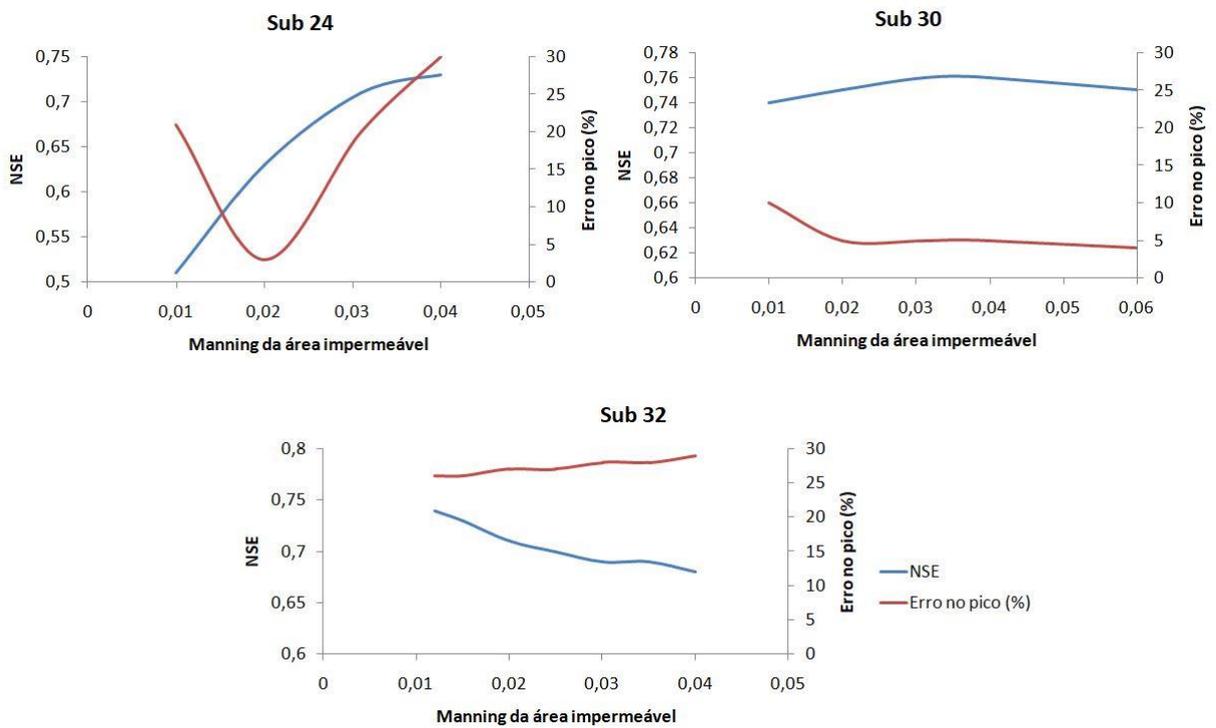


Figura 4.6 – Análise de sensibilidade do coeficiente de Manning da área impermeável

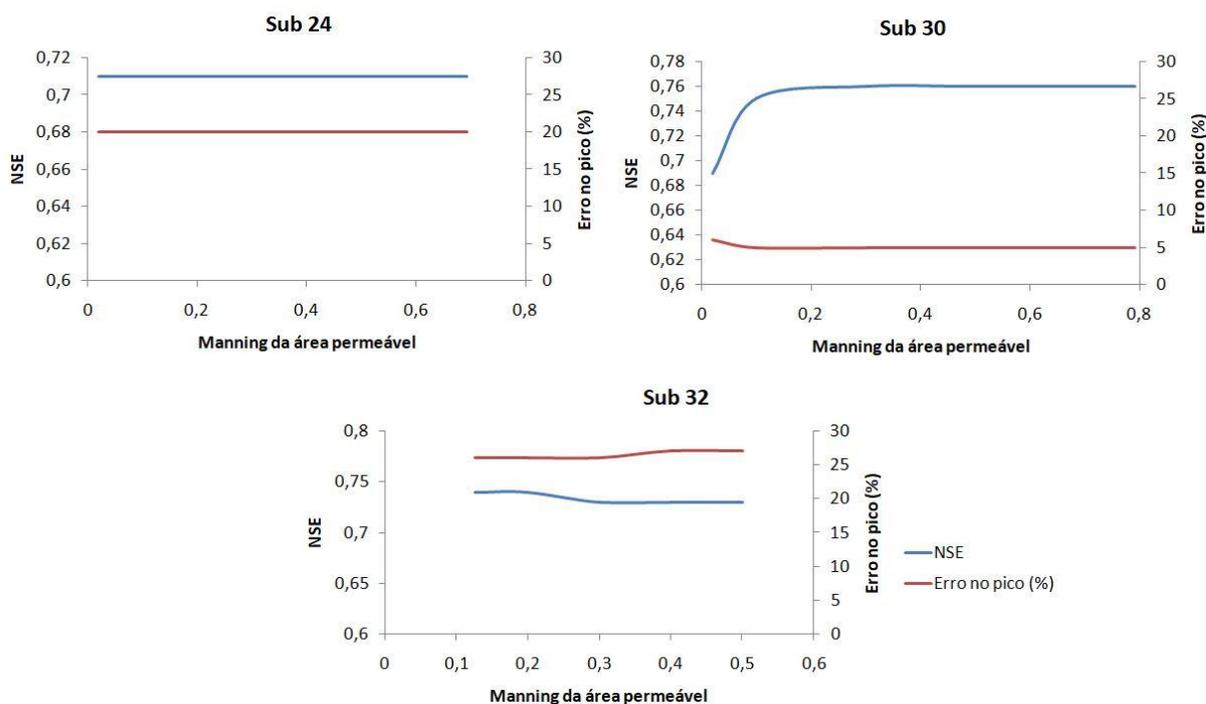


Figura 4.7 – Análise de sensibilidade do coeficiente de Manning da área permeável

O SWMM, conforme discutido anteriormente, realiza os cálculos de escoamento superficial em três diferentes áreas: permeável, impermeável e a área impermeável sem armazenamento. Portanto, é de suma importância a avaliação da influência da porcentagem de área impermeável sobre o modelo. A Figura 4.8 traz os resultados da análise de sensibilidade no evento A sobre as três sub-bacias em análise e é visível a variação dos valores NSE e do erro do pico de acordo com a porcentagem de área impermeável. Em todas as bacias analisadas, o valor ótimo, o equilíbrio entre o erro de pico mais baixo e o NSE mais alto, foram para valores abaixo de 50%. A exceção da sub-bacia 30, que tudo indica haver um conflito entre o erro de pico e o NSE, a indicação é que a permeabilidade da bacia é bem maior segundo o modelo do que aquela extraída via informação GIS, i.e., pelo mapa de uso do solo a bacia é muito mais impermeável, porém, se analisado no modelo essa premissa não é verdadeira.

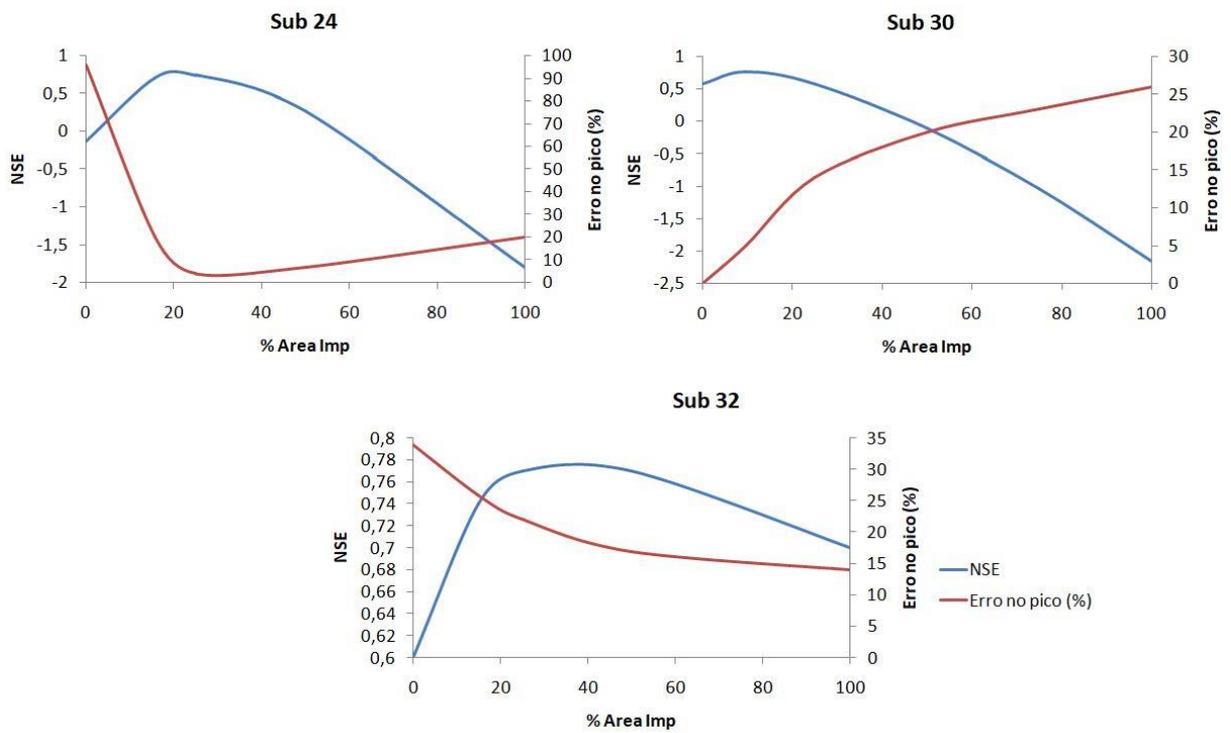


Figura 4.8 - Análise de sensibilidade do percentual de área impermeável

Em outra análise, a declividade da bacia mostrou-se, conforme esperado, como um importante fator na modelagem no SWMM, obviamente com a ordem de grandeza definida pela análise dos arquivos DEM e DTM, entre 8 e 20%. Contudo, faz-se necessário inserir a declividade média e isso dificulta o processo, fazendo com que o parâmetro torne-se sensível em face a qualquer modificação, i.e., para cada sub-bacia e evento, há uma faixa de valores que alternam a eficiência e o erro no pico do hidrograma resultante (Figura 4.9).

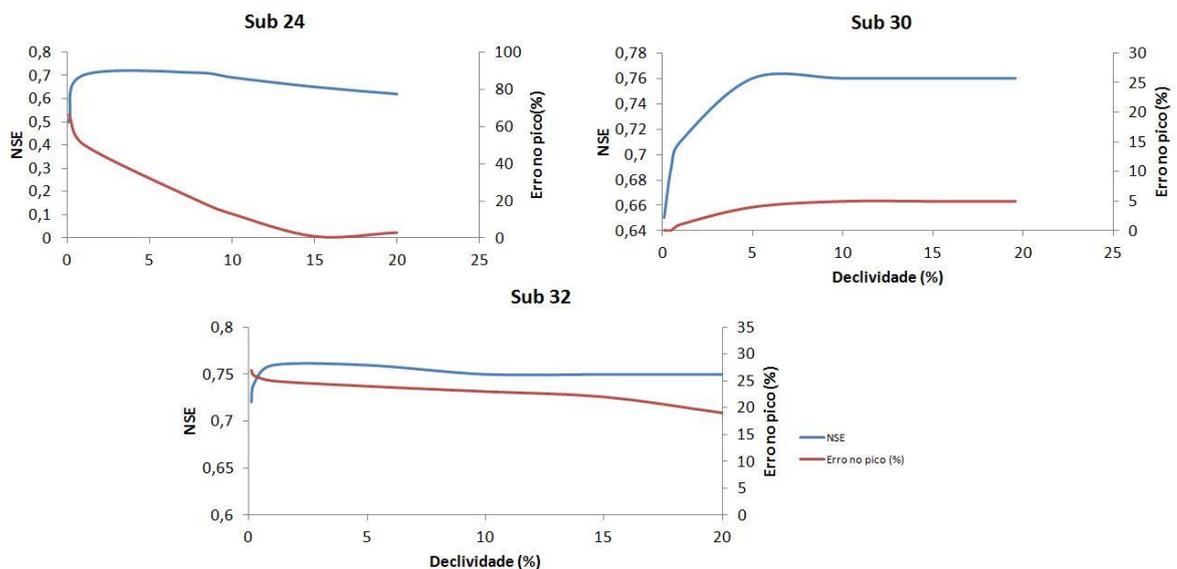


Figura 4.9 – Análise de sensibilidade da declividade

O método de infiltração escolhido foi o proposto pelo *Soil Conservation Service*. Com essa escolha, uma análise sobre o CN foi desenvolvida e verificou-se que o parâmetro se mostrou sensível no que tange ao NSE porém pouco influenciou no pico do hidrograma (Figura 4.10). Ressalta-se, então, que o CN foi fixado para a próxima etapa de acordo com valores recomendados com a literatura inseridos na faixa de intervalo em que o NSE foi constante e atingiu o ponto máximo.

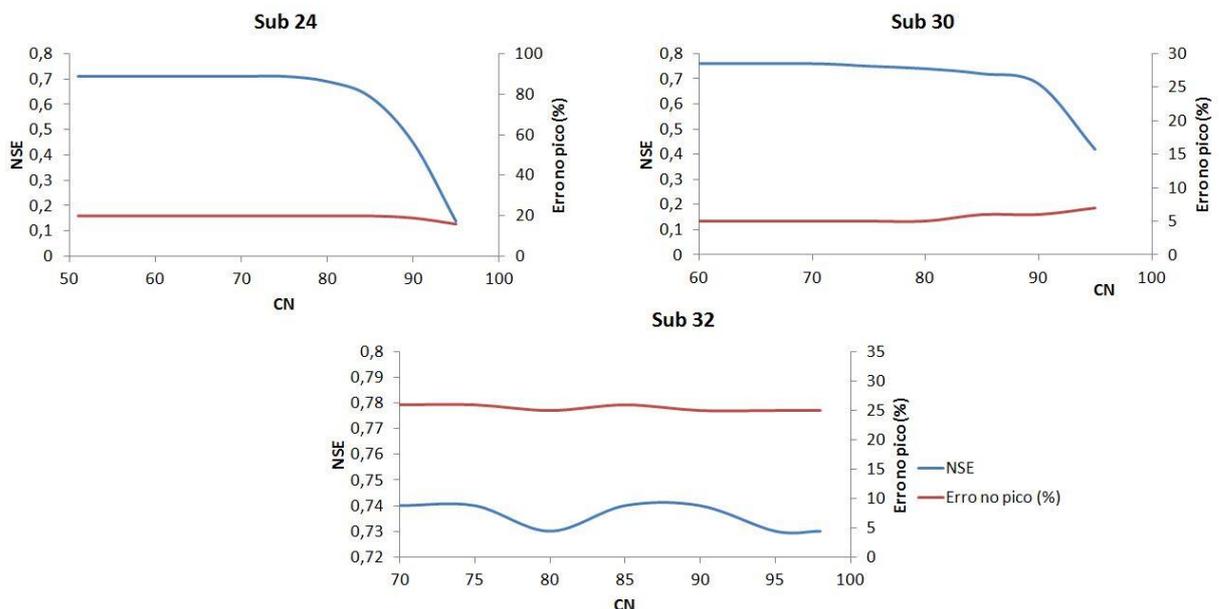


Figura 4.10 – Análise de sensibilidade do CN

Por fim, apresenta-se uma análise sobre o parâmetro de largura do SWMM (w – *Width*) em metros (Figura 4.11). Esse parâmetro é limitado fisicamente pela área da sub-bacia bem como pela extensão e forma do canal principal. Ao analisar os resultados, percebe-se que não houve alteração para a sub-bacia 30 em termos de NSE e erro do pico, porém é de extrema dificuldade para a modelagem atingir um intervalo ótimo de calibração, ainda que seja em uma calibração automática como é o caso da DDS e se tratando de uma rotina de busca de parâmetros, a limitação dos valores extremos possíveis é de fundamental importância.

Pode-se exemplificar pela sub-bacia 24, na qual, em um primeiro momento, já teria sido atingido um valor ótimo para o NSE e para o erro no pico. Contudo, após uma inflexão na curva, os valores de NSE recomeçam a aumentar, enquanto o erro decresce. Por isso, a necessidade de tal análise para definir um intervalo restrito para todos os eventos para que não ocorra a sobrecalibração, i.e., o fato de um determinado intervalo atender certo período ou certo evento e não conseguir dar a mesma resposta para outros períodos.

Rossman (2015) indica que o valor inicial para a largura seria a raiz da área, hipoteticamente descrevendo a área como um quadrado e o curso principal passasse exatamente no centro dessa área. Ainda há outras tentativas, como a ponderação pelo fator de forma Z , relação entre A_m (área maior dentre as duas áreas de cada lado do canal) e a área total, e a largura segue a Equação 5.1:

$$W = L + 2L(1 - Z) \quad (4.1)$$

na qual L é o comprimento do canal principal. No entanto, ambas as propostas foram desenvolvidas para se ter uma ideia inicial, e a questão preponderante nessa análise é de que a largura pode variar em função do evento, mas a variação deve ser restrita pelo modelador em valores razoáveis do ponto de vista físico da bacia. O que se propôs aqui foi uma inicialização pela raiz da área com uma margem de 20% para mais ou menos, e depois foi-se reduzindo o intervalo até atingir os resultados esperados, considerados eficazes para o estudo.

Como comparação, ressalta-se que os parâmetros mais sensíveis analisados foram a largura W e a porcentagem de área permeável em relação ao pico na modelagem proposta por Rosa (2017) e também por Siqueira (2017). Os demais parâmetros em uma menor escala mas que

apresentaram uma influência no pico do hidrograma, que é objeto dessa modelagem, uma vez que o foco são os alertas, foram a rugosidade da área impermeável e a rugosidade do canal, que também foram discutidos por Rosa (2017) e Siqueira (2017). A área impermeável na prática é menor, pois o SWMM conecta diretamente essa área ao sistema de drenagem, o que não ocorre do ponto de vista prático.

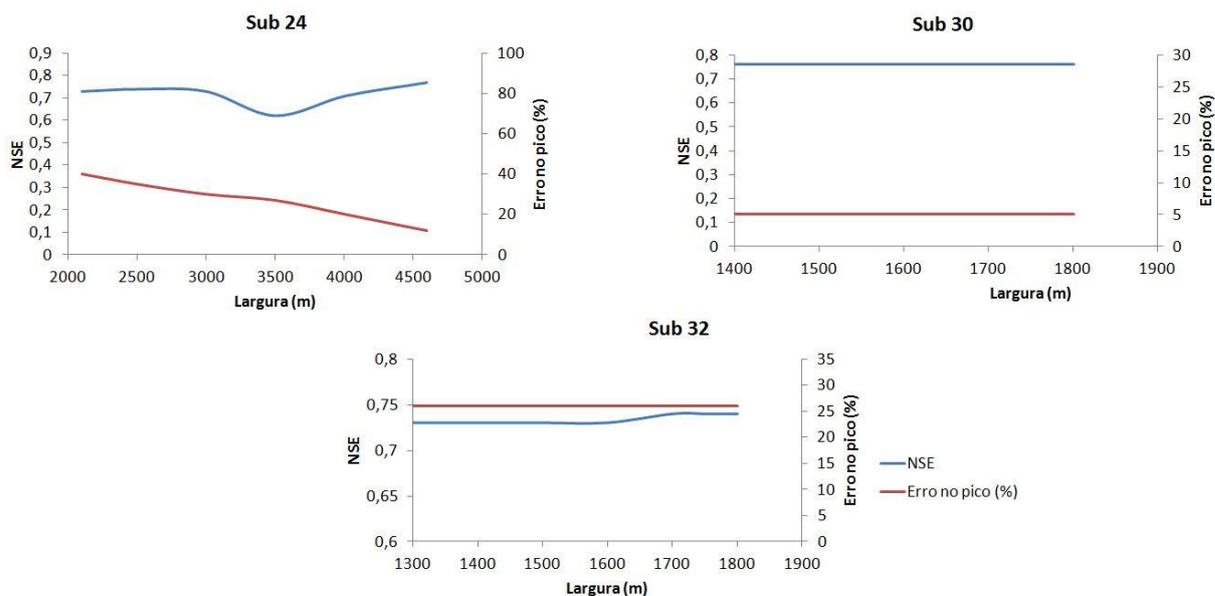


Figura 4.11 – Análise de sensibilidade para a largura da bacia

4.4 Calibração do SWMM

Após a análise de sensibilidade, foram realizadas simulações com os quatro eventos críticos já descritos (de A até D) para as sub-bacias 24, 30, 32 e 33 com a chuva espacializada por polígonos de Thiessen e o passo de tempo de uma hora. Os parâmetros que foram calibrados: largura da bacia, declividade da bacia, impermeabilidade, porcentagem da área impermeável que não armazena em depressão, coeficiente de Manning na bacia para a área impermeável e o coeficiente de Manning do canal.

Reportam-se aqui os resultados subdivididos por sub-bacia e por evento, a começar pela sub-bacia 24 e pelo evento A. A técnica de calibração também foi a DDS proposta por Tolson & Shoemaker (2007) com 1000 simulações para cada evento e sub-bacia, visto que um número

de simulações acima desse referencial só aumentaria o tempo de calibração e em nada incrementaria os resultados segundo os próprios autores.

A sub-bacia 24 tem uma área de 48 km² com o comprimento do canal em 16,7 km aproximadamente. Boa parte desse comprimento ainda se encontra em leito natural, somente a parte próxima ao exutório sendo canalizada. Pode-se afirmar que é a sub-bacia menos urbanizada do Arrudas. Considerando-se que a bacia tem uma declividade média de 14%, ao analisar o DTM e o DEM da bacia, ainda que a declividade seja um parâmetro a ser calibrado, calculou-se o tempo de concentração da bacia pela Equação 4.2 desenvolvida por Kirpich citada por Silveira (2005) já conhecida da literatura hidrológica:

$$Tc = 0,0663(L^{0,77})(S^{-0,385}) \quad (4.2)$$

na qual L é o comprimento do curso d'água em km e S é a declividade em m/m. Com isso, o tempo de concentração para este caso foi de apenas 1,18 horas, o que caracteriza uma bacia com um tempo de resposta curto. Isso demonstra a dificuldade de calibração para essa primeira sub-bacia especialmente ainda por se conhecer pouco do curso d'água em função da falta de informação sobre a parte natural.

Os critérios de avaliação aqui adotados foram a eficiência de *Kling-Gupta* (KGE), o erro médio absoluto (MAE – *Mean Absolut Error*) e o RMSE para cada evento. A Figura 4.12 apresenta tais valores bem como o hidrograma observado e simulado para o evento A com o RMSE igual a 0,59 m, o MAE igual a 0,26 m e o KGE igual a 0,49.

De forma análoga, apresentam-se as Figuras 4.13 a 4.15 com os resultados dos eventos B, C e D com o RMSE variando entre 0,13 e 0,25 m, o que foi considerável satisfatório perante a altura total do canal que é de 5,80 metros na seção. Já o MAE variou entre 0,06 e 0,09 metros e o KGE ficou entre 0,48 e 0,72. Os parâmetros dos eventos para a sub-bacia 24 estão apresentados na Tabela 4.2, ressaltando-se que o CN fora fixado em 79 (vegetação rasteira – USDA, 1986), o armazenamento em depressão em 6,40 mm na área permeável e 1,60 mm na área impermeável (ROSSMAN, 2015).

Sub-bacia 24 - Evento A

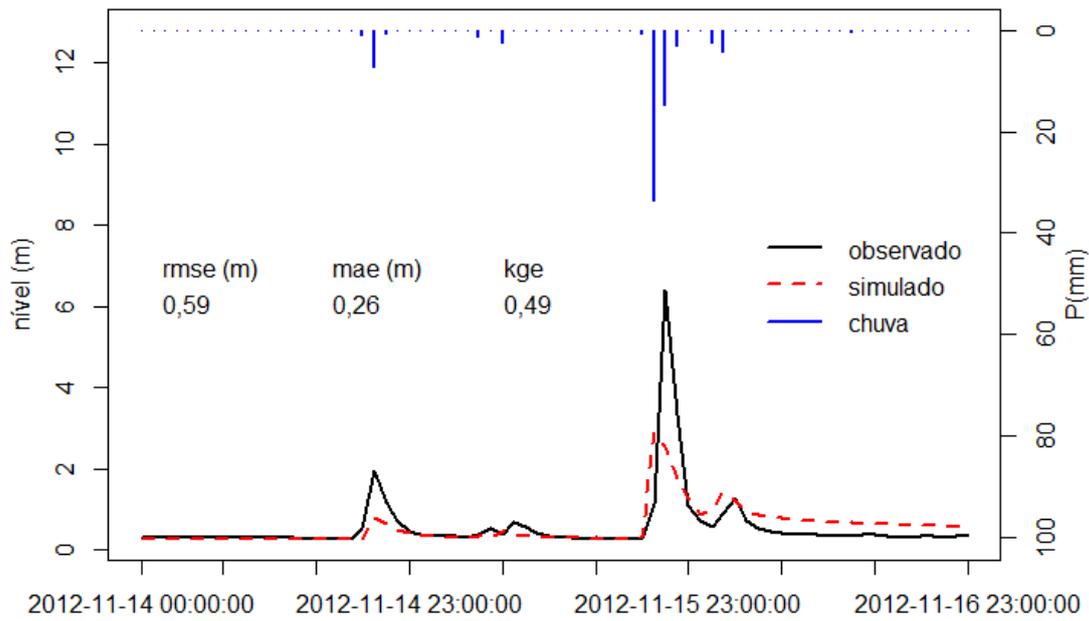


Figura 4.12 - Calibração da sub-bacia 24 para o evento A

Sub-bacia 24 - Evento B

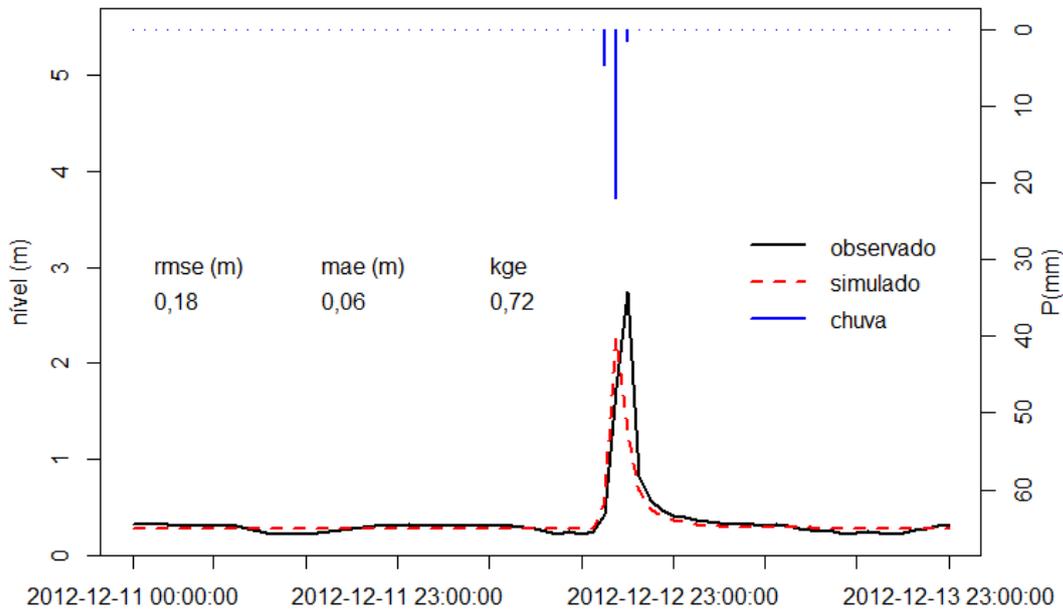


Figura 4.13 – Calibração da sub-bacia 24 para o evento B

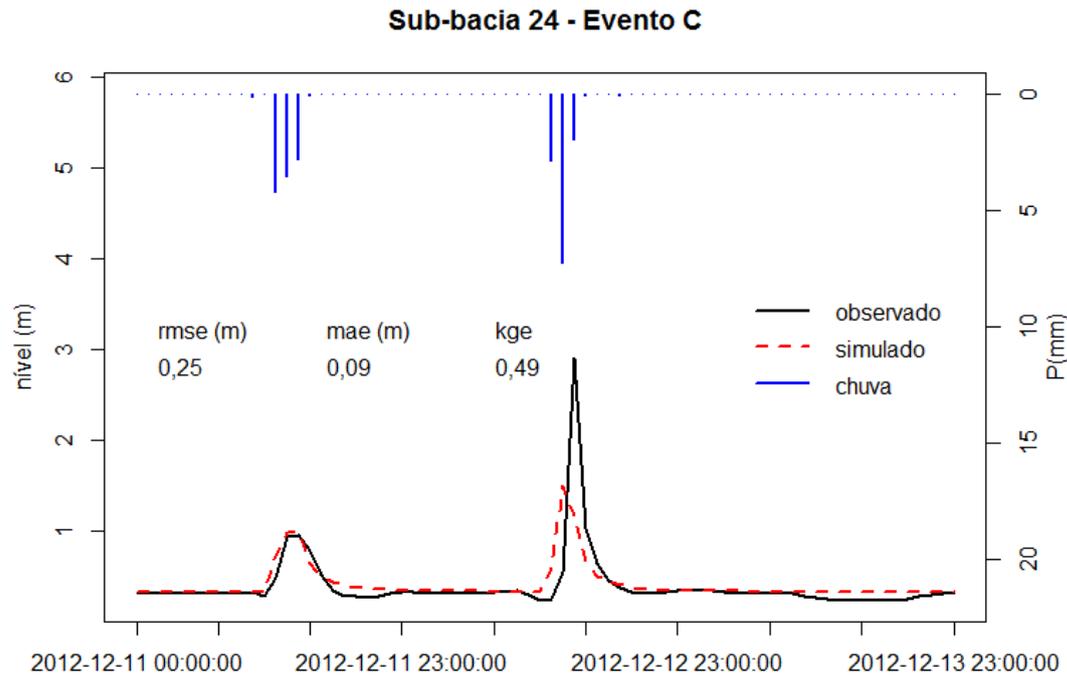


Figura 4.14 – Calibração da sub-bacia 24 para o evento C

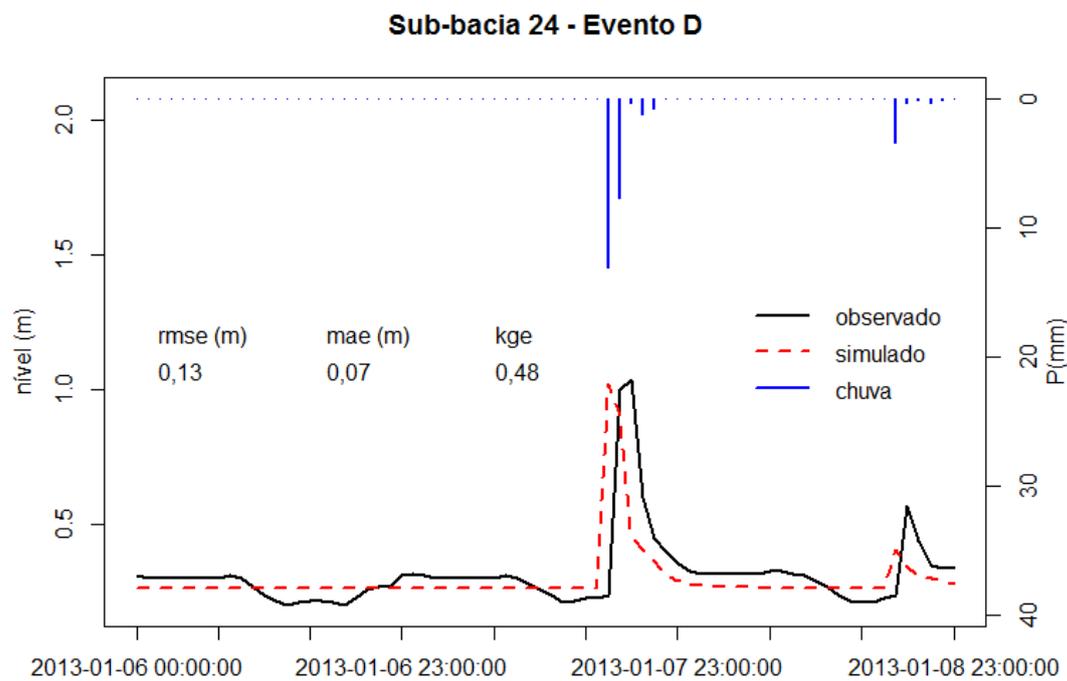


Figura 4.15 – Calibração da sub-bacia 24 para o evento D

Tabela 4.2 – Parâmetros calibrados para a Sub-bacia 24
Sub-bacia 24

Parâmetro	Evento			
	A	B	C	D
Largura W (metros)	4005,0	4054,5	4018,1	4048,5
% da área impermeável sem armazenamento no solo	96,9	88,0	86,9	98,8
Declividade (%)	8,2	18,6	17,0	15,9
% Área impermeável	12,4	10,3	12,4	5,0
Manning da área impermeável	0,061	0,080	0,047	0,078
Manning do canal	0,029	0,016	0,028	0,029

A sub-bacia seguinte analisada foi a sub-bacia 30. Com área igual a 54 km², comprimento do curso d'água de 3,7 km e declividade média de 17% apresentou um tempo de concentração baixo igual a 0,34 horas, utilizando-se e equação 4.2. Porém, se for considerada a bacia a montante, o tempo de concentração resulta em 1,52 horas. De maneira semelhante à sub-bacia 24, foram avaliados os mesmos critérios de eficiência, e as Figuras 4.16 a 4.19 apresentam os resultados para os quatro eventos críticos em análise.

O intervalo da eficiência KGE ficou entre 0,62 e 0,81 garantindo uma boa performance do modelo SWMM para a sub-bacia 30. O RMSE apresentou uma maior variação, porém ainda com valores aceitáveis, 0,08 m para o evento D e 0,43 m para o evento A, dentro de uma altura de canal igual a 5,65 metros na seção. Já o MAE variou de 0,06 metro a 0,26 metro.

Sub-bacia 30 - Evento A

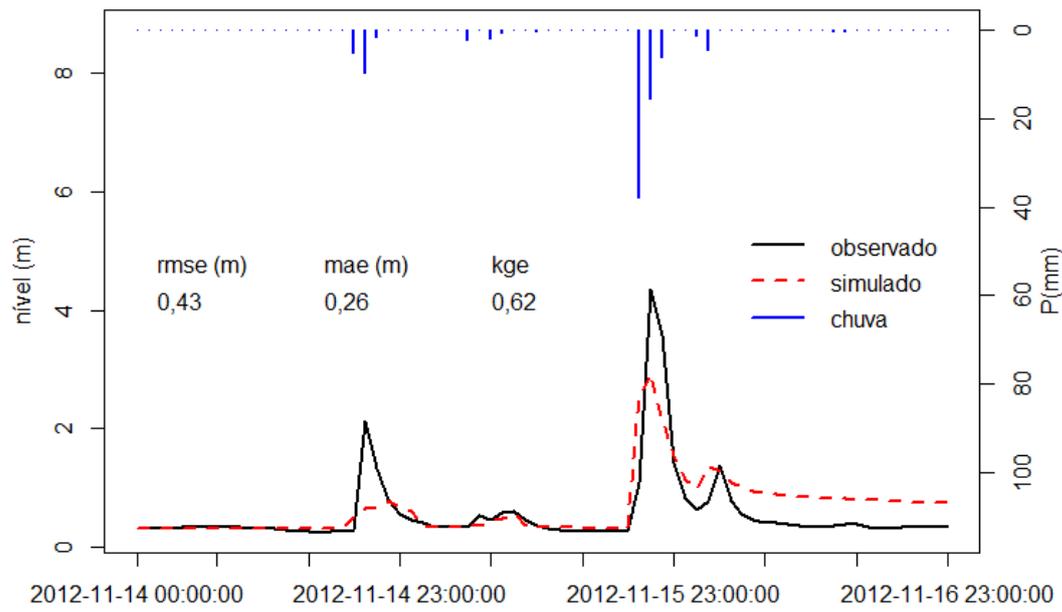


Figura 4.16 – Calibração da sub-bacia 30 para o evento A

Sub-bacia 30 - Evento B

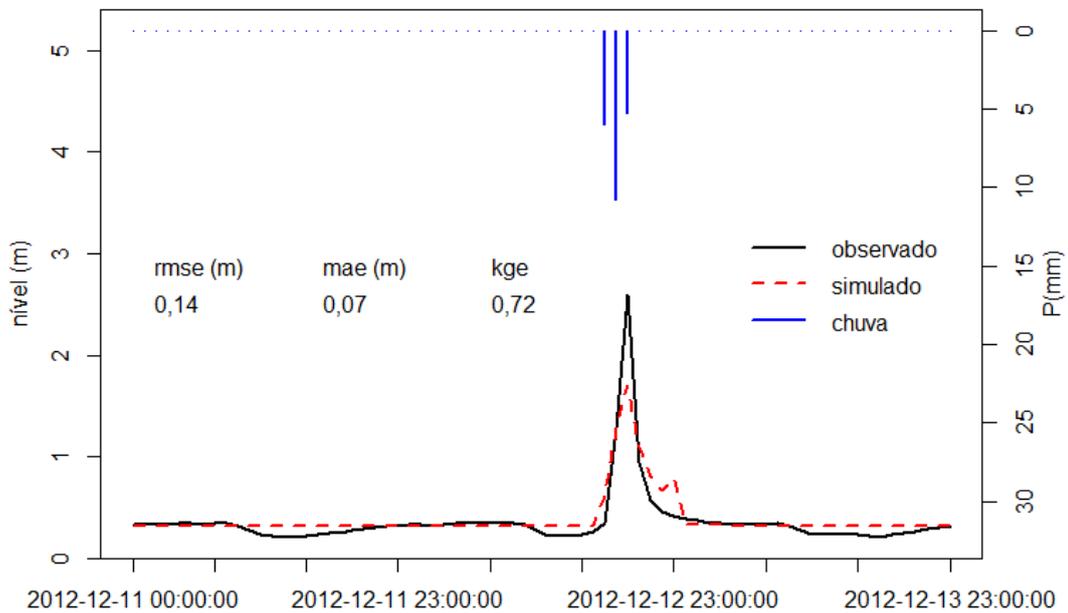


Figura 4.17 – Calibração da sub-bacia 30 para o evento B

Sub-bacia 30 - Evento C

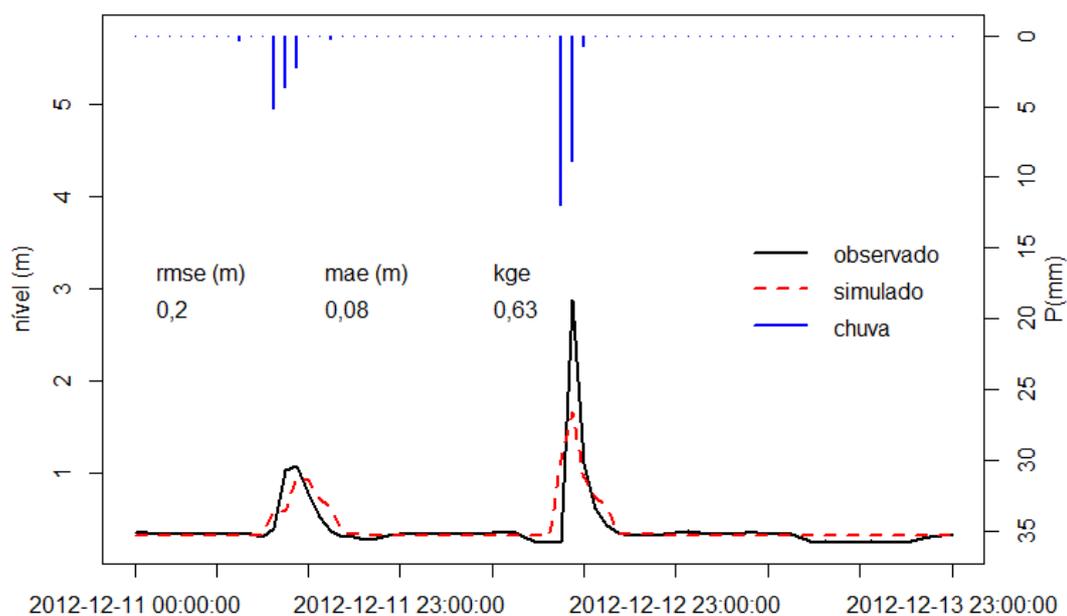


Figura 4.18 – Calibração da sub-bacia 30 para o evento C

Sub-bacia 30 - Evento D

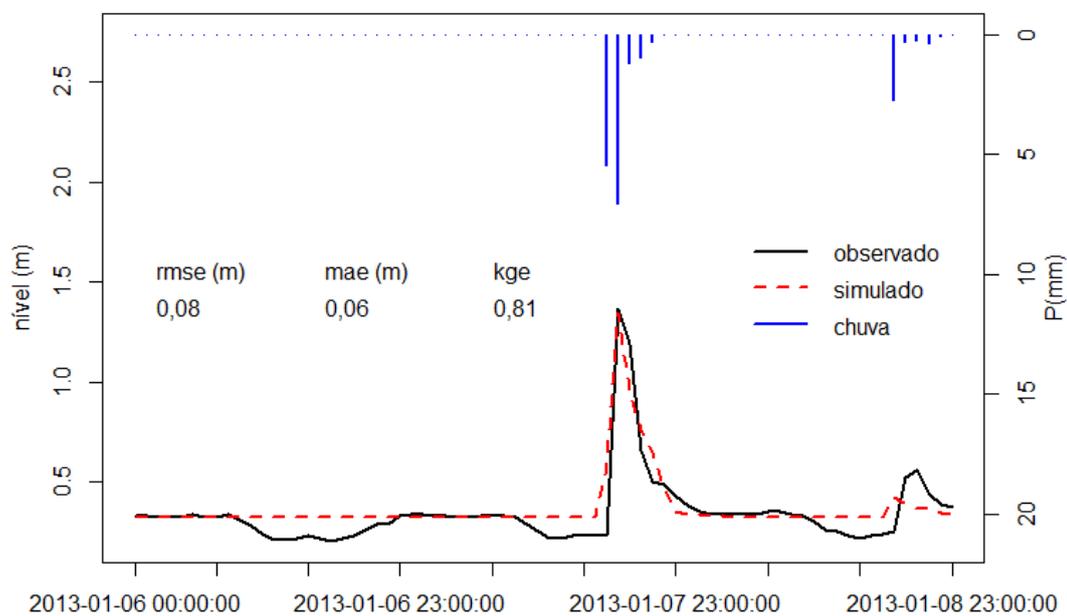


Figura 4.19 – Calibração da sub-bacia 30 para o evento D

A Tabela 4.3 apresenta os parâmetros calibrados para a sub-bacia 30. É de se notar que os parâmetros foram mais uniformes, exceto na largura da bacia em que no evento A foi menor em comparação com a ordem de grandeza dos demais eventos. O coeficiente de rugosidade foi constante em todos os eventos, tanto a rugosidade do canal quanto a rugosidade da bacia na área impermeável. A declividade pouco variou, sendo que a média das declividades calibradas coincidiu a declividade média definida por DTM e DEM.

A porcentagem de área impermeável também foi constante durante os eventos, o que denota um importante aspecto, visto que o SWMM separa as áreas permeáveis e impermeáveis e realiza os cálculos separadamente. Há também a porcentagem da área impermeável que não armazena água em depressão que foi constante na ordem de 95%.

O CN foi fixado em 79 como na sub-bacia 24 assim como os demais parâmetros: Manning da área permeável igual a 0,040, armazenamento na depressão na área permeável igual a 6,40 mm e 1,60 mm na área impermeável.

Tabela 4.3 – Parâmetros calibrados para a Sub-bacia 30
Sub-bacia 30

Parâmetro	Evento			
	A	B	C	D
Largura W (metros)	1859,1	2376,5	2397,1	2308,6
% da área impermeável sem armazenamento no solo	97,7	95,0	95,1	95,1
Declividade (%)	15,5	18,1	19,9	16,5
% Área impermeável	10,2	8,0	9,2	8,0
Manning da área impermeável	0,031	0,030	0,030	0,031
Manning do canal	0,019	0,020	0,024	0,019

A sub-bacia 32 foi a terceira analisada e a que se encontra no grande centro urbano, com 23,5 km² de área com comprimento do curso principal de 6,2 km e declividade média de 20%. O tempo de concentração calculado foi de 0,48 horas (quase 29 minutos) somente para a sub-bacia isoladamente. Se contada todas as sub-bacias a montante o tempo de concentração passa a ser igual a 2 horas.

As Figuras 4.19 a 4.22 apresentam os resultados para a sub-bacia 32. O KGE variou de 0,39 a 0,72, pois houve uma dificuldade muito grande em se definir um escoamento de base, um nível inicial de escoamento, no qual não subisse o nível de tal forma que comprometesse o hidrograma da sub-bacia a jusante. O MAE variou entre 0,16 e 0,35 metros enquanto o RMSE ficou entre 0,2 e 0,53 metros. Os parâmetros apresentados pela bacia em pouco variaram, exceto para o Manning da área impermeável que foi de 0,078 para o evento A enquanto foi de 0,036 em média para os demais eventos. A rugosidade média do canal foi de 0,016 para esse trecho e a porcentagem da área impermeável foi maior do que as sub-bacias anteriores (30,9% em média) comprovando o fato de que a sub-bacia 32 é de fato a mais urbanizada em termos de ocupação e uso do solo. A Tabela 4.4 apresenta os parâmetros calibrados para a sub-bacia 32 em relação aos eventos estudados.

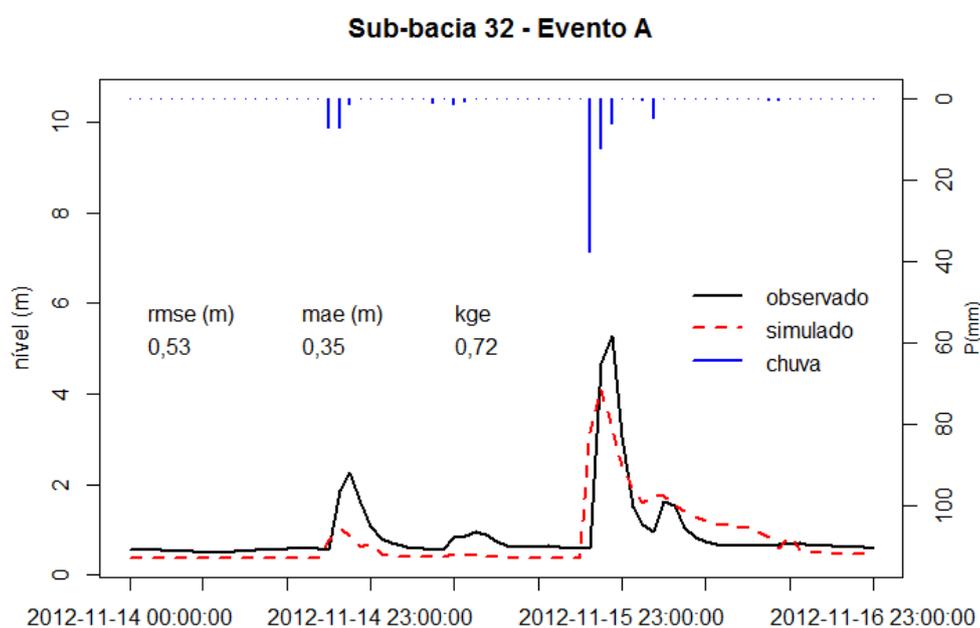


Figura 4.20 – Calibração da sub-bacia 32 para o evento A

Sub-bacia 32 - Evento B

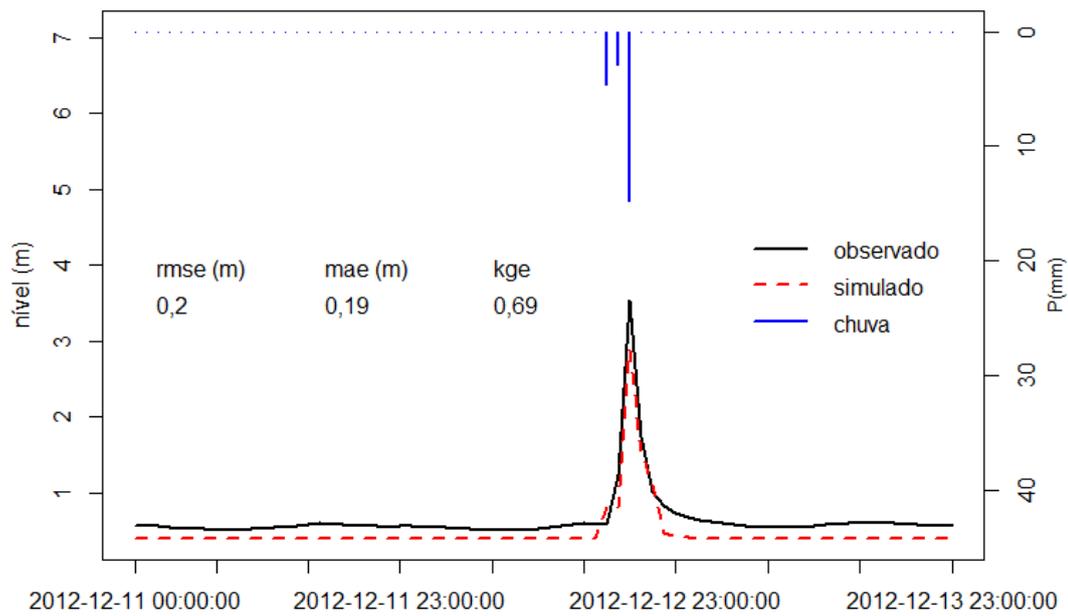


Figura 4.21 – Calibração da sub-bacia 32 para o evento B

Sub-bacia 32 - Evento C

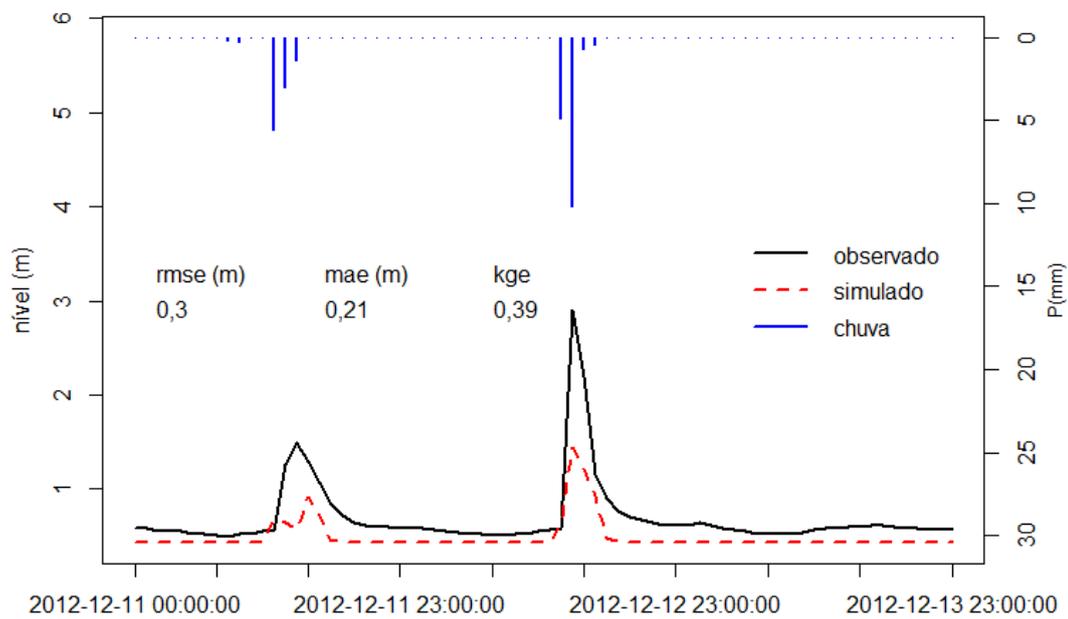


Figura 4.22 – Calibração da sub-bacia 32 para o evento C

Por último reporta-se a sub-bacia 33, com a última estação linimétrica. A bacia em questão possui área de 38 km² com um comprimento do canal de 5,9 km com uma declividade média de 8%. Com um tempo de concentração baixo, $t_c = 0,65$ horas, essa sub-bacia recebe não só os escoamentos provenientes do canal principal quanto dos afluentes e tributários ao Ribeirão Arrudas.

De forma análoga às demais sub-bacias apresentam-se os resultados da calibração nas Figuras 4.24 a 4.27 com o critério de eficiência KGE variando de 0,66 a 0,9, satisfatórios do ponto de vista da calibração, o RMSE variando de 0,12 a 0,41 metros, o que é ínfimo em relação à altura da seção que é de 8,4 metros e o MAE que variou de 0,07 a 0,31 metros.

Em relação aos parâmetros, a dificuldade foi a calibração da largura da bacia, variando entre 531 a 1439 metros a depender do evento analisado. A declividade apesar da variação entre eventos, ficou com a média semelhante à média obtida pela análise do arquivo DEM (8%). Outro parâmetro laborioso de se calibrar foi o coeficiente de rugosidade da bacia na área impermeável variando entre 0,011 e 0,070.

O coeficiente de rugosidade de Manning do canal principal foi de 0,019 na média, o que corrobora o valor indicado por Chow (1959) para canais em concreto. A área impermeável diferiu bastante da sub-bacia 32 e apesar de estar próxima, a sub-bacia 33 apresentou uma porcentagem média de 5% de área impermeável. A Tabela 4.5 apresenta os parâmetros calibrados para a sub-bacia 33 em relação aos eventos estudados.

Tabela 4.5 – Parâmetros calibrados para a Sub-bacia 33
Sub-bacia 33

Parâmetro	Evento			
	A	B	C	D
Largura W (metros)	666,5	1439,6	531,2	1305,9
% da área impermeável sem armazenamento no solo	98,6	98,0	99,4	97,1
Declividade (%)	3,0	18,7	5,6	7,3
% Área impermeável	4,0	4,9	8,5	3,6
Manning da área impermeável	0,047	0,011	0,070	0,049
Manning do canal	0,021	0,024	0,015	0,015

Sub-bacia 33 - Evento A

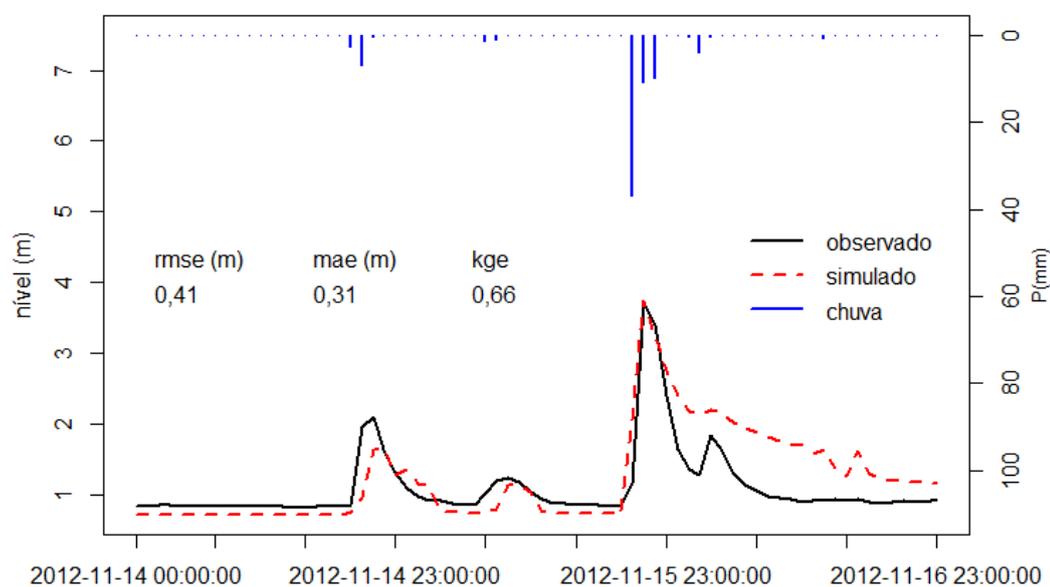


Figura 4.24 – Calibração da sub-bacia 33 para o evento A

Sub-bacia 33 - Evento B

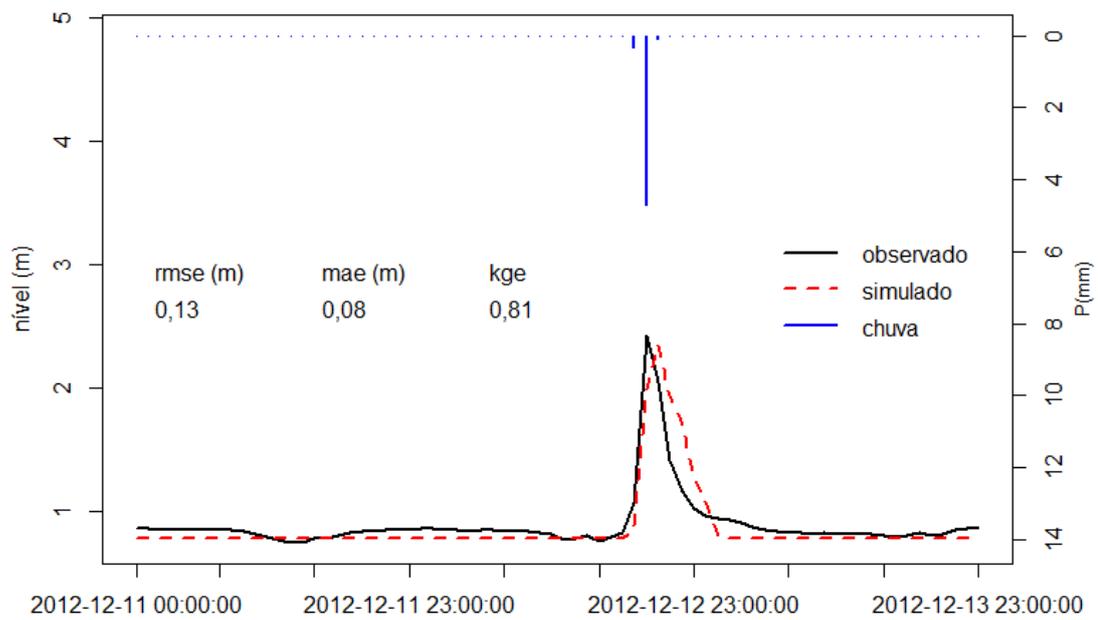


Figura 4.25 – Calibração da sub-bacia 33 para o evento B

Sub-bacia 33 - Evento C

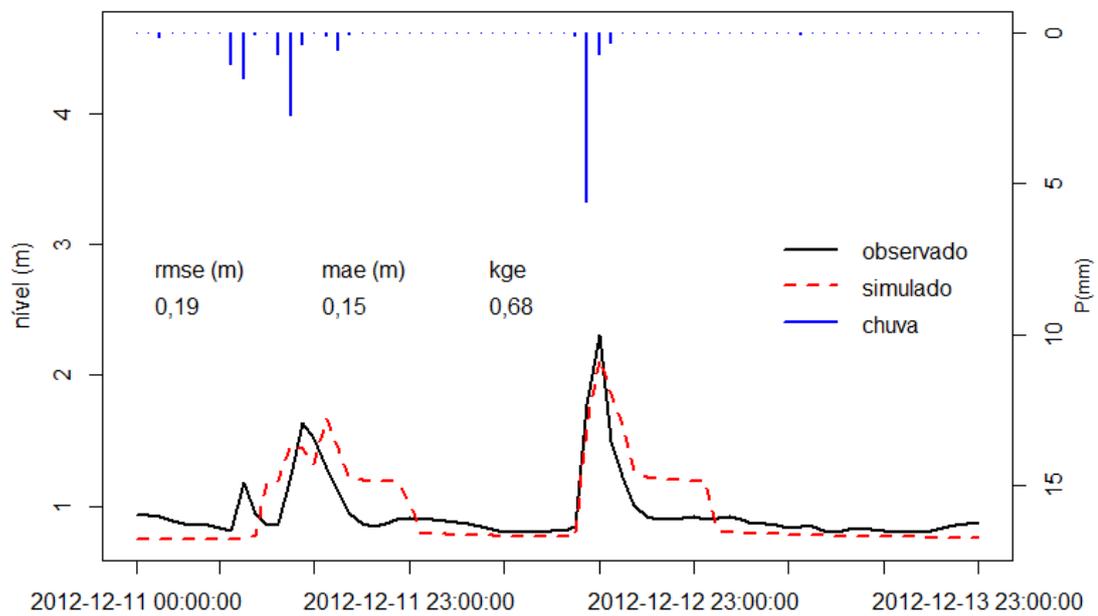


Figura 4.26 – Calibração da sub-bacia 33 para o evento C

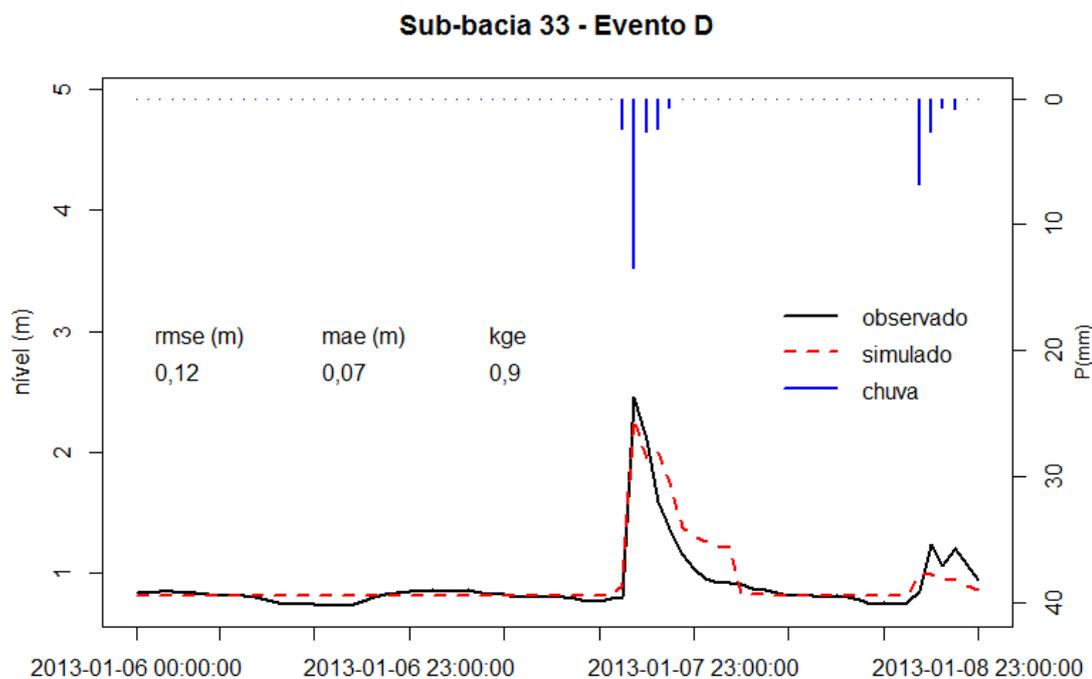


Figura 4.27 – Calibração da sub-bacia 33 para o evento D

4.5 Validação do modelo SWMM

Após o processo de calibração, seguiu-se para a validação utilizando três eventos (E, F e G) utilizando-se a média dos parâmetros dos eventos de calibração. Tais eventos foram de menor magnitude daqueles usados na calibração. Os critérios adotados foram os mesmos: KGE, RMSE e MAE para avaliar a aderência do modelo aos eventos. Há, na literatura outras métricas e funções objetivo que poderiam avaliar o pico do hidrograma.

Reportam-se aqui os dois extremos: o evento F na sub-bacia 32 (Figura 4.28) apresentou o menor valor de KGE (0,16) devido a dificuldade de se representar o escoamento de base de forma adequada. Apesar do baixo valor de KGE, a sub-bacia 32 apresentou um erro médio quadrático de 25 centímetros, uma ordem de grandeza que pode ser considerada pequena em termos de alerta. Por outro lado, a sub-bacia 33 para o mesmo evento F (Figura 4.29) apresentou um valor satisfatório de KGE (0,83).

O cerne da discussão na validação é que os parâmetros médios para uma sub-bacia podem não ser representativos para um determinado tipo de evento. De uma maneira geral, os parâmetros aderiram-se bem com o modelo simulando de forma satisfatória. Afirma-se aqui a necessidade de se incluir mais eventos, contudo foi dificultoso a obtenção de outros eventos nos quais os dados estivessem completos em todas as estações estudadas.

Nessa abordagem metodológica, optou-se por se tratar com os eventos extremos para calibração para fins de alertas e eventos menos intensos para a validação do modelo. Tal escolha é questionável, porém, no momento da construção do modelo, o objetivo era justamente calibrar um modelo que respondesse melhor aos eventos mais intensos. No intuito de tornar a leitura mais contínua, os gráficos representando as demais validações estão apresentados no Apêndice A.

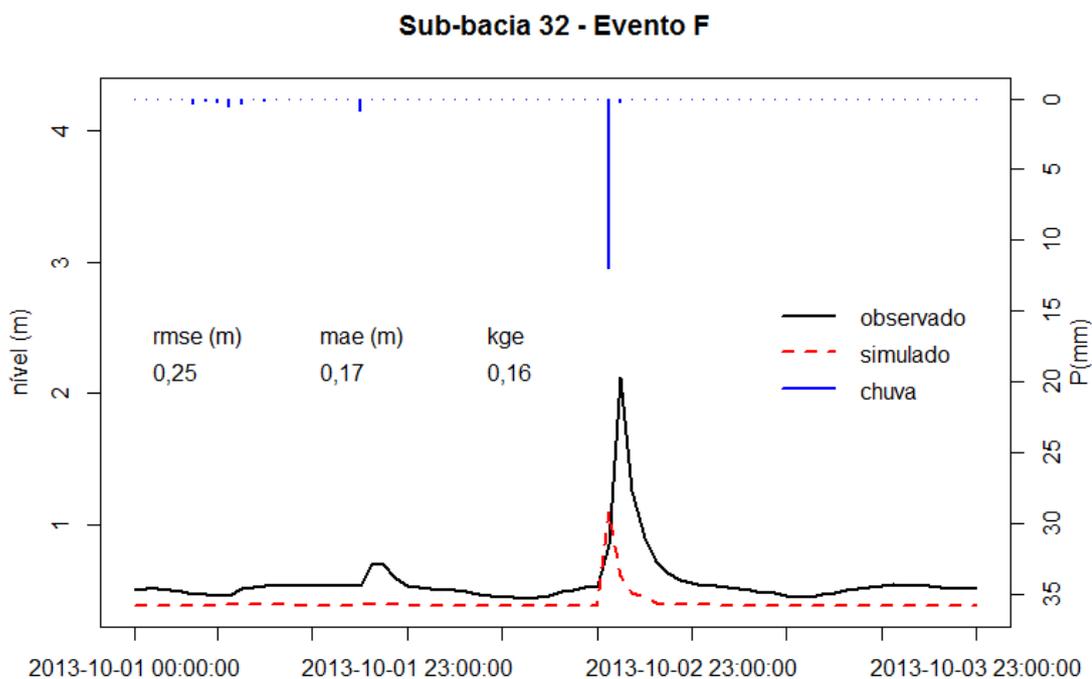


Figura 4.28 – Validação da sub-bacia 32 para o evento F

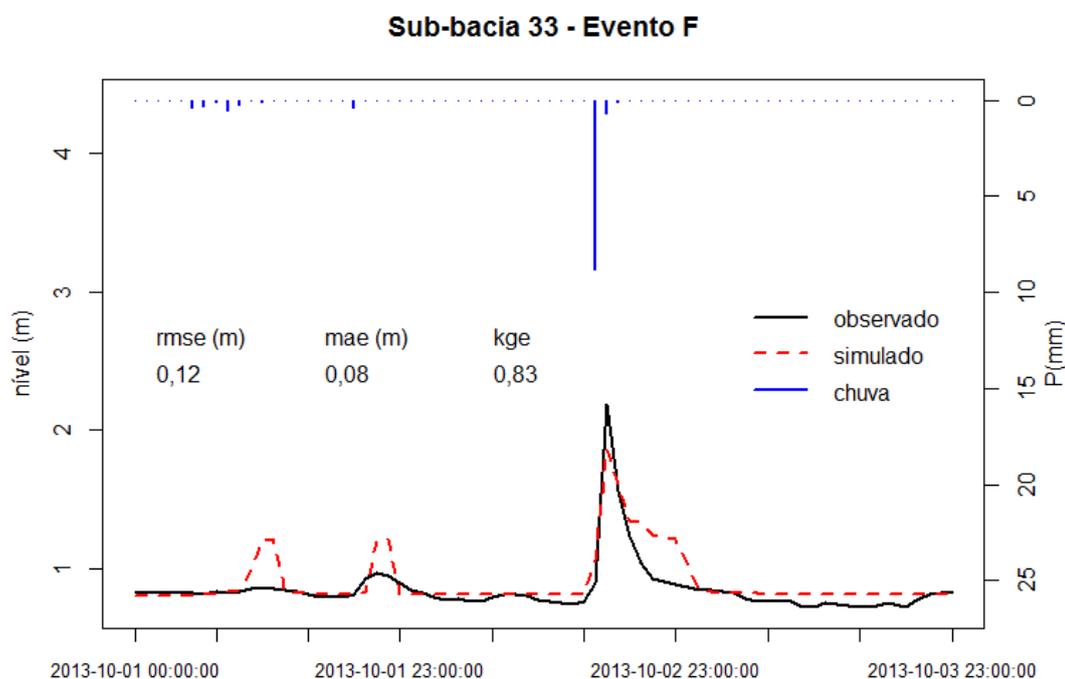


Figura 4.29 – Validação da sub-bacia 33 para o evento F

4.6 Discussão geral

A modelagem hidrodinâmica aqui proposta foi pertinente do ponto de vista de eficiência, com bons ajustes, valores da função objetivo e forma dos hidrogramas simulados adequados. No entanto, cabe ressaltar a dificuldade de associar parâmetros físicos que não foram mensurados ou que são de difícil obtenção em um modelagem dessa categoria.

A escassez de dados e o curto tempo de resposta da bacia tornam-se um obstáculo para a simulação macro em meio urbano do modelo SWMM. Ao comparar resultados aqui obtidos com outros trabalhos (BARCO *et al.*, 2008; ZAGHLOUL, 1983; MANCIPE *et al.*, 2012), nota-se que o nível de informação utilizado nesses trabalhos eram micros, informações de bocas-de-lobo ou até mesmo uma rede de drenagem muito mais detalhada e que nesse aspecto

a modelagem utilizando o canal principal e demais parâmetros físicos da bacia (declividade, uso do solo) como norteadores do estudo ainda carece de complemento para se obter uma resposta mais satisfatória.

Em relação aos parâmetros, é de se justificar que o tamanho da bacia dificulta não só a estimativa, como, por exemplo, da largura de contribuição, como da sua verdadeira influência na resposta. Muitos dos parâmetros são correlatos, conforme apresentado por Mancipe *et al.* (2012) e isso também dificulta a análise de sensibilidade dos parâmetros de forma individual.

A exemplificar, Zaghoul (1983) identificou a impermeabilidade em porcentagem como parâmetro mais sensível em seu estudo. Ao confrontar com a aplicação aqui proposta, a impermeabilidade em uma área extremamente urbanizada como a bacia do Arrudas é de complexa determinação em função da baixa resolução de imagens, 30 metros x 30 metros, podendo ser considerada insuficiente em uma bacia de constante mudança de uso e ocupação do solo, principalmente na forma como o SWMM trabalha ao considerar a porcentagem de área impermeável provocando escoamento superficial, enquanto a área permeável é conectada diretamente ao escoamento.

A discretização do modelo também é fundamental na melhora dos resultados obtidos. Obviamente, um maior detalhamento das sub-bacias resultaria em uma melhor estimativa dos parâmetros e conseqüentemente um melhor ajuste. A questão aqui é que as sub-bacias foram divididas de acordo com a posição das estações de medição de nível, e, em função disso, as características de cada sub-bacia foram definidas.

Recomenda-se, em estudos futuros, a inserção de mais pontos de observação de nível a montante de pontos críticos da bacia e um levantamento de campo para obtenção dos parâmetros físicos: CN, impermeabilidade, armazenamento em depressão.

5 CALIBRAÇÃO CONJUNTA DE PARÂMETROS HIDRÁULICOS E HIDROLÓGICOS COM O USO DO MODELO GR4H

5.1 *Introdução*

Neste capítulo, será apresentada a etapa metodológica que contempla a calibração conjunta dos parâmetros do modelo GR4H com os parâmetros da curva-chave das estações estudadas. Há uma dificuldade no que concerne à modelagem hidrológica, que é a obtenção de dados de vazão. E em muitas situações, há apenas dados de nível, tornando a curva-chave essencial no processo.

Por se tratar de meio urbano e eventos extremos e rápidos, algumas adaptações foram feitas no GR4H (estados iniciais e conjunto de parâmetros). Além disso, o objetivo, neste capítulo é o de responder algumas questões colocadas no capítulo de Introdução, tais como: existe uma equifinalidade entre os parâmetros hidráulicos e hidrológicos? Como calibrar um modelo quando não se tem as informações de vazão e tampouco o levantamento de uma curva-chave? E ainda: como levar em conta os diferentes tipos de incerteza no momento da simulação?

Há uma inovação aqui do ponto de vista metodológico, que é a combinação de um conjunto pré-estabelecido de parâmetros do modelo GR4H com um conjunto de curvas-chave, dado que não havia uma curva-chave pré-estabelecida para o local de estudo. Com isso, a metodologia proposta foi adaptada para a situação urbana com as condições impostas pelo estudo de caso.

Obviamente, um modelo conceitual possui suas limitações em função da representação de processos predominantemente físicos por meio de equações. Em situações de extremos, chuvas intensas e rápidas velocidades de escoamento há uma dificuldade de se transmitir as incertezas presentes na modelagem para a informação repassada no caso especificamente de alertas.

Quando não há disponibilidade de séries temporais de níveis d'água, uma alternativa para lidar com essa falta de informação é integrar a estimativa dos parâmetros da curva-chave no processo de calibração do modelo. Isto é possivelmente mais fácil de ser feito para alcances

de fluxo que não são submetidos a controles a jusante (por exemplo, portões, represas, junções de rios) e onde a propagação da onda cinemática prevalece. Uma questão científica relevante é se uma calibração conjunta de parâmetros hidrológicos e hidráulicos (curva chave) pode melhorar a modelagem chuva-vazão e tornar possível o uso de séries temporais de nível de água de fluxo para modelagem hidrológica em contextos urbanos.

Com isso, este capítulo traz o escopo da metodologia desenvolvida bem como as condições impostas aos estados iniciais do modelo. Em sequência, há a definição na busca da redução da dimensionalidade da busca por parâmetros, tanto hidrológicos que compõem o GR4H, quanto hidráulicos, através da definição da curva-chave. Para tal propósito, 2 cenários de modelagem foram criados e um ranqueamento foi realizado com o intuito de definir o melhor conjunto de parâmetros.

5.2 Escopo da metodologia e estados iniciais

A proposta aqui é de se utilizar o modelo GR4H, apresentado na seção 3.3.2, em uma calibração simultânea com um conjunto de curvas-chaves, uma vez que o modelo é conceitual e fornece as vazões de saída. O modelo GR4H possui, além dos 4 parâmetros a serem calibrados, dentre outras, duas variáveis de estado R e S que correspondem aos níveis nos reservatórios de distribuição e de produção, respectivamente.

Para inicializar a aplicação, foi empregada a estação operada pelo INMET, a única que possui dados contínuos de precipitação e evaporação em um período de 2007 a 2015. Os dois primeiros anos foram utilizados para aquecer o modelo, enquanto o restante do período de observações (2009 – 2015) foram usados para criar os estados iniciais de cada evento, i.e., a relação entre a variável de estado S e o parâmetro X1 e a relação entre R e X3. Em todas as simulações, o pacote em ambiente R, airGr (CORON *et al.*, 2017) foi utilizado com o intuito de facilitar e reduzir o tempo de simulação.

Uma vez que o trabalho aborda as inundações bruscas, i.e., eventos rápidos e intensos, é razoável definir estados iniciais com o objetivo de descrever condições antecedentes (e.g. umidade do solo) para alcançar um estado “ótimo” e utilizar toda a crônica do evento, dado que as informações não são suficientemente longas para se realizar uma simulação contínua.

Com isso, no início do evento, são coletados e inseridos os valores de S/X1 e R/X3 como níveis dos reservatórios. Após a definição dos estados iniciais, dois cenários de modelagem foram criados, denominados aqui como MS1 e MS2. O primeiro cenário foi construído com um conjunto de parâmetros do modelo GR4H (X1, X2 e X3) e o parâmetro X4 fixo. Já o segundo cenário consiste em um conjunto de valores de X1 e X3 com X4 fixado além do parâmetro X2 igual a zero. Ademais, adicionou-se um multiplicador na chuva observada em MS2.

O próximo passo foi no nível de bacia, no qual trabalhou-se com as bacias acopladas, i.e., toda a informação de montante era computada e transferida para a próxima sub-bacia. As variáveis de entrada dos eventos eram a precipitação horária definidas por polígonos de Thiessen e a evaporação medida pelo evaporímetro de Piché, este localizado na estação do INMET.

Na sequência, um conjunto de curvas-chaves empregando os níveis observados de cada evento foi construído variando o coeficiente de rugosidade em uma simulação de escoamento permanente. Tal informação foi comparada com as saídas do modelo GR4H e a função objetivo NSE (NASH & SUTCLIFFE, 1970) foi calculada. O número de simulações foi o produto entre as saídas do GR4H e o número de curvas-chave de cada estação linimétrica.

Para cada cenário e sub-bacia, um ordenamento de valores NSE foi definido por evento e um ordenamento médio para todos os eventos indicou a melhor combinação de parâmetros (hidrológicos oriundos do GR4H e hidráulicos advindos do coeficiente de rugosidade de Manning das curvas-chave). Os primeiros lugares do ranking foram selecionados para reduzir a variabilidade dos parâmetros bem como as restrições impostas pela falta de informação. A Figura 5.1 apresenta o escopo da metodologia aqui descrita.

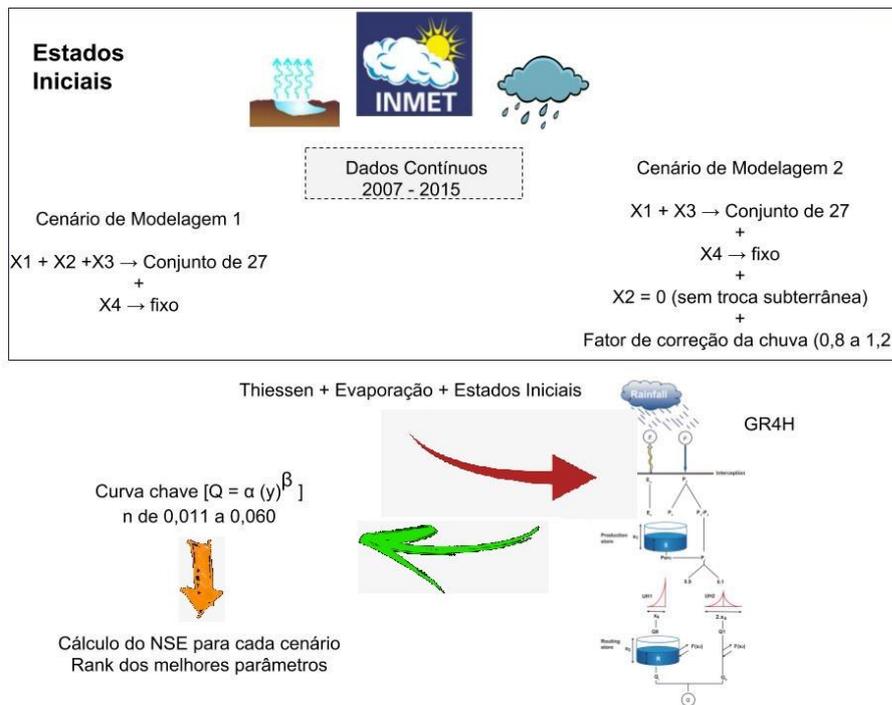


Figura 5.1 – Escopo da metodologia proposta no GR4H

5.3 Redução da dimensionalidade na busca dos parâmetros hidrológicos e hidráulicos e cenários de modelagem

A aplicação do modelo GR4H em áreas urbanas, incluindo eventos rápidos e extremos, requer uma atenção especial com as condições de contorno do problema. Com isso, a abordagem apresentada aqui é reduzir a busca de parâmetros limitando-se em um arranjo possível de soluções. No lugar de uma calibração livre, é proposta uma simulação com um conjunto conhecido de parâmetros (ANDREASSIAN *et al.*, 2014), uma lista genérica (27 no total) na qual foi testada e validada em 202 diferentes bacias situadas na França representando diferentes condições hidrológicas de acordo com o clima, topografia e geologia daquele local. Ao empregar esse método, tem-se o objetivo de reduzir a dependência da clássica calibração livre evitando assim a chamada sobre-calibração, i.e., quando há uma parametrização que possui um bom resultado do ponto de vista matemático em um período, porém em outro não consegue reproduzir a mesma eficiência.

Além disso, a busca foi realizada por parâmetros que exprimissem o comportamento da bacia diante de todos os eventos críticos. Para tanto, combinou-se tal lista de parâmetros com os

dados contínuos da estação do INMET previamente descrita para gerar os estados iniciais de cada evento extremo.

Por outro lado, trabalhar com eventos intensos extremos denota que o tempo de duração do evento seja curto, o que impacta no parâmetro X4 do modelo, que é o tempo de base do hidrograma unitário. Para compor uma solução, no cenário de modelagem 1 (MS1), uma variedade de valores de X4 foram analisadas (0,5 a 3 horas) e o coeficiente de determinação R^2 entre as saídas do GR4H e as curvas-chave foi calculado. Em sequência, o valor de X4 com maiores R^2 em todas as simulações foi selecionado e fixado para diminuir a influência do tempo na modelagem. Adicionando-se X4 aos demais parâmetros da lista (X1, X2 e X3) têm-se, então, o cenário 1 para compor os estados iniciais de cada evento.

Já para o cenário 2 (MS2), a ideia foi fixar novamente X4 integrando-o à uma lista de X1 e X3 conhecidos. O parâmetro X2, nesse caso, foi reduzido a zero, neutralizando assim o coeficiente de troca de água subterrânea, o que é justificável por se tratar de uma bacia urbana com eventos intensos e curtos. Ademais, adicionou-se um fator multiplicativo nas chuvas observadas (entre 0,8 e 1,2), em uma tentativa de propor uma solução para possíveis erros de medição, da ordem de 20% para mais ou para menos, dado que não há mais a presença do parâmetro X2 que rege as funções de troca no modelo. Com o fator multiplicativo da chuva, espera-se verificar se as medições foram sub ou superestimadas e quais consequências esse tipo de entrada traz ao modelo em questão.

A admissão de uma troca nula de água subterrânea é válida para o problema, uma vez que a bacia em questão é urbanizada e durante eventos extremos essa troca é pequena se comparada ao volume afluente ao canal. Com essa abordagem espera-se comparar os erros de entrada (chuva) com os erros paramétricos (parâmetros do GR4H) e com os erros de saída (variação nas curvas-chave).

Após a definição dos cenários de modelagem, havia a necessidade de confrontar os resultados com os níveis d'água observados nos eventos. Portanto, a etapa metodológica conseguinte foi a criação de um conjunto de curvas-chave, dado que não se possui as informações sobre as vazões.

Uma parametrização da curva-chave foi definida baseada na simulação em regime permanente realizada com o HEC-RAS. Para cada estação de nível, um intervalo de coeficiente de rugosidade de *Manning* variando de 0,011 a 0,060 para as condições do canal construído em concreto (ARCEMENT; SCHNEIDER, 1989; CHOW, 1959; WEBBER *et al.*, 2018) foi simulado, e a Equação 5.1 foi calculada:

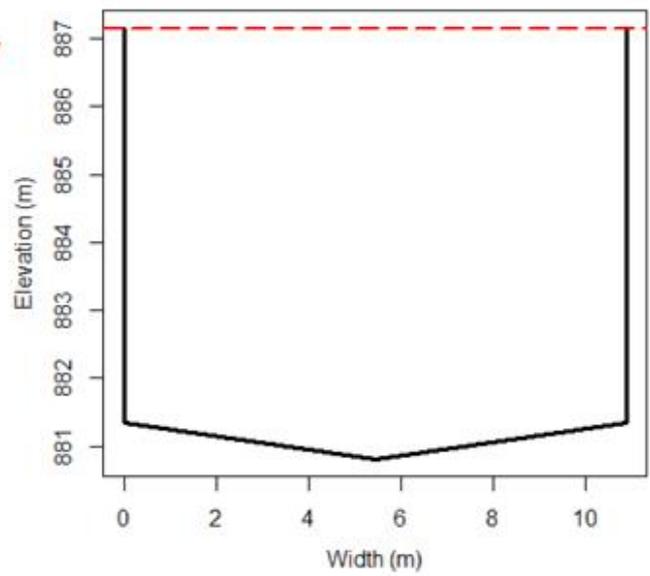
$$Q = \alpha (y)^\beta \quad (5.1)$$

em que Q é a vazão em m^3/s , y é o nível observado, α e β são parâmetros que dependem da declividade do canal, da forma e da rugosidade da seção. De fato, a Equação 5.1 é oriunda da equação de *Manning-Strickler* para regimes uniformes. Uma vez que as formas das seções não variam tanto e quando mudam há uma grande distância entre elas, e a declividade é conhecida, resta-se apenas a rugosidade como variável a ser definida. Sendo assim, para cada valor de rugosidade, há uma curva-chave correspondente. Neste caso, especificamente, há 50 curvas em função do intervalo de 0,011 – 0,060 (canal construído em concreto).

Com essa informação, obtém-se um total de 1350 simulações por cada evento e por cada sub-bacia, dado que é o produto entre as curvas-chave (50) e o conjunto de parâmetros hidrológicos (27). A Figura 5.2 apresenta as estações 24 e 30 localizadas no canal através de imagem retirada do Google Earth bem como a forma da seção transversal, é de se notar que as seções pouco variam.



Station 24



Station 30

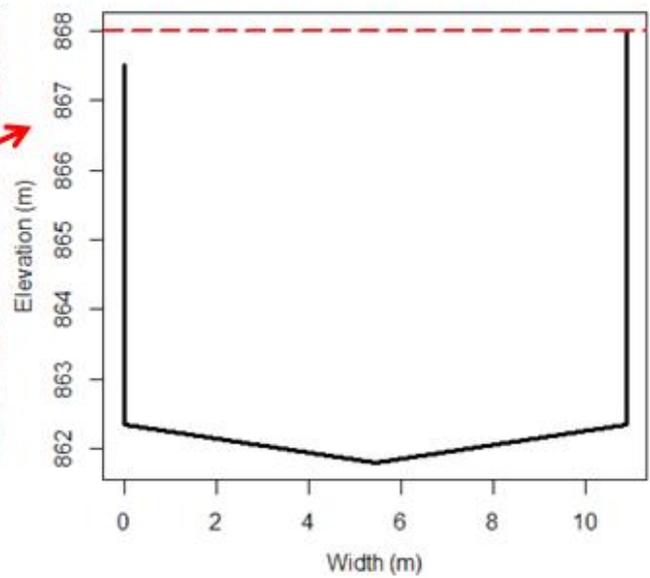


Figura 5.2 – Seções 24 e 30 localizadas no canal principal

Já a Figura 5.3 apresenta as seções 32 e 33 em que na primeira o canal encontra-se fechado. Na seção 33, o canal está aberto e é um dos pontos mais próximos do exutório, mas ainda há uma forte urbanização em torno da seção.

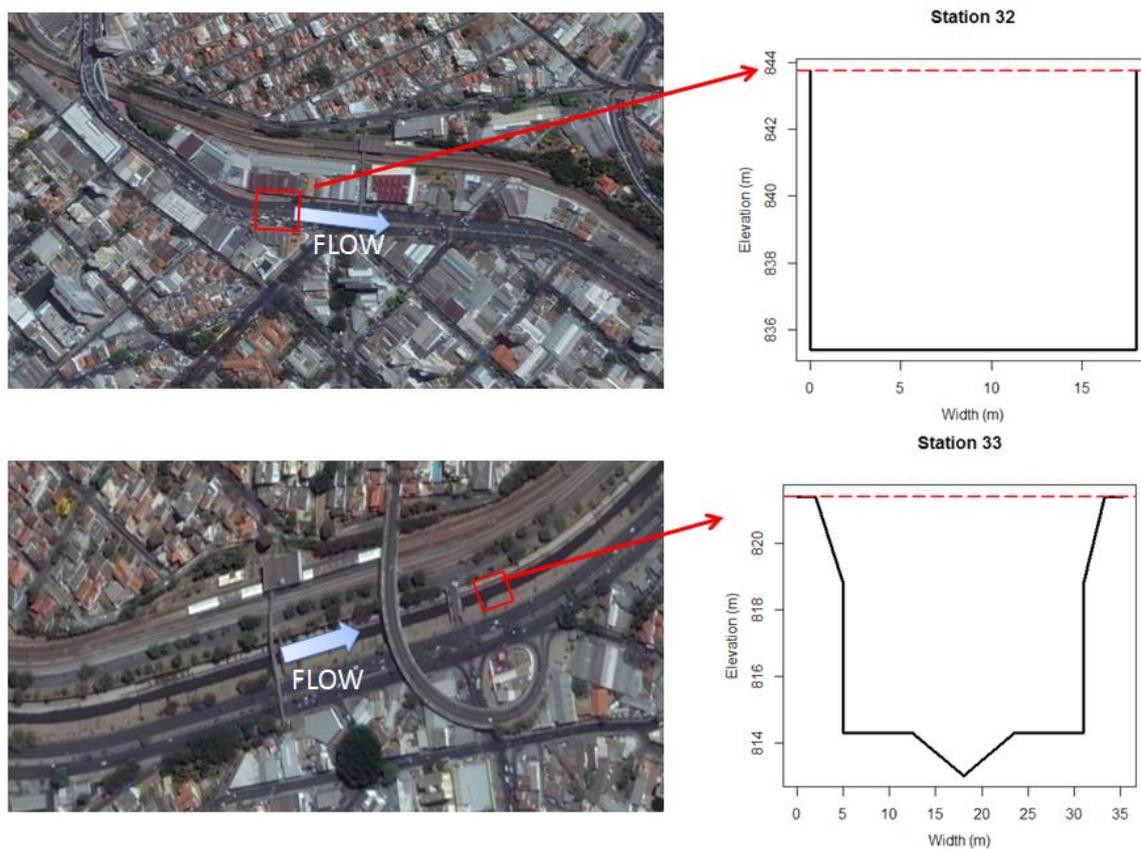


Figura 5.3 – Seções 32 e 33 localizadas no canal principal

5.4 Estados iniciais GR4H

Para o primeiro cenário de modelagem, 27 simulações com um conjunto de parâmetros foram realizadas em um período de 2009 a 2015, com os dois primeiros anos (2007-2009) dos dados provenientes do INMET usados para a realização do aquecimento do modelo. O parâmetro X4 foi fixado, uma vez que coeficientes de determinação para diferentes valores de X4 foram calculados e para os eventos em estudo foi verificado que $X4 = 1,5$ horas foi o valor mais frequente, o que se apresenta razoável em termos da bacia em questão.

A Figura 5.4 representa o reservatório de produção e de distribuição ao longo do tempo e é notório uma sazonalidade nos estados iniciais, dado que as entradas do modelo (chuva e evaporação) também possuem tal característica.

De fato, um dos conjuntos de parâmetros apresentou uma menor variação no reservatório de produção em comparação aos demais devido a um valor grande para X1 (4006 mm), i.e., um grande reservatório que demanda um grande volume para produzir uma variação mínima. Por outro lado, todas as curvas do reservatório de produção (relação entre R e X3) obtiveram a mesma forma, porém alguns conjuntos de parâmetros se aproximaram de zero.

O segundo cenário de modelagem (Figura 5.5) não mudou em relação ao primeiro no que concerne ao reservatório de produção e tal qual houve uma curva que se destacou em relação às demais em função do alto valor de X1 (4006 mm), tornando-a mais suave.

Ao analisar o reservatório de distribuição é possível verificar uma ligeira diferença se comparada ao cenário 1 como pode ser observado na Figura 5.6 devido ao fato do parâmetro X2 ter sido neutralizado e com isso influenciado o parâmetro X3. Ressalta-se que 27 simulações também foram realizadas e que os resultados foram aplicados no cenário de modelagem 2 (MS2).

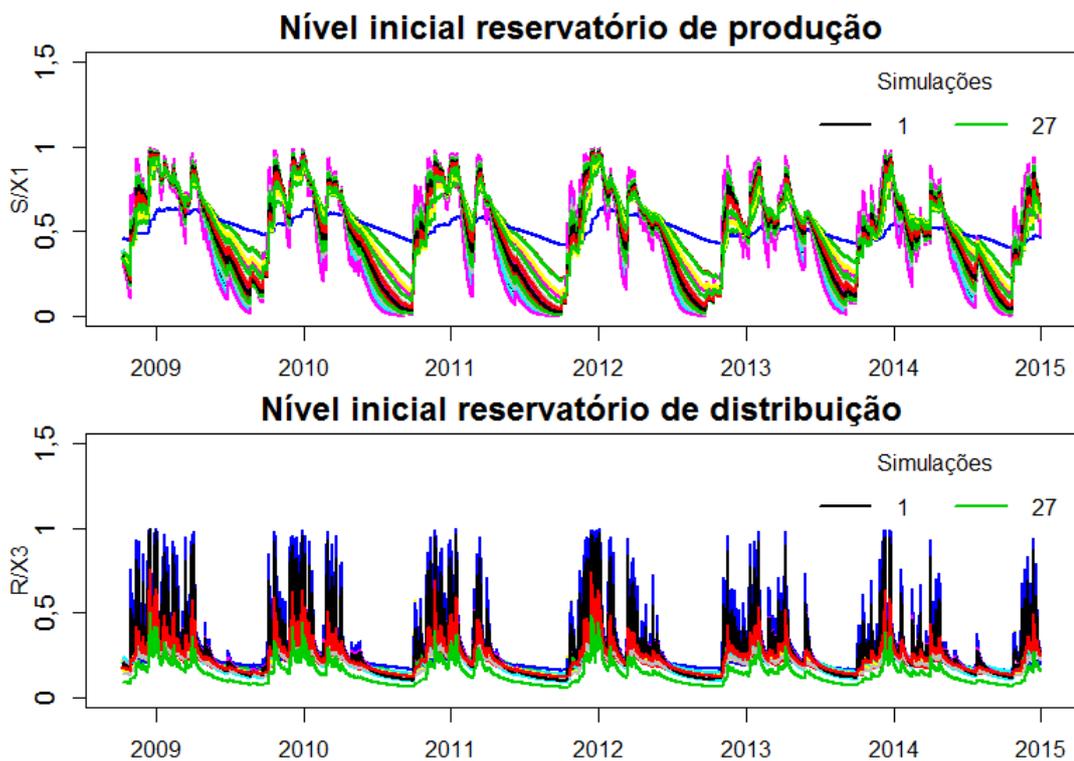


Figura 5.4 – Estados iniciais para o cenário de modelagem 1

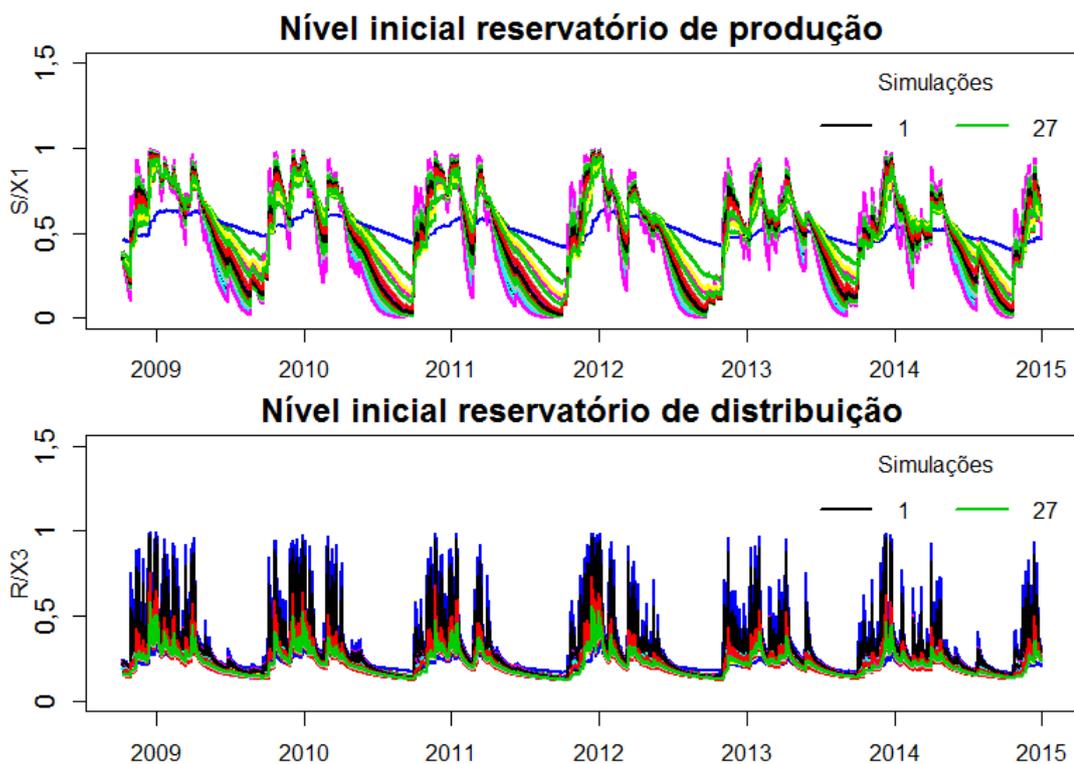


Figura 5.5 – Estados iniciais para o cenário de modelagem 2

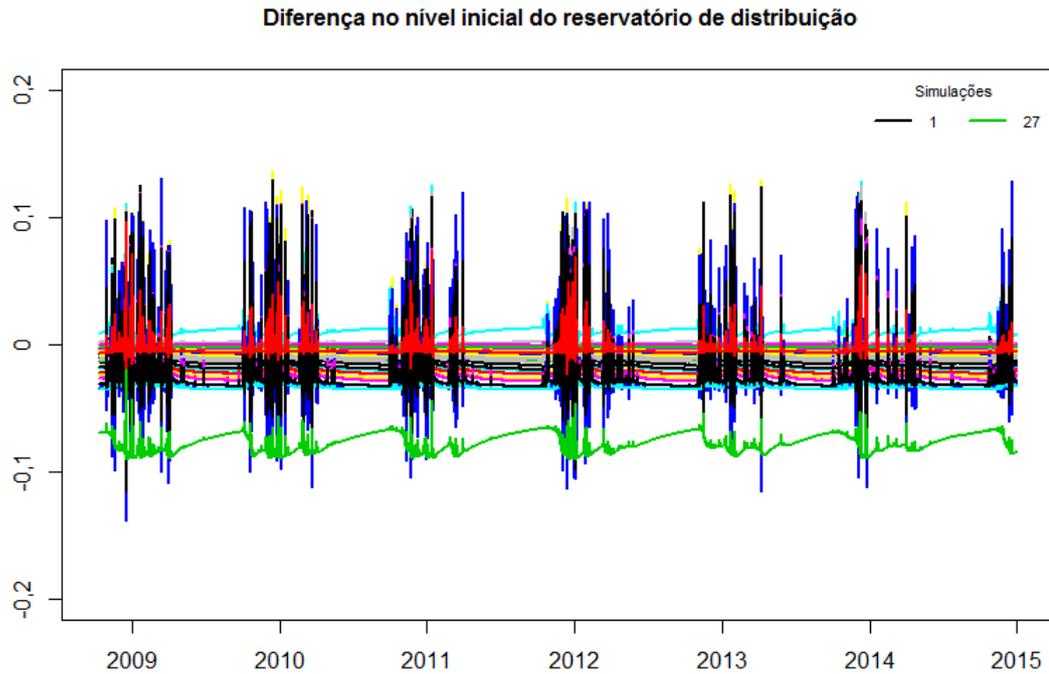


Figura 5.6 – Diferença no nível inicial do reservatório de distribuição entre os 2 cenários

5.5 Rank NSE

A avaliação dos cenários foi realizada por ordenamento dos valores do critério de *Nash-Sutcliffe* (NSE). Em resumo, 1350 simulações foram realizadas (27 simulações oriundas do GR4H x 50 curvas-chave) e as 30 que apresentaram os melhores resultados foram selecionadas e um *Box-plot* para cada cenário foi desenvolvido (Figura 5.7). Para cada linha do *box-plot*, há uma sub-bacia simulada, com o seguinte procedimento: as 1350 simulações foram realizadas para cada sub-bacia independentemente e depois os resultados foram computados.

A largura do *box-plot* indica a qualidade do ajuste para cada evento, sub-bacia e conjunto de parâmetros. Assim, quanto mais largo é o *Box-plot* maior é a incerteza na modelagem. Considerando o exemplo da sub-bacia 30 para o evento A é notório que o segundo cenário de modelagem produz estimativas mais confiáveis que o cenário 1.

Não houve uma grande diferença entre os cenários, somente no fato que, no segundo cenário, a variância dos valores do NSE foi menor. Embora, ao analisar evento por evento seja possível verificar uma grande diferença justificável pela dificuldade em encontrar uma solução otimizada para as características de cada evento (intensidade, duração, volume, etc.). O evento C foi o mais difícil de ser calibrado especialmente para as sub-bacias 24 e 30.

Ao trabalhar com bacias acopladas, os resultados foram convergindo e se tornando mais uniformes no sentido jusante, ao passo que mais informações foram sendo adicionadas e as áreas foram tornando-se maiores. Um exemplo disso é a sub-bacia 33 apresentar resultados mais adequados em termos de eficiência em comparação à sub-bacia 24, que é a bacia mais a montante mesmo para o evento C.

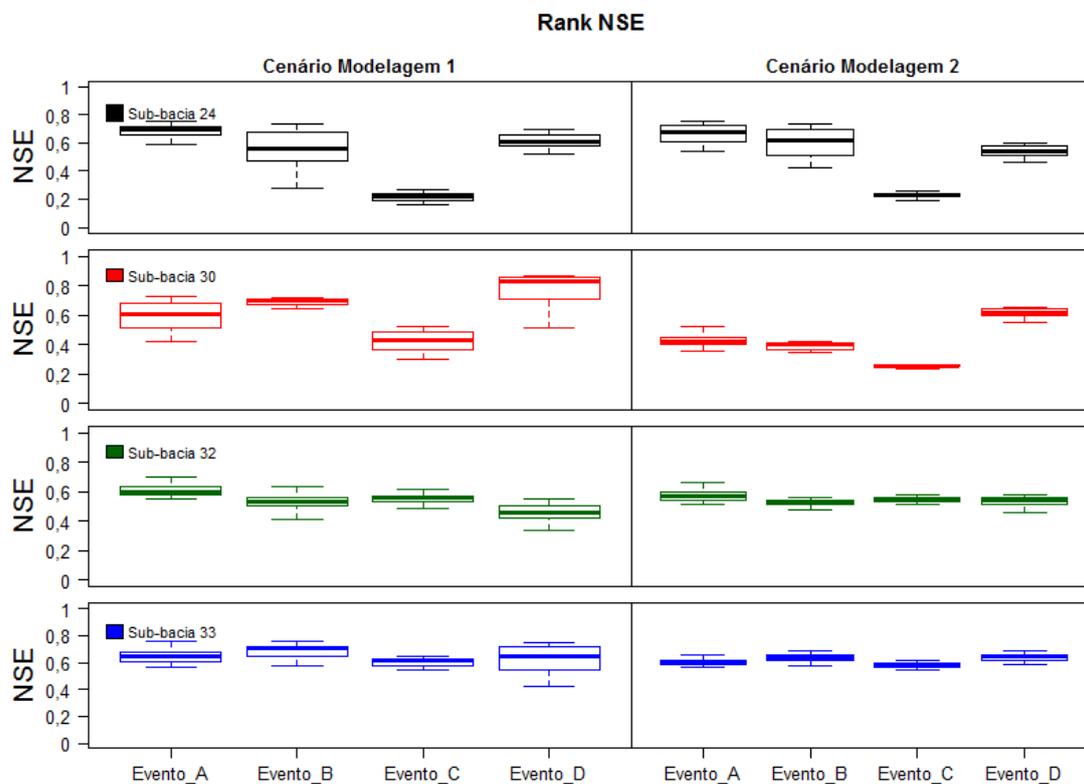


Figura 5.7 – *Box-plot* com os melhores resultados NSE para os cenários de modelagem

Uma vez que se trabalhou com as sub-bacias acopladas, i.e., todas as informações a montante eram inseridas e as áreas eram acumuladas (ex. a sub-bacia 30 que possui 54 km² isoladamente passou a ter 102 km² ao somar-se com a área da sub-bacia a montante de 48

km²), os resultados foram convergindo e tornando-se mais uniformes no sentido do exutório, dado que as informações e o tamanho das sub-bacias foram ficando maiores, a exemplificar, a sub-bacia 33 (a última analisada) obteve maior eficiência nos resultados mesmo para o evento C que a sub-bacia 24, que é a primeira sub-bacia localizada a montante.

5.6 Rank do coeficiente de rugosidade

A escolha do coeficiente de Manning inicial foi baseada na literatura (CHOW, 1959). Para ambos cenários de modelagem, iniciou-se com um arranjo de valores entre 0,011 a 0,060 para a rugosidade. Após as simulações e a seleção dos melhores resultados do ponto de vista dos valores de NSE, tal intervalo foi encurtado. O cenário 2 apresentou resultados mais plausíveis do ponto de vista físico (material e condições das seções estudadas) além de uma variância menor, como pode ser visto na Figura 5.8, o que reduziu a incerteza sobre o parâmetro hidráulico. A única exceção foi a sub-bacia 32 na qual o MS2 não foi capaz de reduzir a variância dos valores de n em relação a MS1.

Embora o canal tenha sido construído em concreto, as técnicas de construção divergem entre as seções e o tempo de construção também foi diferente. Como discutido por Chow (1959), a variação de n depende de um número de fatores, incluindo a rugosidade na superfície, o alinhamento e a irregularidade do canal, se há ou não presença de vegetação. Neste trabalho, a influência no coeficiente de rugosidade pode ser resultado da presença de obstruções e vigas no canal, especialmente nos níveis mais altos, uma vez que os eventos analisados foram extremos.

Há uma discrepância que pode ser notada entre os coeficientes de rugosidade das duas primeiras sub-bacias (24 e 30) em comparação com as sub-bacias mais a jusante (32 e 33). Nas duas primeiras estações linimétricas, os resultados sugerem que as seções são mais lisas, enquanto, para as duas últimas, a rugosidade é maior, o que se mostra razoável em face da configuração das seções analisadas. Tais diferenças na rugosidade podem levar a grandes diferenças na vazão observada especialmente quando se trata de canal urbano sujeito a rápidas mudanças de nível.

A diferença na rugosidade entre as seções era esperada, conforme discutido anteriormente, devido às diferentes condições em cada estação. Identificar estas diferenças é essencial, especialmente em uma propagação hidráulica na qual o tempo de resposta é curto. Siqueira *et al.* (2016) também encontraram diferentes coeficientes de *Manning* ao longo do canal em seu estudo ao estimá-los via otimização de algoritmo levando em conta a contribuição lateral.

Em um estudo em um canal artificial utilizando um modelo hidrodinâmico, Oliveira *et al.* (2016) identificaram uma variação de 150% para o mesmo nível ao comparar a curva chave ao modelo utilizando uma avaliação multiobjetiva. Ao confrontar isso com os resultados aqui obtidos, nota-se que houve uma redução nessa discrepância pela aceitação de um conjunto de curvas chaves.

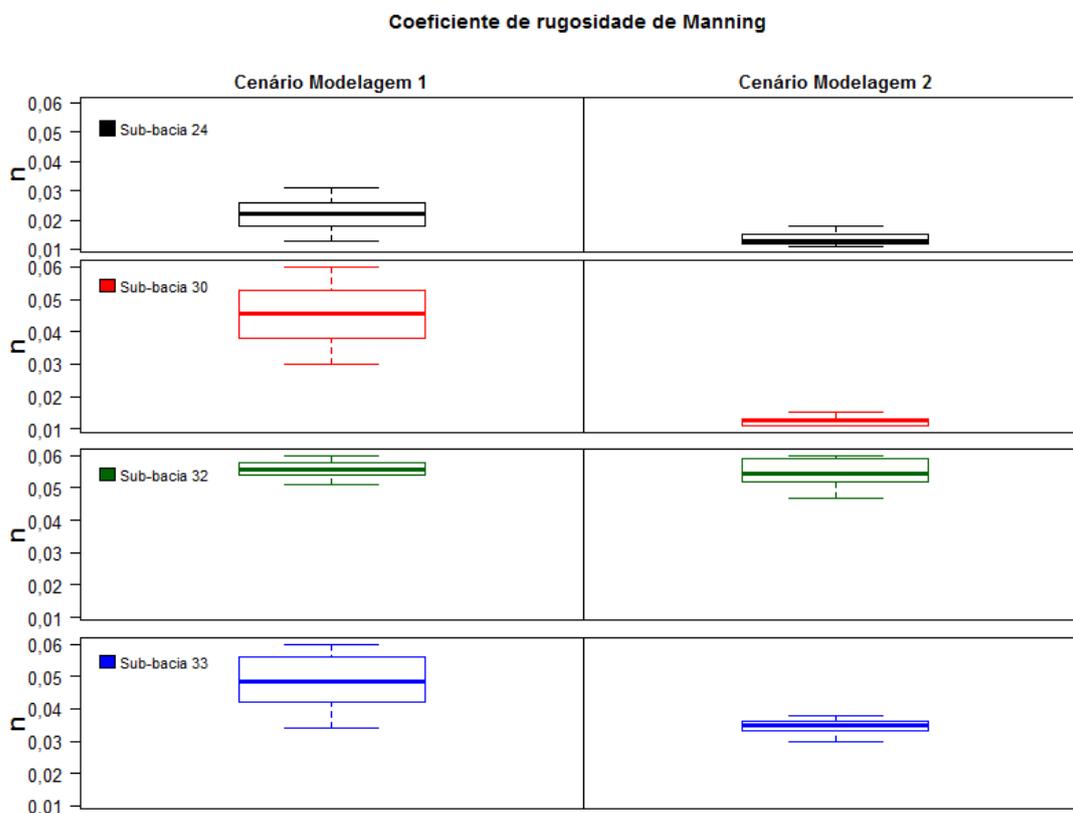


Figura 5.8 – Gráfico de dispersão para os melhores coeficientes de Manning para os cenários de modelagem

5.7 Variação na curva-chave

Uma simulação em HEC-RAS foi necessária em regime permanente no intuito de fornecer um conjunto de curvas-chave, cada uma associada a um coeficiente de rugosidade. De fato, o objetivo era partir de um intervalo inicial de possíveis valores de n e atingir um intervalo menor, com valores fisicamente possíveis, após as simulações conjuntas e assim avaliar o impacto nos eventos. Como pode ser visto na Figura 5.9, o cenário 2 (MS2) foi eficiente em reduzir para valores possíveis dado as condições iniciais do problema.

No lugar do n variar de 0,011 a 0,060 para a estação 24, o método permitiu que o coeficiente de rugosidade ficasse entre 0,013 e 0,031 no cenário 1, e, para o MS2, o intervalo para o n ficou entre 0,011 e 0,018. Isso implica que, para as vazões, que, inicialmente, no pico, poderiam variar entre 68 e 304 m^3/s , ficaram entre 127 e 268 m^3/s para MS1 e entre 204 e 304 m^3/s para MS2.

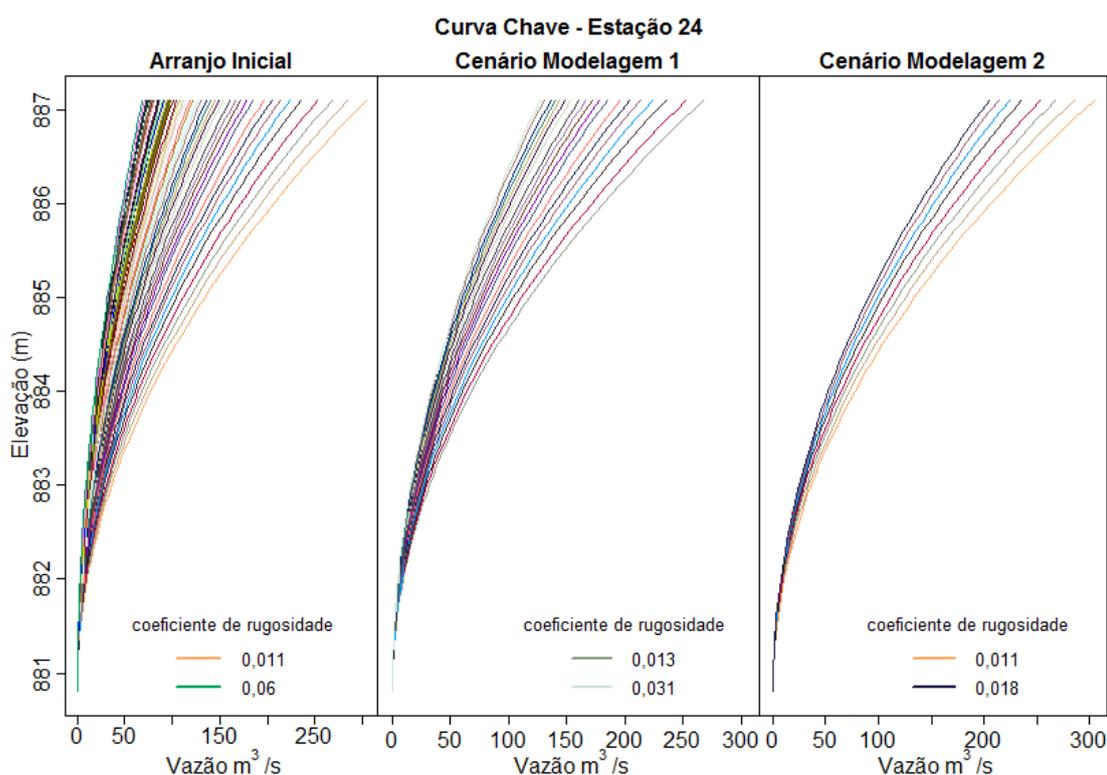


Figura 5.9 – Intervalo das curvas-chaves nos cenários para a estação 24

De forma análoga, para as estações 30 (Figura 5.10), 32 (Figura 5.11) e 33 (Figura 5.12) também foram reduzidos os intervalos de rugosidade e somente para a sub-bacia 32 na qual o intervalo para o MS1 foi menor. Em uma análise mais geral, o método foi eficiente em demonstrar o que pode ser feito uma vez que não se tem dados de vazões e apenas de nível. Mesmo que ainda há um arranjo possíveis de curvas-chave na resposta final, a metodologia criou caminhos possíveis para solucionar a falta de informação inicial, reduzindo a incerteza tanto nas vazões quanto nas condições do canal.

Estes intervalos representam a incerteza na parametrização da curva-chave. Fenton (2018) discutiu o tipo de equação da curva-chave (polinômio ou exponencial) ao utilizar dois métodos distintos (aproximação pelos mínimos quadrados e *splines* por partes contínuas) para calcular automaticamente as curvas-chave: nos dois métodos foi possível definir uma curva envoltória para os dois tipos de equação e não somente uma única curva pois a variação de seus resultados não permitiu tal hipótese. O ajuste obtido pelo autor foi considerado satisfatório e permitiu especificar pesos diferentes para os dados coletados, decrescendo o peso em função dos dados mais antigos permitindo definir uma curva envoltória no tempo.

Nesta tese, conforme discutido anteriormente, a equação exponencial fora aplicada, uma vez que era conhecida a declividade do canal definindo-se uma equação com diferentes coeficientes para cada rugosidade. As vazões em situações de eventos extremos são mais difíceis de serem mensuradas, o que revela a importância da metodologia aplicada com a redução das incertezas uma vez que não havia informações suficientes durante as inundações.

Observou-se que a inserção do multiplicador da chuva, uma incerteza hidrológica, compensou a incerteza no parâmetro hidráulico, o coeficiente de rugosidade de *Manning*. Do ponto de vista de alertas, tais não seriam afetados, uma vez que são emitidos em função do nível, e essa informação foi respeitada durante a simulação, o que variou foi a vazão em função do coeficiente de *Manning* escolhido. Ressalta-se que somente as vazões dentro do canal foram simuladas, e, em caso de transbordamento, as propagações fora da calha do canal não foram simuladas.

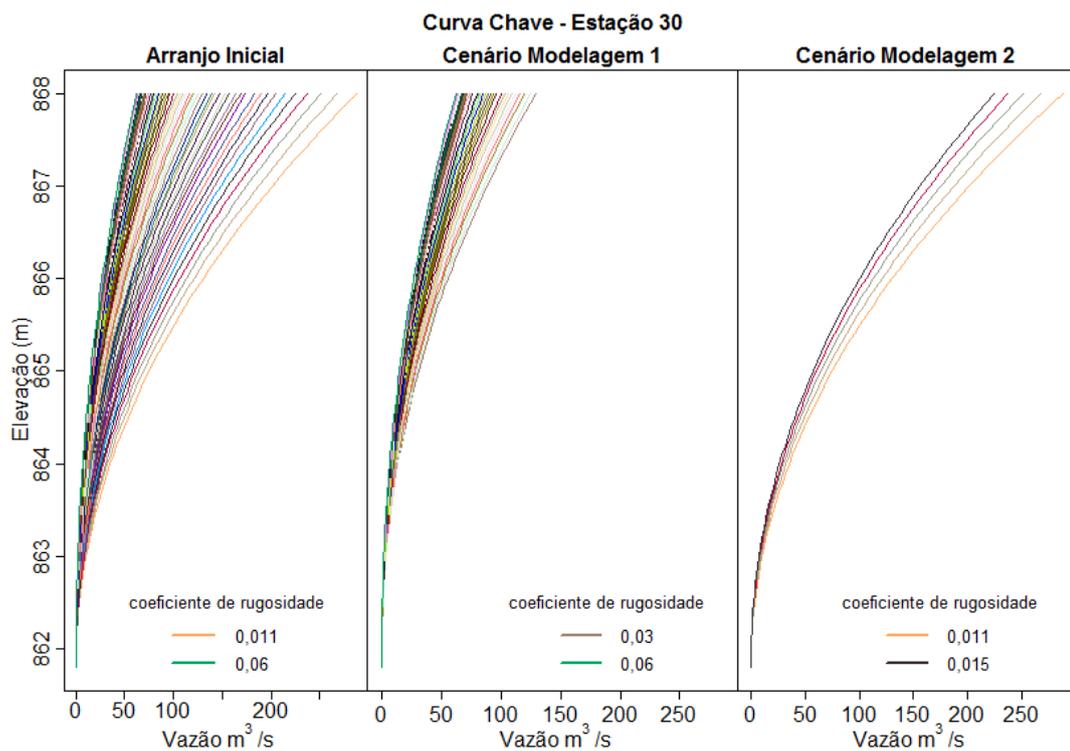


Figura 5.10 – Intervalo das curvas-chave nos cenários para a estação 30

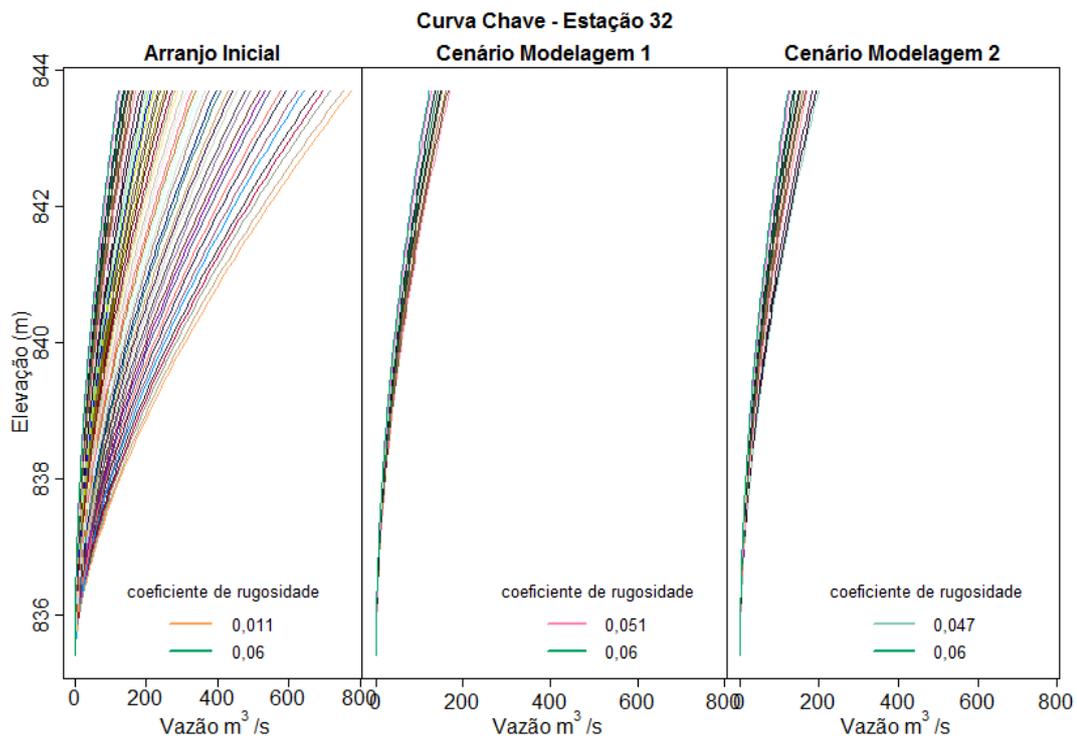


Figura 5.11 – Intervalo das curvas-chave nos cenários para a estação 32

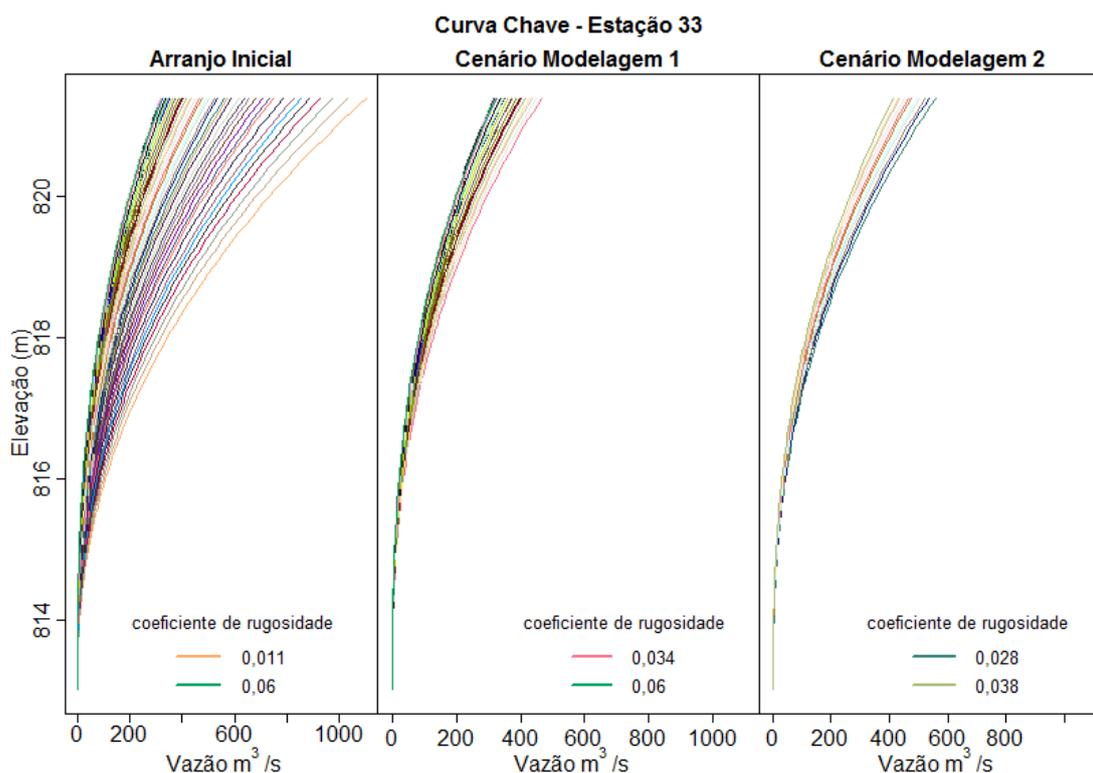


Figura 5.12 – Intervalo das curvas-chave nos cenários para a estação 33

5.8 Parâmetros e cenários de modelagem

Como já discutido, os resultados foram considerados satisfatórios e a metodologia combinada provou ser efetiva apesar da falta de dados de vazões observadas. A Tabela 5.1 apresenta os melhores resultados para a sub-bacia 33, que foi a última bacia simulada e que gerou resultados mais robustos em relação ao parâmetro X1 (com 837 mm predominante) e X3 (com 151 mm), porém foi notado que o intervalo para X2 de -0,7 a -36,4 mm ainda foi grande resultando em um grau de incerteza não desprezível para o MS1.

Para o caso do MS2, menores valores para o NSE foram observados (Tabela 5.2), porém os valores de n obtiveram menor variância (0,028 a 0,038). Como um fator adicional e intrínseco a esse cenário, o coeficiente de correção da chuva ficou acima de 1 para todo o ordenamento, o que induziu à conclusão de um caso de subestimação pelos pluviógrafos nas enxurradas. Os demais rankings para as outras sub-bacias encontram-se no Apêndice C desta tese.

Tabela 5.1 – Ordem dos parâmetros no MS1 para a sub-bacia 33

X1 (mm)	X2 (mm)	X3 (mm)	n	NSE				
				Evento A	Evento B	Evento C	Evento D	Média
837	-2,3	151	0,049	0,65	0,71	0,63	0,68	0,67
837	-2,3	151	0,053	0,67	0,67	0,61	0,72	0,67
837	-2,3	151	0,050	0,65	0,70	0,63	0,69	0,67
837	-2,3	151	0,051	0,66	0,69	0,62	0,70	0,67
837	-2,3	151	0,054	0,68	0,66	0,61	0,73	0,67
837	-2,3	151	0,052	0,67	0,68	0,62	0,71	0,67
837	-2,3	151	0,048	0,64	0,71	0,63	0,67	0,66
837	-2,3	151	0,055	0,68	0,65	0,60	0,73	0,66
837	-2,3	151	0,047	0,63	0,72	0,62	0,66	0,66
837	-2,3	151	0,057	0,69	0,62	0,58	0,74	0,66
837	-2,3	151	0,056	0,68	0,64	0,59	0,74	0,66
837	-2,3	151	0,046	0,62	0,72	0,62	0,64	0,65
837	-2,3	151	0,058	0,69	0,60	0,56	0,75	0,65
837	-2,3	151	0,045	0,61	0,72	0,62	0,63	0,64
837	-2,3	151	0,044	0,60	0,72	0,61	0,61	0,64
837	-2,3	151	0,059	0,69	0,59	0,55	0,75	0,64
837	-2,3	151	0,060	0,69	0,58	0,54	0,75	0,64
453	-36,4	332	0,060	0,76	0,76	0,44	0,55	0,63
347	-3,7	136	0,037	0,62	0,73	0,65	0,49	0,62
347	-3,7	136	0,036	0,63	0,74	0,65	0,47	0,62
347	-3,7	136	0,039	0,60	0,69	0,65	0,53	0,62
347	-3,7	136	0,035	0,64	0,75	0,64	0,44	0,62
837	-2,3	151	0,042	0,57	0,72	0,59	0,58	0,62
347	-3,7	136	0,038	0,61	0,71	0,65	0,51	0,62
837	-2,3	151	0,043	0,58	0,72	0,60	0,59	0,62
453	-36,4	332	0,058	0,76	0,75	0,42	0,54	0,62
453	-36,4	332	0,059	0,75	0,76	0,43	0,54	0,62
347	-3,7	136	0,041	0,57	0,65	0,64	0,57	0,61
347	-3,7	136	0,034	0,64	0,76	0,63	0,42	0,61
827	-0,7	200	0,043	0,61	0,60	0,56	0,66	0,61

Tabela 5.2 – Ordem dos parâmetros no MS2 para a sub-bacia 33

X1 (mm)	X3 (mm)	n	Multiplicador da chuva	NSE				
				Evento A	Evento B	Evento C	Evento D	Média
827	200	0,036	1,20	0,63	0,63	0,58	0,67	0,63
587	342	0,032	1,20	0,60	0,66	0,61	0,64	0,63
587	342	0,031	1,20	0,59	0,68	0,62	0,62	0,63
587	342	0,033	1,20	0,62	0,64	0,59	0,66	0,63
827	200	0,037	1,15	0,62	0,61	0,57	0,66	0,62
827	200	0,034	1,20	0,60	0,65	0,60	0,64	0,62
837	151	0,035	1,20	0,61	0,65	0,59	0,65	0,62
827	200	0,035	1,15	0,59	0,64	0,59	0,64	0,62
837	151	0,037	1,15	0,62	0,62	0,56	0,66	0,62
837	151	0,036	1,15	0,61	0,64	0,58	0,65	0,62
827	200	0,036	1,15	0,61	0,63	0,58	0,65	0,62
837	151	0,034	1,15	0,59	0,66	0,59	0,62	0,62
837	151	0,035	1,15	0,60	0,65	0,59	0,63	0,62
587	342	0,033	1,15	0,60	0,64	0,59	0,64	0,62
837	151	0,037	1,20	0,63	0,62	0,55	0,68	0,62
837	151	0,033	1,20	0,59	0,67	0,60	0,62	0,62
827	200	0,035	1,20	0,62	0,64	0,59	0,65	0,62
827	200	0,038	1,20	0,66	0,58	0,54	0,69	0,62
453	332	0,028	1,20	0,64	0,63	0,60	0,59	0,62
837	151	0,032	1,20	0,58	0,68	0,60	0,60	0,62
587	342	0,030	1,20	0,57	0,69	0,62	0,60	0,62
827	200	0,033	1,20	0,59	0,67	0,61	0,62	0,62
587	342	0,035	1,20	0,66	0,58	0,54	0,68	0,62
827	200	0,037	1,20	0,64	0,61	0,56	0,68	0,62
837	151	0,034	1,20	0,60	0,66	0,60	0,63	0,62
837	151	0,036	1,20	0,62	0,64	0,57	0,67	0,62
587	342	0,034	1,20	0,64	0,62	0,57	0,67	0,62
837	151	0,038	1,10	0,61	0,61	0,55	0,66	0,61
837	151	0,036	1,10	0,59	0,64	0,58	0,63	0,61
837	151	0,033	1,15	0,58	0,67	0,60	0,60	0,61

5.9 Discussão geral

A metodologia de uma calibração conjunta de parâmetros do modelo hidrológico com um arranjo de curvas-chave foi proposto. A adição do coeficiente de *Manning* permitiu uma solução balanceada para o caso dos eventos extremos. A busca de parâmetros ótimos foi reduzida para focar em um critério multiobjetivo encurtando o tempo de simulação para

atingir valores satisfatórios de NSE ao utilizar um conjunto de parâmetros “campeões” no lugar de uma calibração livre.

Dois resultados distintos foram obtidos: no primeiro cenário de modelagem (MS1), os valores do NSE foram adequados mas o intervalo de parâmetros ainda apresentou-se largo, especialmente a rugosidade; no segundo cenário de modelagem (MS2) os valores do NSE também foram altos, contudo com uma menor variância e este fato foi o que contribuiu para a escolha desse segundo cenário como a melhor alternativa mesmo que há a necessidade da inserção do multiplicador da chuva.

Esta metodologia também permitiu a redução da incerteza da modelagem hidráulica inserida pela falta de dados de vazão. Contudo, o processo de decisão ainda continua complexo. A exemplificar, no cenário MS2, na sub-bacia 24, o usuário (ou modelador) é responsável pelo processo de tomada de decisão e ser mais ou menos conservativo em relação à escolha da curva-chave a ser utilizada de fato. Isso implica diretamente na escolha do coeficiente de rugosidade. Um coeficiente de 0,011 resultará em vazões maiores, e, conseqüentemente, um possível falso alarme poderia ser acionado, o que comprometeria a confiabilidade do sistema. Em outro extremo, a escolha do maior valor de rugosidade (0,018) poderia resultar em um alarme atrasado, uma vez que as vazões simuladas seriam menores do que as observadas.

Para futuras aplicações, seja para fins de previsão ou de eventos que ainda não ocorreram, a ideia é de utilizar o *ranking* de parâmetros para buscar um arranjo de resposta para o processo de tomada de decisão em caso de eventos extremos. Não obstante, uma vez que tais eventos são rápidos e curtos, não havendo portanto uma simulação contínua, a definição dos estados iniciais do modelo é fundamental nesta metodologia na identificação de condições antecedentes ao evento.

Em conclusão, uma equifinalidade foi encontrada entre os parâmetros hidrológicos e hidráulicos através da análise entre o multiplicador da chuva e o coeficiente de rugosidade para o segundo cenário de modelagem e análise entre o coeficiente de rugosidade e os parâmetros X1 (capacidade máxima do reservatório de produção) e X3 (capacidade máxima do reservatório de distribuição). Embora desenvolvido para áreas rurais, o modelo GR4H tem uma boa performance em uma bacia urbana, ainda que necessite das condições iniciais.

6 SIMULAÇÃO ESPACIAL DE CAMPOS DE CHUVA: UMA FERRAMENTA PARA GESTÃO DE ALERTAS

6.1 Introdução

Este capítulo apresenta a discussão sobre o impacto da espacialidade da chuva sobre a questão dos alertas. No item 2.4 desta tese foi discutido o desafio da variabilidade espacial da chuva e a rápida resposta em meio urbano. A questão central é responder a pergunta: como melhorar a representação da distribuição espacial da chuva e qual o ganho dessa informação na gestão dos riscos de inundações?

Nesse sentido há uma dificuldade do ponto de vista prático em se determinar as características espaciais principais da chuva (direção, velocidade, porcentagem da bacia coberta pela chuva) em um determinado local de estudo, uma vez que não se observou todo o espectro da chuva. Em função disso, a proposta metodológica aqui é de se reproduzir estocasticamente em uma simulação de Monte Carlo, a partir de chuvas observadas, um número razoável de eventos para se determinar a dinâmica espaço-temporal da chuva na bacia do ribeirão Arrudas. Para tanto, a Figura 6.1 apresenta o fluxograma com as etapas metodológicas aqui desenvolvidas.

Em um primeiro momento foram selecionados eventos distintos aos apresentados no capítulo 4 pois para a simulação dos campos de chuva não era necessária a informação de nível no canal, o que possibilitou trabalhar com um total de 12 eventos. Após a caracterização destes eventos (intensidade média, desvio-padrão da chuva) fez-se necessário criar uma grade espacializada que a partir dela poderia se identificar velocidades médias e direção preferencial da chuva. Para tal propósito, utilizou-se a técnica previamente discutida do método do inverso da potência (IDW) e para cada evento e cada intervalo de tempo a grade foi criada a partir da posição dos pluviógrafos.

De posse destas informações (direção, velocidade, média e desvio-padrão da chuva) foi possível estimar parâmetros dos variogramas espaciais e temporais da chuva e da intermitência, parâmetros esses necessários para inicializar o gerador de campos de chuva TBM-SAMPO apresentado no item 2.3.2 desta tese. Para cada um dos 12 eventos foram gerados 100 campos estocásticos de chuva com a característica do evento gerador.

Os campos de chuva foram inseridos no modelo GR4H como entrada e simulados com os 30 melhores conjuntos de parâmetros definidos no segundo cenário de modelagem apresentado no capítulo 5 desta tese. Após, há a etapa de definição da chuva que realmente provoca o escoamento superficial no evento analisado. Para tanto, fez-se necessário o cálculo do índice ϕ de infiltração e da chuva efetiva baseada no volume de escoamento superficial. A chuva efetiva fornecerá tanto a intensidade do evento quanto o tempo de duração dentro da janela de 48 horas.

Em sequência, foram selecionados os eventos que provocaram os alertas (amarelo, laranja e vermelho) na simulação e a partir destes, obter as características da chuva, intensidade e duração mais frequentes para aquele tipo de alerta, além de se inserir a informação dinâmica da chuva, velocidade de propagação e direção de deslocamento mais frequentes. A metodologia foi construída baseada nas informações disponíveis e necessárias para a inserção no gerador TBM-SAMPO.

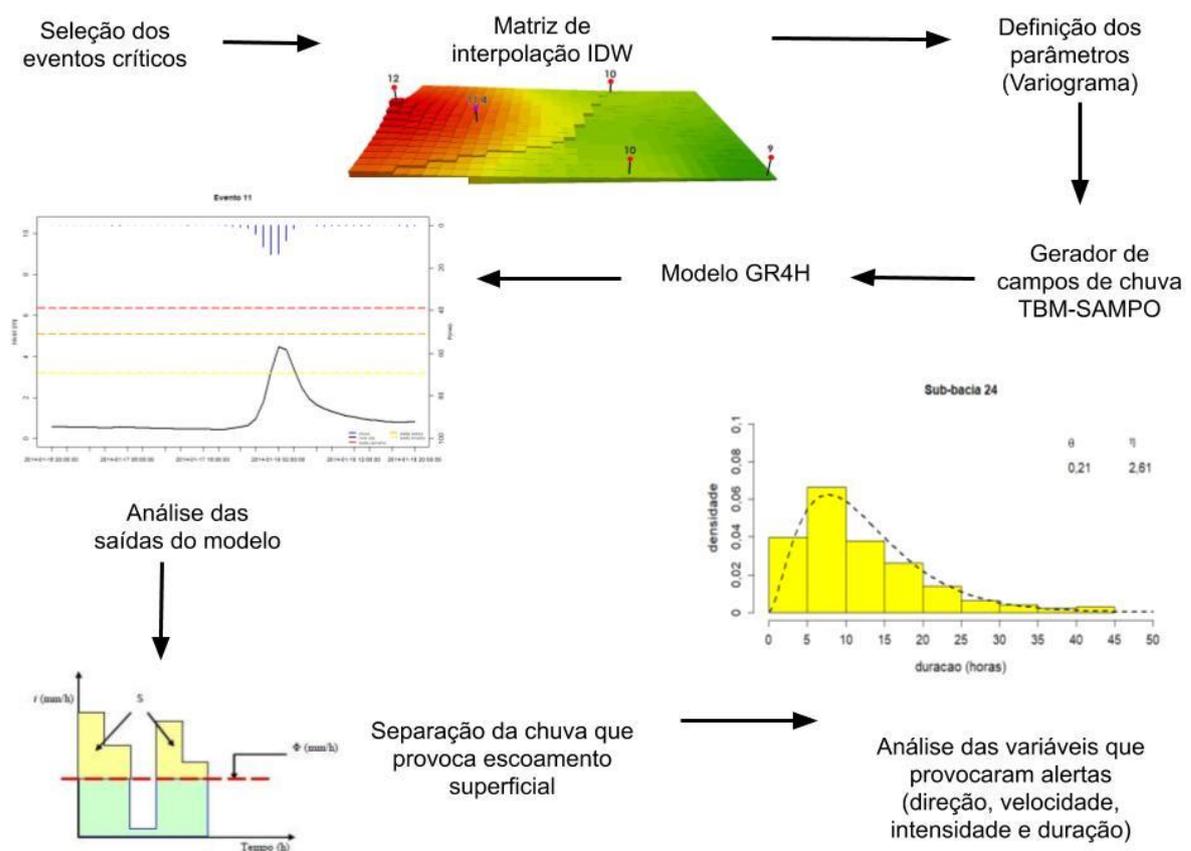


Figura 6.1 – Escopo da metodologia proposta para a simulação de Monte Carlo

6.2 Caracterização dos eventos extremos e matriz de interpolação IDW

Nesta etapa foram selecionados um total de 12 eventos com diferentes características de intensidade média, porcentagem de zeros e desvio-padrão da chuva. Porém, no sentido de dar uniformidade à coleta de dados, optou-se por uma janela temporal fixa de 49 horas, seriam 48 horas porém o gerador SAMPO produz um intervalo $dt + 1$. Para se determinar os parâmetros geoestatísticos necessários para o simulador TBM-SAMPO, parâmetros espaciais e temporais dos variogramas além da direção e velocidade da advecção da chuva, fez-se necessário a construção de uma grade espacializada, em outras palavras, uma matriz de interpolação. A técnica escolhida foi o método do inverso da potência (IDW) pois tal ferramenta leva em conta a posição dos pluviógrafos para criar a superfície de interpolação utilizando a equação 2.20.

Para cada intervalo de tempo, foi calculado a raiz do erro médio quadrático (RMSE) em relação à média dos pontos observados. A grade foi definida como uma grade regular de 150 linhas x 150 colunas, pois esse é o tamanho necessário para o algoritmo *Tracking* realizar a leitura e identificar a direção e a velocidade preferencial da advecção. Com isso, a partir de uma coordenada central da bacia, criou-se uma grade de aproximadamente 642 km², com cada malha aproximadamente de 169 x 169 metros, valor muito acima da área da bacia de 207 km². A proposta é de se gerar campos também de chuva fora da bacia com futuros propósitos de previsão, *i.e.*, conhecendo-se as características espaciais da chuva que se aproximam da bacia será possível realizar uma predição sobre a tomada de decisão do alerta.

Uma rotina em linguagem R foi desenvolvida no sentido de otimizar a função IDW: para cada intervalo de tempo eram calculados um valor do raio de influência e da potência sempre objetivando o menor valor de RMSE possível. O raio de influência ficou em um intervalo de 5000 a 12000 metros devido às distâncias entre as estações pluviométricas conforme apresentado na Tabela 6.1 da matriz de distâncias. A potência, por sua vez, variou entre 0,1 e 5 que são valores mais comuns encontrados na literatura especializada (CHEN & LIU, 2012; LLOYD, 2005; LY *et al.*, 2013).

Tabela 6.1 – Matriz das distâncias entre as estações em metros

Estação	24	30	32	33	35	22	12	15	23	25	26	27	29	31	34	41	42	Inmet
24	0																	
30	2662	0																
32	6952	4757	0															
33	10905	8350	4446	0														
35	13552	11020	6877	2680	0													
22	7071	7211	6433	10546	12482	0												
12	12466	10237	5523	3493	3224	9919	0											
15	5158	4384	3631	8037	10313	3160	8312	0										
23	744	3007	6903	11015	13631	6428	12374	4742	0									
25	3570	5795	10430	14123	16800	10111	15953	8660	3920	0								
26	4323	6485	11153	14786	17465	10832	16674	9418	4677	757	0							
27	8079	9271	13946	16710	19322	15085	19247	13151	8668	5199	4638	0						
29	4417	4762	9320	12091	14728	11364	14581	8961	5149	3819	4012	4667	0					
31	2915	2128	6667	9719	12392	9121	12004	6461	3605	4678	5234	7281	2670	0				
34	10691	8045	6172	3694	5350	12578	7179	9590	11040	13304	13852	14777	10454	8628	0			
41	7484	5159	723	3736	6211	7120	5080	4354	7482	10908	11619	14229	9574	6955	5533	0		
42	7037	4501	4976	5766	8270	10507	8830	7346	7486	9439	9977	11113	6641	4762	3878	4719	0	
Inmet	8618	7427	4047	7163	8741	3964	5990	3478	8220	12137	12895	16527	12173	9555	9913	4499	8988	0

Os valores do RMSE em mm variaram de acordo com a intensidade do evento interpolado. Obviamente, que eventos mais intensos apresentaram um RMSE mais alto. O evento 1 dessa simulação obteve RMSE entre 0,08 e 16 mm, o que poderia ser considerado um valor inadequado. Contudo, trata-se de uma grande matriz com poucos pontos de amostragem. A Tabela 6.2 mostra os valores do RMSE para os demais eventos.

Tabela 6.2 – RMSE dos eventos para a matriz de interpolação em mm

Evento/tempo	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1 hora	0,00	0,43	3,60	0,00	0,05	0,05	0,00	0,05	0,31	0,00	0,09
2 horas	0,33	0,74	1,46	0,00	0,44	0,44	3,01	0,05	0,10	0,00	0,07
3 horas	2,81	0,53	0,09	0,00	3,03	3,03	2,03	0,00	0,50	0,00	0,00
4 horas	3,36	0,48	2,24	2,31	2,20	2,20	0,15	1,02	0,60	0,00	0,00
5 horas	0,40	0,44	8,82	1,94	1,17	1,17	0,05	0,15	0,05	0,00	0,00
6 horas	10,34	1,26	6,49	1,90	0,05	0,05	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
7 horas	3,34	8,12	2,17	1,95	0,24	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
8 horas	7,81	7,03	0,93	1,58	0,14	0,00	0,00	1,62	0,20	0,00	0,00
9 horas	5,94	0,92	0,14	0,97	0,19	0,05	0,00	0,12	5,30	0,00	0,00
10 horas	0,78	2,47	0,00	0,43	0,10	0,00	0,00	0,43	19,71	0,00	0,00
11 horas	0,63	4,93	0,06	0,45	0,10	0,05	0,00	0,15	5,68	0,00	0,00
12 horas	0,53	2,69	0,00	0,16	0,26	0,05	0,00	0,08	7,27	0,00	0,00
13 horas	0,49	1,35	0,00	0,05	0,46	0,00	0,10	0,00	1,78	0,00	0,00
14 horas	0,29	0,87	0,05	0,07	0,09	0,00	0,00	0,04	0,93	0,00	0,05
15 horas	0,29	2,52	0,05	0,00	0,46	0,00	0,00	0,07	0,09	0,00	0,07
16 horas	0,19	2,05	0,05	0,00	1,57	0,00	0,05	0,16	0,05	0,00	0,05
17 horas	0,20	0,85	0,05	0,00	1,67	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00
18 horas	0,19	0,55	3,89	0,00	1,44	0,11	0,75	0,22	0,00	0,00	0,00
19 horas	0,10	0,78	2,62	0,05	0,79	1,46	0,78	0,49	0,00	0,00	6,12
20 horas	0,10	0,55	0,00	0,05	0,37	0,65	0,05	0,16	0,10	0,00	1,77
21 horas	0,05	0,52	0,00	0,05	0,42	3,92	0,35	1,03	0,23	0,00	5,40
22 horas	0,08	0,45	0,00	0,05	0,12	0,11	12,05	0,15	0,46	10,77	12,64
23 horas	0,00	1,36	0,00	0,05	0,07	0,00	15,01	0,07	1,69	1,32	5,97
24 horas	0,00	0,42	0,00	0,05	0,19	0,00	1,54	1,57	0,91	0,55	1,74
25 horas	0,08	0,39	0,00	0,26	1,14	0,34	0,72	16,79	0,08	1,88	0,38
26 horas	1,25	0,46	0,00	1,69	2,96	0,15	0,06	10,33	0,00	0,28	0,60
27 horas	2,69	3,49	0,00	5,08	2,48	0,00	0,14	4,69	4,06	0,26	0,78
28 horas	0,10	3,72	0,00	3,38	1,22	0,00	0,13	4,10	0,05	0,10	0,28
29 horas	0,35	3,01	0,00	2,10	0,09	0,67	0,05	5,81	0,00	0,26	0,10
30 horas	4,17	1,11	0,00	1,46	0,07	0,29	0,00	3,86	0,10	0,44	0,00
31 horas	14,53	1,79	0,00	1,28	0,05	0,00	0,10	3,00	4,45	0,29	0,49
32 horas	8,01	1,84	0,00	0,98	0,14	0,05	0,13	0,72	6,76	0,09	1,52
33 horas	2,03	3,56	0,00	0,87	0,14	0,00	0,27	0,44	6,56	0,05	0,00
34 horas	0,10	4,42	0,00	0,45	0,00	0,00	0,43	0,90	0,20	0,15	0,00

Continuação da Tabela 7.2

35 horas	0,10	3,07	0,00	0,26	0,13	0,00	0,43	0,64	0,05	0,28	0,00
36 horas	0,83	2,72	0,00	0,10	0,07	0,10	0,05	0,30	0,49	0,00	0,00
37 horas	0,52	2,40	0,05	0,00	0,05	0,05	0,00	0,19	1,82	0,00	0,00
38 horas	0,07	1,54	0,00	0,05	0,00	4,38	0,06	0,41	1,89	0,05	0,05
39 horas	0,88	1,17	0,07	0,00	0,00	8,08	0,37	0,19	0,00	0,05	0,05
40 horas	0,70	1,19	0,10	0,00	0,05	1,56	0,29	0,04	0,00	0,05	0,05
41 horas	0,18	1,13	2,55	0,00	1,91	1,91	0,70	0,31	0,00	0,00	0,00
42 horas	0,07	2,10	2,47	0,05	1,76	1,76	1,40	0,27	0,00	0,11	0,64
43 horas	0,05	8,37	1,44	0,00	0,00	2,47	1,12	0,00	0,00	0,08	1,04
44 horas	0,05	3,51	0,61	0,05	0,00	8,90	0,06	0,00	0,05	2,07	2,54
45 horas	0,05	1,21	3,49	0,05	0,05	2,36	0,05	0,09	0,05	1,03	21,11
46 horas	0,07	1,14	8,97	0,07	0,10	0,41	0,00	0,58	0,05	5,71	7,54
47 horas	0,05	1,17	8,12	0,05	0,38	0,16	0,69	0,45	0,05	7,44	0,89
48 horas	0,40	2,30	5,25	15,53	2,85	0,13	0,64	2,80	0,10	4,28	0,05
49 horas	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,15	0,00	1,23	0,00

Outra característica reportada aqui no momento da interpolação é a potência, que também variou de acordo com o evento no sentido de apresentar o menor RMSE. No método IDW quanto maior a potência maior ênfase será dada nos pontos mais próximos. Conseqüentemente, os dados próximos terão a maior influência e a superfície terá mais detalhes (menos suave). A exemplificar, o evento 1 apresentou valores iguais a 0,1 em quase todos os intervalos de tempo à exceção do pico do evento quando o valor foi de 2,14. A Tabela 6.3 apresenta a variação da potência para os demais eventos, com valor médio de 1,52 e com poucos intervalos de tempo nos quais o valor da potência foi máxima (igual a 5,0).

Tabela 6.3 – Variação da potência nos eventos simulados

Evento/tempo	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1 hora	0,74	0,10	2,22	1,34	1,01	1,11	4,29	0,10	2,23	2,52	3,36
2 horas	4,56	0,10	0,98	2,19	1,19	1,36	0,10	0,12	0,91	2,41	0,10
3 horas	4,75	0,10	5,00	4,93	1,26	0,88	1,77	4,82	0,10	1,18	2,23
4 horas	3,68	0,10	2,42	5,00	0,87	1,10	1,06	0,10	0,10	4,36	4,19
5 horas	2,47	0,10	0,10	5,00	1,01	0,94	0,10	2,14	0,62	4,21	0,67
6 horas	3,68	0,10	1,58	0,15	0,79	1,20	2,61	3,74	4,18	4,33	2,35
7 horas	3,04	0,10	0,10	0,10	1,72	3,23	0,75	0,97	1,79	1,74	1,28
8 horas	2,03	1,50	0,10	0,10	0,10	2,95	0,11	1,33	0,10	3,39	2,65
9 horas	0,39	0,10	0,10	0,10	1,09	1,00	1,82	0,10	0,10	3,07	1,87
10 horas	2,95	1,23	0,60	0,10	4,82	2,22	4,59	0,10	0,10	3,88	1,72
11 horas	0,29	0,66	1,76	0,10	1,68	1,17	3,61	0,10	0,84	0,94	2,41

Continuação da Tabela 7.3

12 horas	3,21	0,10	1,07	0,10	0,10	1,17	3,43	0,10	5,00	3,34	2,33
13 horas	2,70	0,10	3,13	1,18	0,70	3,02	0,10	1,46	5,00	2,43	2,40
14 horas	3,29	1,17	1,31	0,10	0,66	4,42	4,60	5,00	1,12	1,40	1,48
15 horas	3,24	5,00	1,36	0,88	1,23	0,55	3,76	0,14	0,10	4,59	0,10
16 horas	2,91	5,00	0,14	4,53	5,00	4,58	1,88	0,75	2,09	3,62	0,10
17 horas	0,93	0,10	0,10	4,81	0,41	0,99	4,03	0,10	2,53	0,29	4,93
18 horas	1,34	0,10	0,10	4,38	1,82	0,10	0,10	0,10	1,77	2,18	0,74
19 horas	3,01	1,61	0,10	0,61	0,10	2,98	0,10	0,10	1,24	0,96	0,10
20 horas	0,96	0,10	2,10	0,10	0,10	0,10	1,22	0,10	0,10	1,01	1,47
21 horas	1,04	0,10	4,46	0,19	0,33	5,00	0,10	0,85	1,51	4,41	2,09
22 horas	3,43	0,28	4,98	0,10	0,10	1,73	0,17	0,10	5,00	1,77	0,10
23 horas	0,35	0,10	4,11	0,10	0,10	0,22	5,00	0,10	0,10	4,68	0,10
24 horas	4,90	0,10	3,03	0,10	2,43	1,69	0,10	0,10	1,72	3,27	1,61
25 horas	4,70	0,10	4,24	2,92	0,94	1,13	1,46	0,78	1,21	2,81	1,48
26 horas	1,93	1,18	2,67	1,16	0,10	1,16	0,10	0,10	4,56	0,10	2,40
27 horas	1,27	0,10	3,08	2,00	0,38	4,82	0,10	0,10	2,46	0,28	0,81
28 horas	4,12	1,65	0,80	2,16	1,35	1,66	0,82	0,10	0,10	0,10	1,61
29 horas	3,10	1,21	3,68	0,34	0,10	0,15	1,90	0,10	4,06	0,10	0,18
30 horas	0,73	1,36	2,67	0,10	0,10	0,52	4,38	0,10	1,93	1,73	0,48
31 horas	3,61	0,50	2,42	1,59	0,57	2,53	0,80	1,14	0,68	0,96	1,55
32 horas	1,58	0,10	4,43	0,51	0,10	0,10	1,54	1,26	1,87	0,10	2,11
33 horas	3,54	0,10	4,44	0,10	0,10	1,39	5,00	0,10	0,91	0,10	0,58
34 horas	1,35	0,58	2,00	4,65	0,98	2,17	0,39	0,10	1,68	1,14	3,03
35 horas	0,67	4,17	3,85	0,10	0,10	3,24	0,10	0,10	0,10	5,00	2,99
36 horas	3,10	4,12	2,38	0,10	0,10	0,10	1,05	0,10	0,10	0,29	3,69
37 horas	0,24	5,00	0,10	1,25	2,05	0,10	1,49	0,10	0,10	2,14	0,42
38 horas	3,05	0,10	4,44	1,94	0,85	0,10	2,04	0,10	1,88	0,10	0,10
39 horas	4,74	0,10	0,10	4,60	4,67	0,10	0,10	0,10	2,72	1,52	1,14
40 horas	0,53	0,10	0,10	1,36	0,10	1,85	0,10	5,00	0,99	0,96	0,10
41 horas	2,71	0,21	1,71	1,42	1,15	1,11	0,10	1,85	2,56	0,26	3,10
42 horas	3,50	1,35	2,12	0,10	1,41	0,10	0,10	0,10	0,84	0,47	2,23
43 horas	5,00	3,15	5,00	3,48	4,47	0,90	0,10	0,26	4,05	0,10	1,56
44 horas	3,37	2,07	0,10	0,10	0,70	1,67	0,10	0,98	0,10	0,10	0,10
45 horas	2,84	0,10	0,60	0,10	0,10	0,10	0,10	1,84	0,10	0,66	0,10
46 horas	0,76	0,10	0,10	0,10	0,27	5,00	3,81	0,68	1,64	5,00	1,28
47 horas	0,10	1,27	0,10	0,10	2,26	0,10	3,48	0,10	0,10	3,77	0,10
48 horas	0,10	0,71	0,30	1,74	0,10	0,10	0,48	1,02	0,10	2,60	1,18
49 horas	0,99	0,71	0,30	1,74	1,23	3,71	2,13	0,65	0,86	0,10	2,79

Em um terceiro momento também foi avaliado a distância média de influência. Alguns autores indicam que esse fator pode ser fixado (CHEN & LIU, 2012; LLOYD, 2005; LY *et*

al., 2013). Nesta pesquisa, porém a ideia era variar a distância juntamente com a potência no intuito de dar uma superfície mais suave e conseqüentemente valores menores do erro médio. O intervalo em que o valor ótimo foi buscado era de 5 a 12 km conforme discutido anteriormente baseado nas distâncias entre as estações pluviométricas. O evento 1 apresentou uma média da distância de 9700 metros. Os demais eventos estão representados na Tabela 6.4, e, em boa parte desses eventos, as distâncias foram da ordem de 9000 a 10000 metros, o que configura um maior raio e mais estações influenciando a determinação do valor interpolado em um ponto.

Tabela 6.4 – Distâncias médias por intervalo por evento em metros

Evento/tempo	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1 hora	8242	8162	6933	7450	11818	11793	6932	10691	5066	7253	5556
2 horas	11768	9384	5000	5434	11916	10148	5331	11367	11103	9730	11441
3 horas	11472	9746	11563	5932	11420	11299	7411	5111	8087	8383	8213
4 horas	8008	10834	10662	5000	11320	11461	11082	8902	10417	5290	9244
5 horas	6339	10590	8346	5000	11613	10741	6759	8359	9281	6502	6201
6 horas	8665	9874	10385	5000	11601	11158	8312	6246	5953	8212	11235
7 horas	5789	10864	8141	9198	9797	10229	8871	11617	8898	9813	7447
8 horas	11014	10759	10385	5205	8334	5514	11813	9355	6944	11790	11149
9 horas	6935	11033	6473	7244	7284	11548	7360	7042	10191	6430	7183
10 horas	6546	10865	11844	8784	5175	9363	9505	6888	8043	10207	11957
11 horas	5131	10155	6532	9609	8767	10415	8241	7266	7256	6014	11220
12 horas	6257	7251	11559	9526	9219	10703	5590	7461	8043	7024	8275
13 horas	5750	9633	10914	11081	5752	10447	11246	7353	5197	10745	7452
14 horas	8123	10338	11349	9074	5964	7048	5389	12000	5038	10021	7990
15 horas	10450	6411	9140	11644	9229	10399	7607	5232	9119	6662	7180
16 horas	10656	5949	11683	8524	9475	7736	6069	5473	10082	7257	11262
17 horas	5448	10222	11791	7200	5424	10853	10461	5173	9754	10731	7799
18 horas	11670	11309	6153	10840	11139	11287	9323	6602	8413	5170	5297
19 horas	9516	5436	10145	10163	9764	10793	6507	8256	6894	6717	11406
20 horas	11917	10243	5390	11416	7208	6357	10553	6727	8826	9205	9318
21 horas	8609	6837	5276	11927	7136	5133	11483	11603	11544	6270	11615
22 horas	8246	6301	9278	11350	5185	11954	5173	10667	6564	11764	6895
23 horas	6715	7734	11219	8025	11211	8678	5345	11097	6393	5132	9687
24 horas	7123	9997	8368	10355	9279	8882	11528	6795	5220	11850	7039
25 horas	8966	11632	6848	5215	11694	11258	5288	7290	5164	5225	5535
26 horas	10579	11156	11383	6480	9316	10317	7754	9899	7387	7615	11692
27 horas	11561	9713	6943	10131	5775	6252	6160	8876	11603	7191	5328
28 horas	10773	5000	9627	6865	7783	9596	11049	5414	5637	5867	10380

Continuação da Tabela 7.4

29 horas	5214	5346	7390	7508	9377	9953	11783	5000	11719	9907	8692
30 horas	9577	10329	8491	5145	6435	9549	7830	5093	10274	7375	10737
31 horas	6219	5249	5267	5116	9722	9678	10252	8433	6112	5214	10214
32 horas	9071	11627	11219	5159	7804	10238	7433	9857	5000	8636	11943
33 horas	11014	5952	5579	9920	6763	8939	5203	10681	11823	5740	8041
34 horas	9960	5194	6378	5038	7947	9104	8649	10068	11740	10582	7523
35 horas	9059	8558	8957	6972	7086	8065	7125	7063	6861	7337	5534
36 horas	6512	6389	9774	9806	9793	5144	11458	10317	11767	8494	10227
37 horas	10218	11296	11377	10783	10630	6708	9455	9819	9270	9408	7218
38 horas	11046	11515	9869	10671	5378	7800	7339	6910	10991	9428	11383
39 horas	9427	10664	9709	7153	10633	6615	7153	8115	8086	10874	6856
40 horas	8236	10059	10637	5967	10464	7896	6447	11247	7034	11038	11134
41 horas	7735	11423	6235	7010	11272	11121	5000	11026	8443	10572	9187
42 horas	6875	8512	5434	11035	11813	11267	5973	11533	11846	5783	7241
43 horas	10954	7401	11846	9729	9316	7248	9288	10101	9258	8574	11038
44 horas	9982	5556	9837	11344	10621	7494	6898	11037	10004	5068	7251
45 horas	7164	9990	5000	6741	10900	7526	12000	11272	11587	11599	7083
46 horas	5911	10597	6166	11803	6553	5806	5943	10676	10721	5634	6009
47 horas	9717	11314	5959	11214	5154	8591	10243	8651	10337	5012	7212
48 horas	5933	5155	11342	10303	9278	10164	9301	11634	11182	5076	7461
49 horas	10585	5155	8746	8377	5093	9226	10741	7576	9152	9892	9352

Posteriormente, as grades foram lançadas no algoritmo *Tracking*. O algoritmo calcula a velocidade de deslocamento das células de chuva e a direção em função da sobreposição das matrizes durante a janela temporal. No gerador SAMPO, a convenção das direções segue o que é utilizado na geostatística em que 0° corresponde ao Norte, 90° Leste e assim consecutivamente, conforme demonstrado na Figura 6.2.

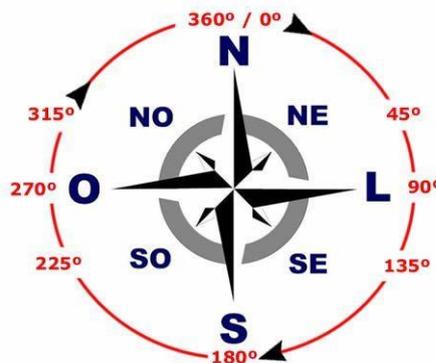


Figura 6.2 – Convenção direcional de onde vem o vento no gerador SAMPO

O algoritmo *Tracking* faz a transformação lagrangeana dos pontos da grade e com isso também determina os parâmetros do variograma, além da chuva média, do desvio-padrão e da porcentagem de zeros presentes na grade. O gerador SAMPO permite a utilização de dois modelos de variograma, a saber: o modelo esférico e o exponencial. A escolha entre os modelos não é simples e de fato a forma dos variogramas é muito semelhante. A questão central é que o modelo exponencial representa melhor o comportamento do variograma próximo à origem na qual há uma grande variância para menores distâncias.

Definido o tipo de variograma, os parâmetros temporais e espaciais da intermitência e da chuva também foram definidos. Portanto, a Tabela 6.5 traz as variáveis necessárias como entrada para o gerador SAMPO.

Tabela 6.5 – Características dos eventos selecionados

Evento	velocidade vento (m/s)	direção do vento (graus)	temporal chuva (s)	espacial chuva (m)	temporal intermitência (s)	espacial intermitência (m)	média chuva entrada (mm)	desvio padrão	porcentagem de zeros
1	4,18	331	4279	12201	4285	4762	4,81	5,56	51
2	3,73	259	8489	12612	7622	12221	3,78	5,38	49
3	0,33	180	10336	17160	12303	7358	3,02	3,63	19
4	1,10	230	5113	9995	8590	14278	3,72	4,89	65
5	2,65	262	7309	8226	5058	8653	4,15	4,58	69
6	1,70	245	8395	5543	4421	8932	0,46	0,52	52
7	0,72	259	3896	2751	6156	7946	1,19	2,63	86
8	0,99	315	3819	6040	11490	13001	5,10	9,30	77
9	0,78	205	8692	12273	5330	10288	2,59	5,53	58
10	6,76	350	3781	10740	6280	12615	5,36	8,60	52
11	0,17	304	27456	8504	21625	13656	2,87	5,96	76
12	3,73	191	3600	3975	5487	9472	0,55	0,35	90

A ideia era reproduzir o máximo de eventos possíveis em todas as configurações (velocidade de vento, direção, média da chuva, etc.). Do ponto de vista prático, é complexo selecionar eventos que compreendam todo o espectro de informações da chuva. Estes 12 eventos apresentados são os eventos observados e que a partir deles serão gerados estocasticamente cenários e campos de chuva.

6.3 Gerador estocástico de campos de chuva

Conforme discutido anteriormente os eventos selecionados servirão de base para o gerador SAMPO. A metodologia centra-se na geração de campos de chuva, 100 campos para cada evento totalizando 1200 simulações. O gerador SAMPO gera a chuva baseada nos parâmetros de entrada respeitando certas propriedades. Ao comparar por exemplo a média dos campos de chuva com os polígonos de *Thiessen*, nota-se, como mostrado na Tabela 6.6, que a média e a soma das precipitações são próximas. O gerador SAMPO apresentou uma média de 2,83 mm e um total de 135,67 mm, enquanto o polígono de *Thiessen* obteve uma média de 2,79 mm e um total de 133,69 mm para um determinado evento. Para todos os eventos, foi realizado tal verificação. A diferença entre o gerador e os polígonos está na distribuição temporal da chuva, no desvio-padrão e na variância e isso pode ser evidenciado pela Figura 6.3. Por se tratar de um gerador estocástico, raramente a chuva média da grade é igual a zero, pois, em cada passo de tempo, em algum ponto, há um valor de precipitação.

Tabela 6.6 – Comparação de um evento entre os polígonos de Thiessen e o gerador TBM-SAMPO

Estatística básica (mm)	Thiessen	TBM-SAMPO
Média	2,79	2,83
Soma	133,69	135,67
desvio padrão	3,49	1,44
Variância	12,21	2,08

Após a geração dos eventos no gerador SAMPO, fez-se necessário “cortar” a grade para o tamanho da bacia para assim definir a chuva média para cada sub-bacia do estudo de caso. Com isso, foi possível observar o deslocamento das células de chuva sobre cada sub-bacia além de extrair a chuva média para cada uma das 1200 simulações realizadas. Essa chuva média será o parâmetro de entrada para o modelo GR4H para estudar os possíveis alertas do sistema.

A Figura 6.4 demonstra um total de 4 membros para o conjunto de campos de chuva de um evento ocorrido em 01/01/2012 das 8:00 às 11:00, sendo possível observar o deslocamento da chuva em relação à bacia. É de ressaltar que esse procedimento foi realizado para cada evento

e para cada sub-bacia. No intuito de não sobrecarregar a leitura, representa-se aqui apenas um evento e uma sub-bacia.

Já a Figura 6.5 apresenta o comportamento da chuva na bacia para o 01/01/2012 no período de 12:00 às 15:00. Observa-se que, às 14:00, a chuva ocupou quase toda a bacia e, ao verificar as duas figuras (6.4 e 6.5), nota-se que a chuva vem da direção sudeste entre 8 e 10 horas e após às 11 horas a direção passa a vir do nordeste. Para cada simulação, a informação da velocidade bem como da direção foi devidamente armazenada para propósitos de análise. Todas as simulações baseiam-se nos 12 eventos geradores, porém, por se tratar de um simulador estocástico, SAMPO gera diferentes velocidades e direções para cada simulação.

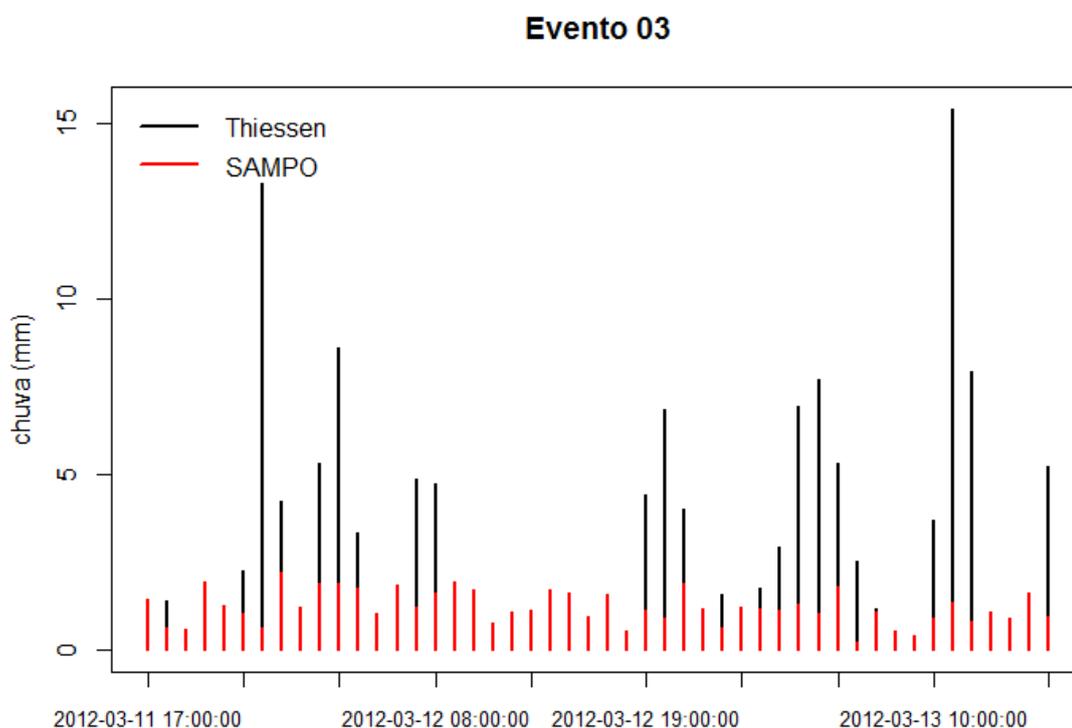


Figura 6.3 – Comparação temporal entre a média dos campos de chuva SAMPO e a média da chuva pelos polígonos de *Thiessen*

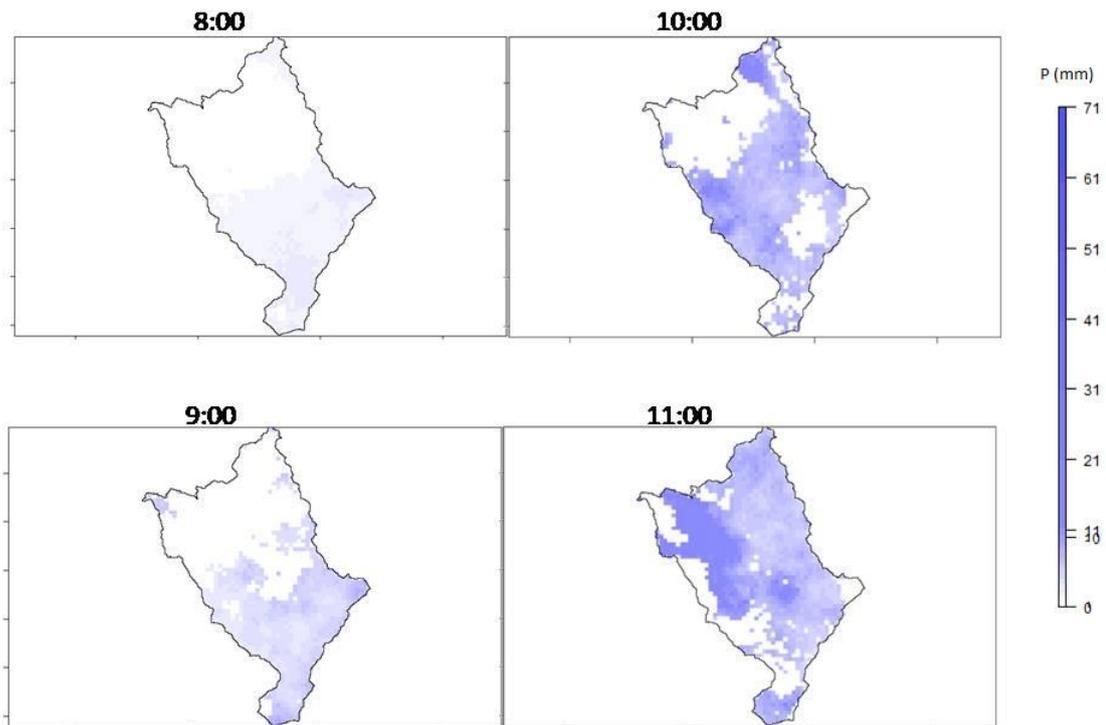


Figura 6.4 – Campos de chuva gerados no TBM-SAMPO (8:00 às 11:00)

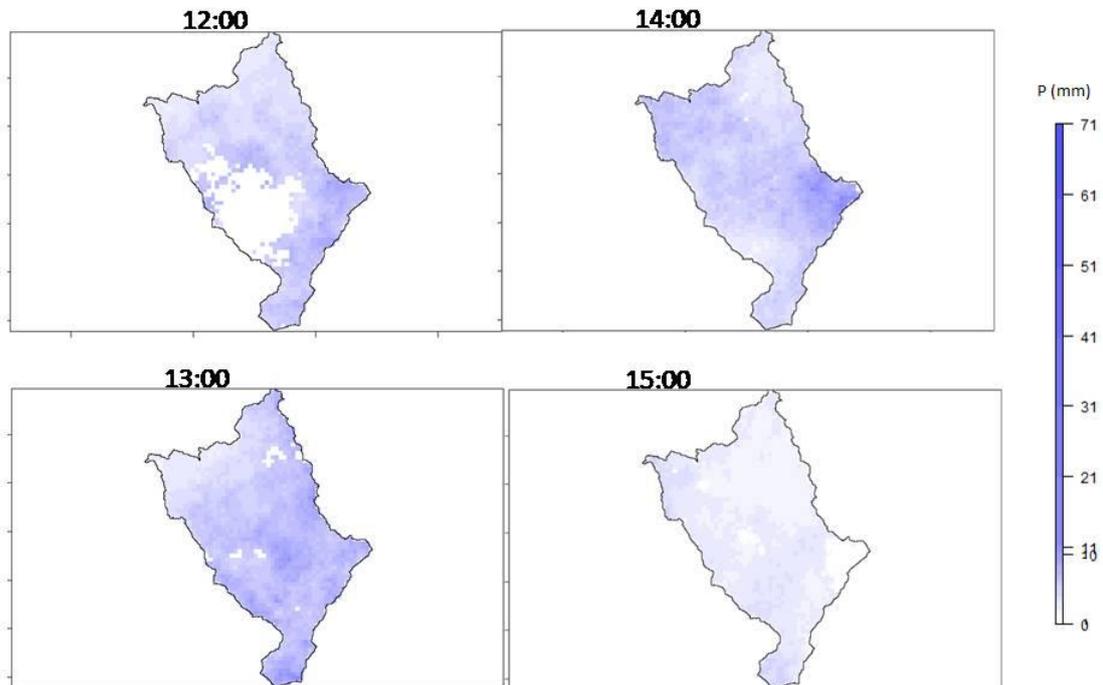


Figura 6.5 – Campos de chuva gerados no TBM-SAMPO (12:00 às 15:00)

6.4 Modelagem dos campos de chuva no modelo GR4H

Definido os campos de chuva, a próxima etapa consiste na simulação desses campos no modelo GR4H. O objetivo é de se obter o hidrograma de resposta para cada sub-bacia e verificar em quais condições o canal se encontra no tocante aos alertas. Para tanto, foi escolhido o cenário de modelagem 2 apresentado no item 5.8 desta tese. Isto implicará em um conjunto de 30 parâmetros hidrológicos (relativos ao modelo GR4H) e hidráulicos (relativos aos coeficientes de *Manning* selecionados pelo cenário).

Combinados os 30 parâmetros para cada uma das 1200 simulações de campos de chuva, resulta-se em 36000 conjuntos de vazões para cada sub-bacia. Essas vazões, por sua vez, foram convertidas em níveis a partir das curvas-chave. Em sequência, cada resposta foi avaliada no intuito de definir se os níveis críticos foram atingidos, os mesmos níveis segundo o critério da prefeitura de Belo Horizonte (50% do nível máximo – alerta amarelo, 80% - alerta laranja e 100 % alerta vermelho). A exemplificar, a Figura 6.6 apresenta uma situação de alerta amarelo.

Na continuação, a Figura 6.7 demonstra uma situação de alerta laranja. É notável que ao resultar em um evento laranja, forçosamente o nível passa pelo alerta amarelo. Contudo, esse tipo de evento, nesta proposta, é classificado como laranja, e as características são agrupadas somente como eventos laranjas. O raciocínio é análogo aos eventos de alerta vermelho apresentado na Figura 6.8.

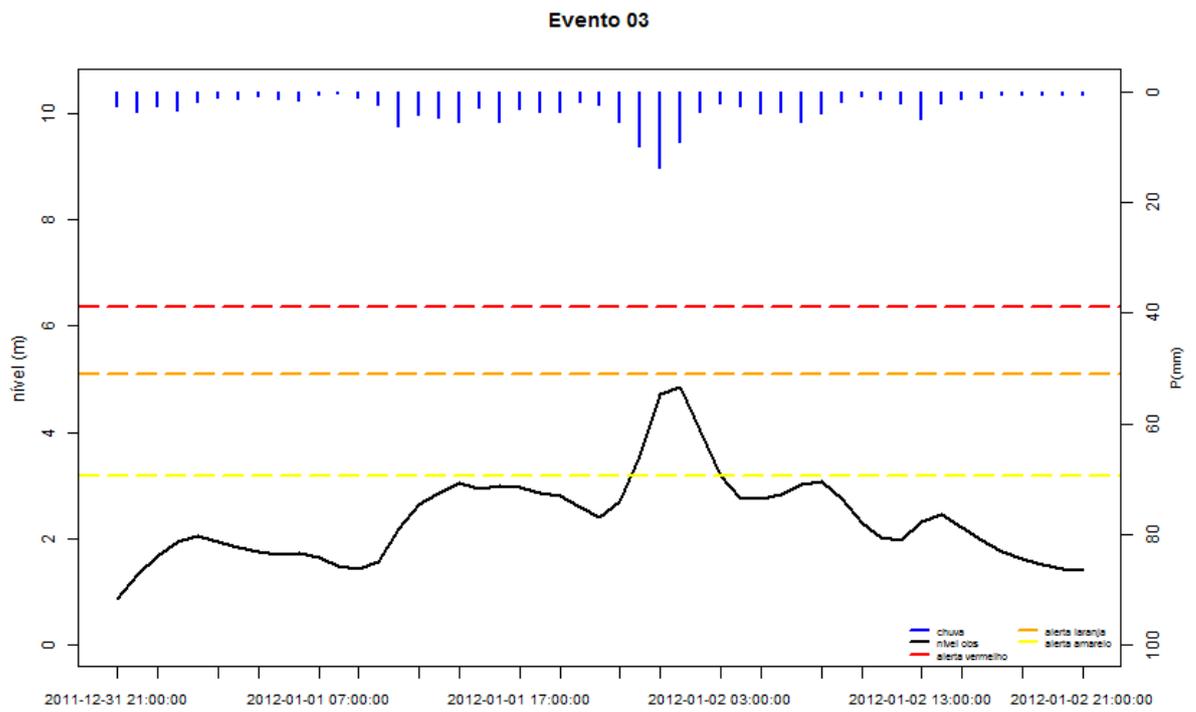


Figura 6.6 – Exemplo de evento com alerta amarelo

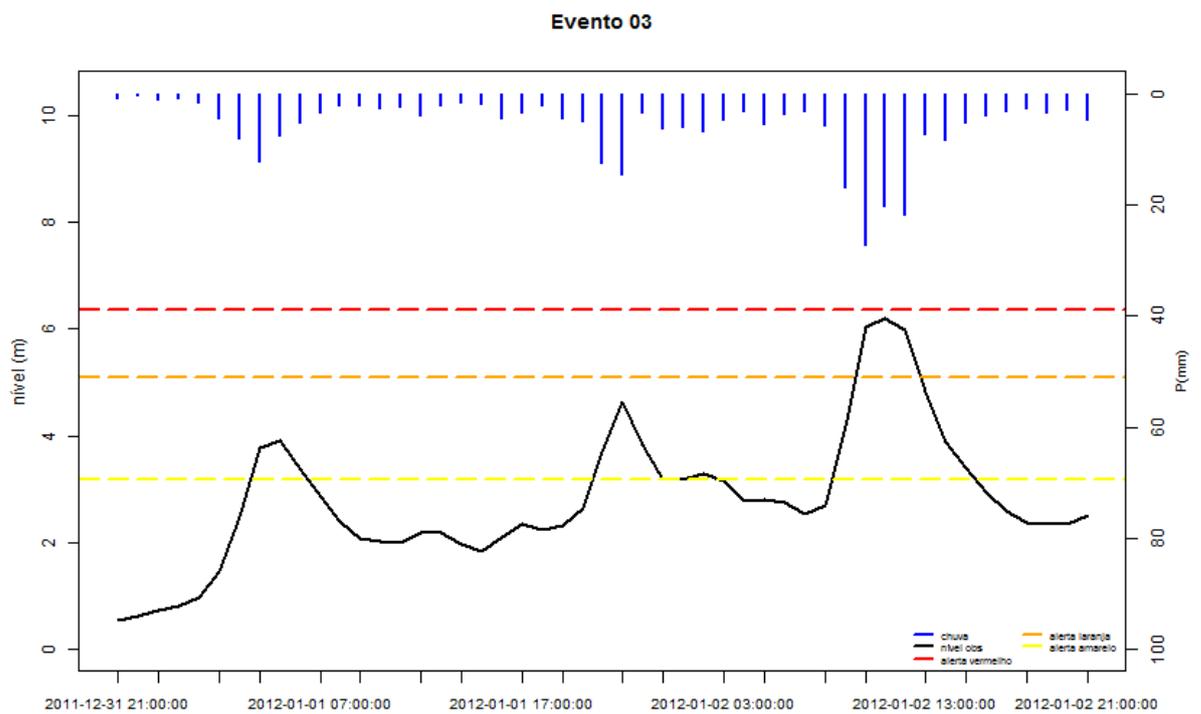


Figura 6.7 – Exemplo de evento com alerta laranja

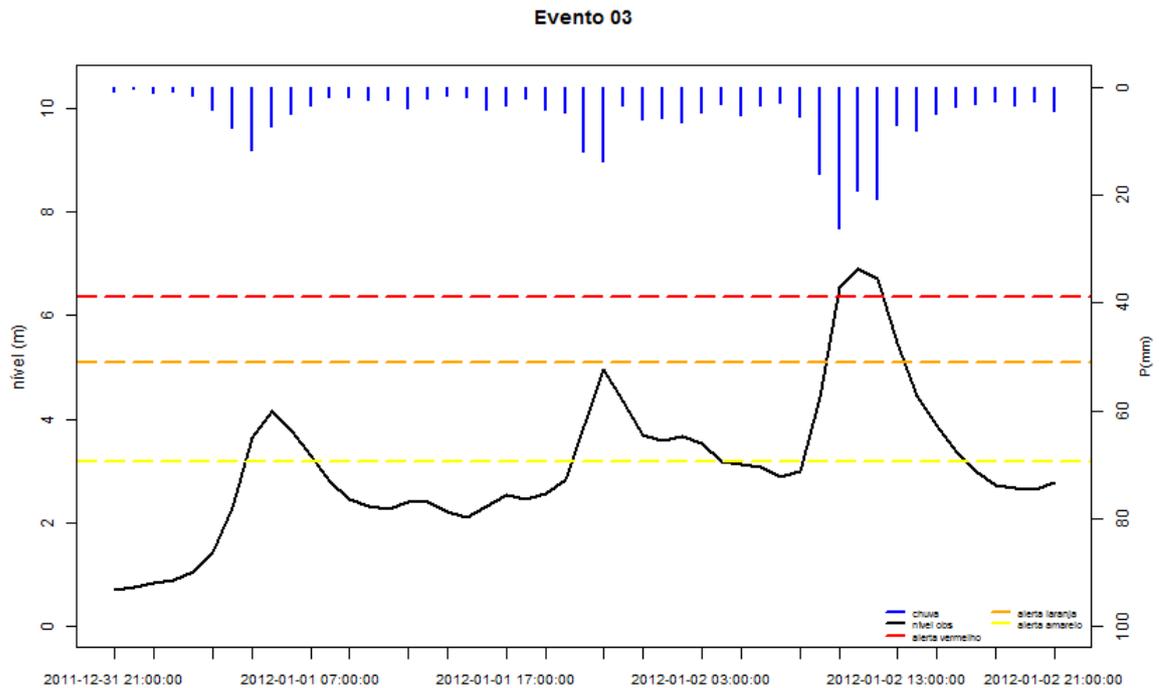


Figura 6.8 – Exemplo de evento com alerta vermelho

Uma vez que as janelas temporais das simulações foram fixas, 49 horas, foi preciso determinar a real duração do evento e a parte da chuva que de fato provocou o escoamento superficial. Para tal propósito, foi adotado um expediente de cálculo que consiste no cálculo da infiltração média através do índice ϕ . O processo foi iterativo com a seguinte sequência:

- separação do escoamento de base e superficial através do pacote HYSEP apresentado por Slot & Cruise (1996) – ver Figura 6.9;
- busca pelo tempo de duração a partir do pico da chuva (Figura 6.10); em um primeiro momento calcula-se o índice ϕ e o volume de escoamento superficial (S_{vol}) entre o tempo de pico (t_p) até o momento imediatamente anterior em que o escoamento superficial zere;
- Se não for possível definir ϕ e S_{vol} , busca-se até o início do evento; em caso de negativa exclui-se o evento da análise.

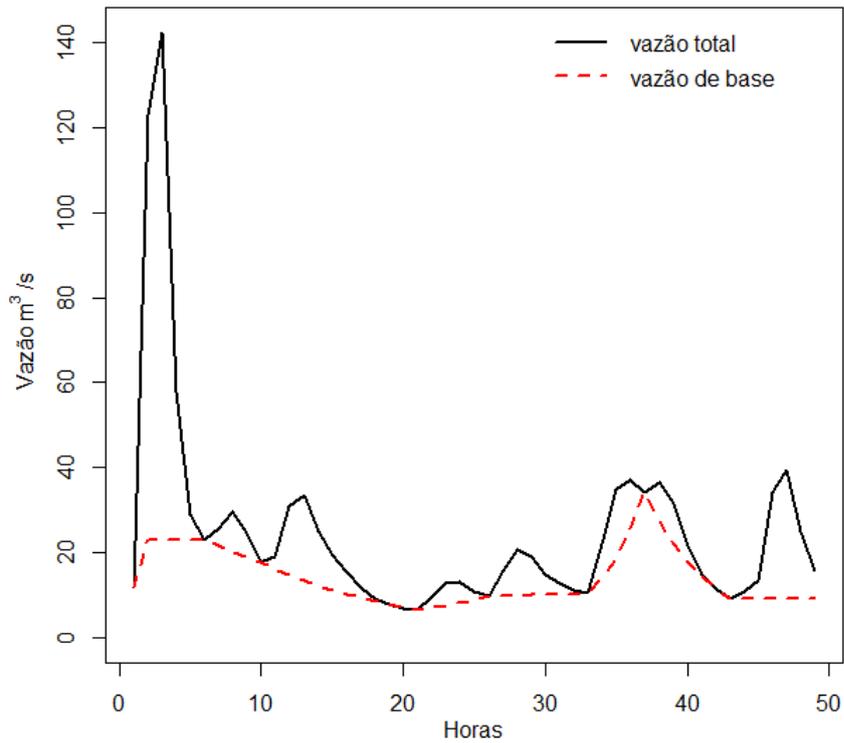


Figura 6.9 – Separação do escoamento de base e superficial pelo HYSEP

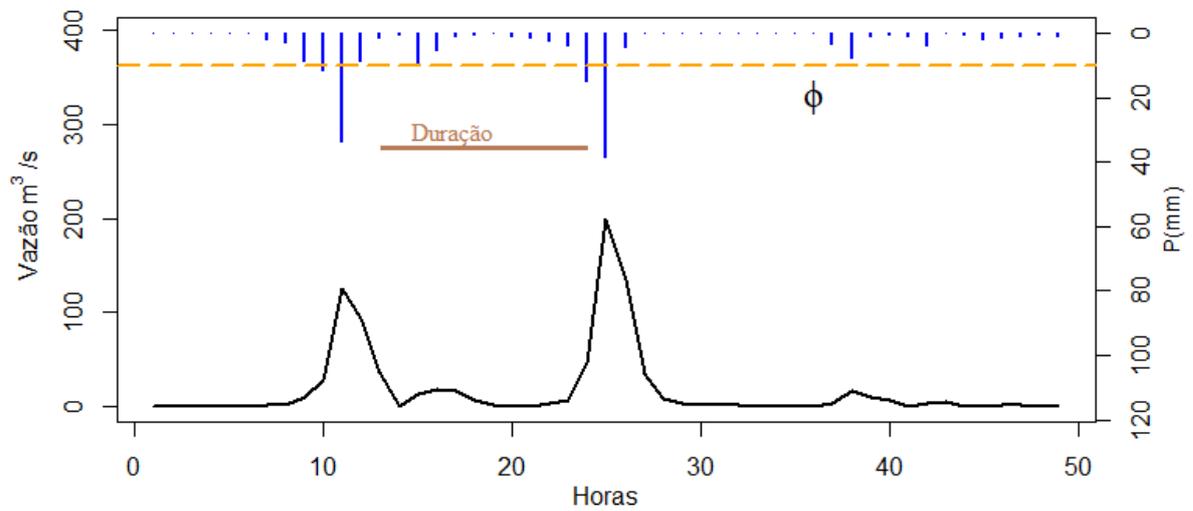


Figura 6.10 – Exemplo do cálculo do índice ϕ para definição do escoamento superficial

6.5 Características espaciais e hidrológicas dos eventos que geraram alertas

As características analisadas foram a intensidade e a duração da chuva, estas retiradas pelo índice ϕ , além da velocidade e direção do vento extraídos pelo gerador SAMPO. Ressalta-se aqui que a proposta foi semelhante a do Capítulo 6 em que as sub-bacias foram sendo acopladas, isto é, a sub-bacia 30 é a soma das sub-bacias 24 e 30. A análise, portanto, foi realizada para cada sub-bacia separadamente. A Tabela 6.7 apresenta a frequência relativa, *i.e.*, o número de eventos dentre os 36000 por cada sub-bacia simulados que provocaram alertas amarelos, laranjas e vermelhos.

Tabela 6.7 – Total de eventos por sub-bacia em função dos alertas

Sub-bacias/Cor do alerta	Sub24	Sub30	Sub32	Sub33
Amarelo	7470	2336	1595	9364
Laranja	1791	610	411	955
Vermelho	989	409	234	285

Como esperado, os eventos de alerta amarelo apresentaram um maior número em relação aos demais eventos, os alertas vermelhos são de menor frequência. Foi proposto portanto uma análise em termos de densidade de probabilidade. Mesmo com o menor valor de eventos, alerta vermelho na sub-bacia 32, foi possível levantar um histograma e ajustar uma distribuição de probabilidades. Contudo, a forma dos histogramas foram das mais variadas, exigindo uma distribuição mais flexível para se ajustar aos dados.

Nesse intuito, de definir pelo menos o valor mais provável para cada sub-bacia e para cada tipo de alerta, optou-se pela distribuição Gama. Tal distribuição é mais flexível e se ajusta aos mais variados arranjos. A função densidade de probabilidade Gama possui dois parâmetros: um de escala (θ) e outro de forma (η) e é descrita pela Equação 6.1 (NAGHETTINI & PINTO, 2007):

$$f_x(x) = \frac{\left(\frac{x}{\theta}\right)^{\eta-1} \exp\left(-\frac{x}{\theta}\right)}{\theta \Gamma(\eta)} \quad (6.1)$$

em que $\Gamma(\eta)$ é a função Gama e denota o fator de normalização que obriga a área total da densidade ser igual a 1.

A primeira característica avaliada foi a intensidade da chuva. A Figura 6.11 apresenta as intensidades para as 4 sub-bacias que geraram alerta amarelo. Observa-se que para a sub-bacia 24 a intensidade que obteve maior valor de densidade foi o intervalo entre 2 e 3 mm/hora, o que denota que tal sub-bacia possa estar mais susceptível ao alerta no que tange às intensidades, isto é, chuvas de menor volume já são passíveis de provocar algum tipo de transtorno para a primeira seção em análise. Isso pode ser explicado pelo fato da seção estar localizada no início do trecho do Ribeirão em que começa a canalização. Já para a última sub-bacia foi mais dificultoso definir um intervalo de intensidades mais frequente, concluindo que, para essa sub-bacia, a informação de intensidade não foi decisiva para o alerta amarelo.

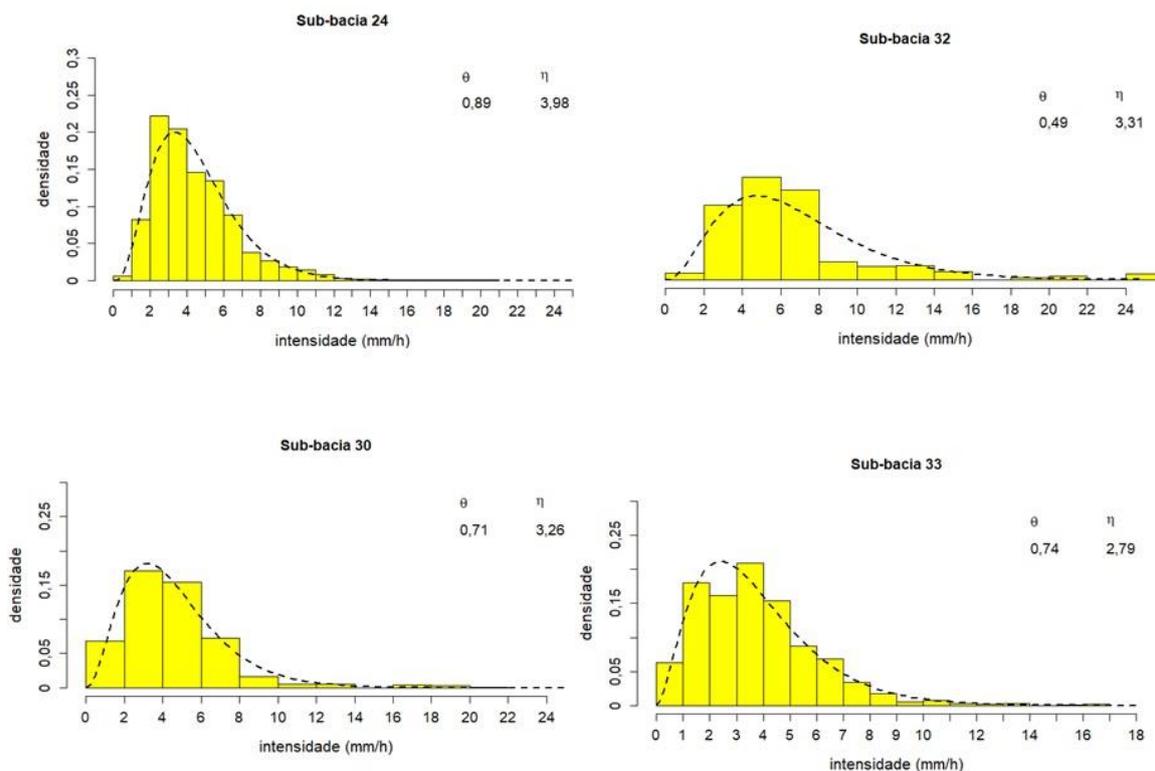


Figura 6.11 – Intensidades dos eventos com alertas amarelos

Com relação aos alertas laranjas, nota-se que houve um deslocamento para a direita do histograma em todas as sub-bacias como pode ser observado na Figura 6.12. Isto significa que obviamente a intensidade da chuva para provocar alertas laranjas deva ser maior do que aquelas para emitir o alerta amarelo.

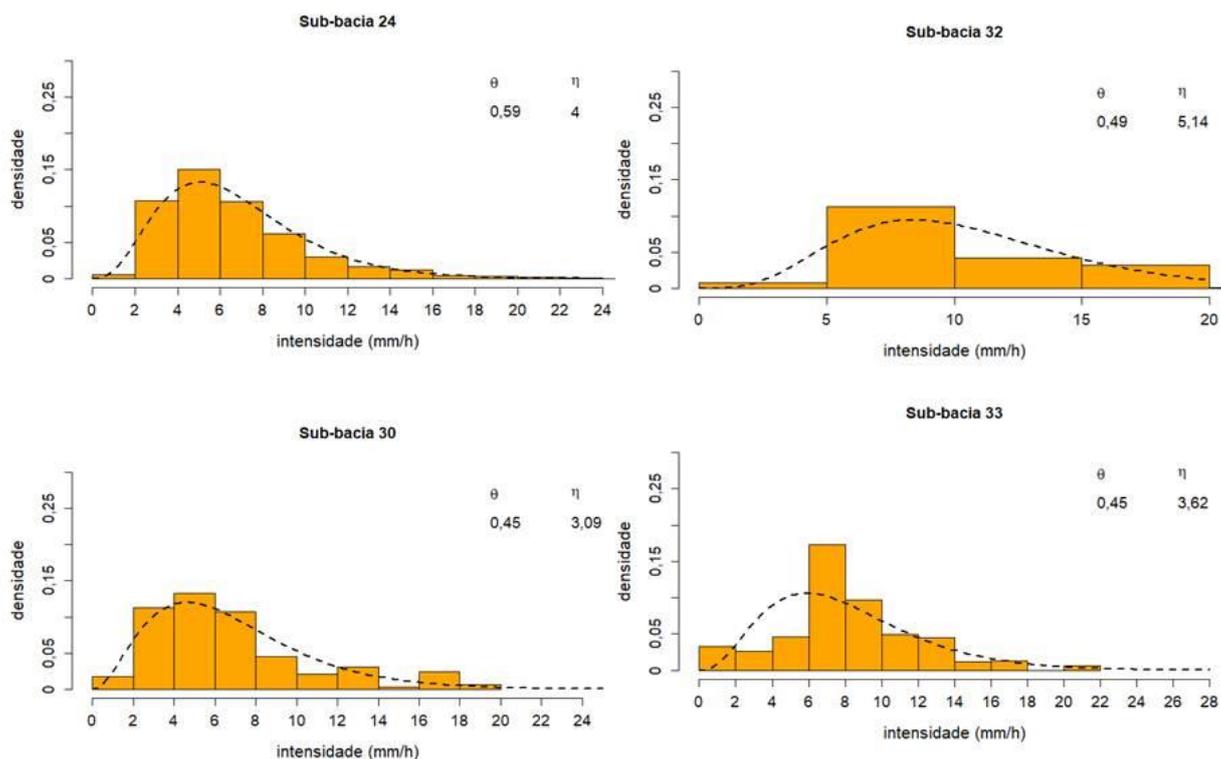


Figura 6.12 – Intensidades dos eventos com alertas laranjas

Finalmente, a Figura 6.13 apresenta as intensidades dos eventos de alerta vermelho, aqueles que provocam transbordamento nas seções. As intensidades ficaram abaixo em comparação a outros trabalhos. A exemplificar, Viteri (2018) identificou intensidades para 3 bairros na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) em condições de alagamento: 44; 25,7 e 31,8 mm/hora para os bairros de Campo Limpo, República e Sacomã. As sub-bacias 24 e 30 apresentaram um valor de maior densidade de 12,5 e 9 mm/hora, ao passo que a sub-bacia 32 foi mais difícil identificar este valor e a sub-bacia 33 apresentou uma maior densidade de 22,5

mm/hora. Há outras características a serem analisadas, mas, pelo ponto de vista apenas da intensidade, a bacia do Ribeirão Arrudas provou-se uma bacia mais susceptível a enchentes com valores mais baixos de intensidade. Na & Yoo (2018), ao analisarem 4 eventos ocorridos na Coréia do Sul que provocaram inundações, constataram, através de informações oriundas do radar meteorológico, que as intensidades máximas foram de 18,3 a 98,3 mm/hora para eventos que duraram de 17 a 24 horas. Os autores adotaram um *threshold* de 10 mm/hora, de tal forma que qualquer intensidade acima desta já era realizado o rastreamento da tempestade (*storm tracking*).

Certamente, a informação da intensidade isoladamente é pouco conclusiva do ponto de vista de alerta. Contudo, a informação das intensidades pode servir para se criar limiares a partir dos quais o tomador de decisão terá uma ferramenta para auxiliá-lo. A exemplificar, para a sub-bacia 24, um limiar de 7,5 mm/hora já seria suficiente para o sistema de alerta coletar outras informações e fazer uma análise mais detalhada.

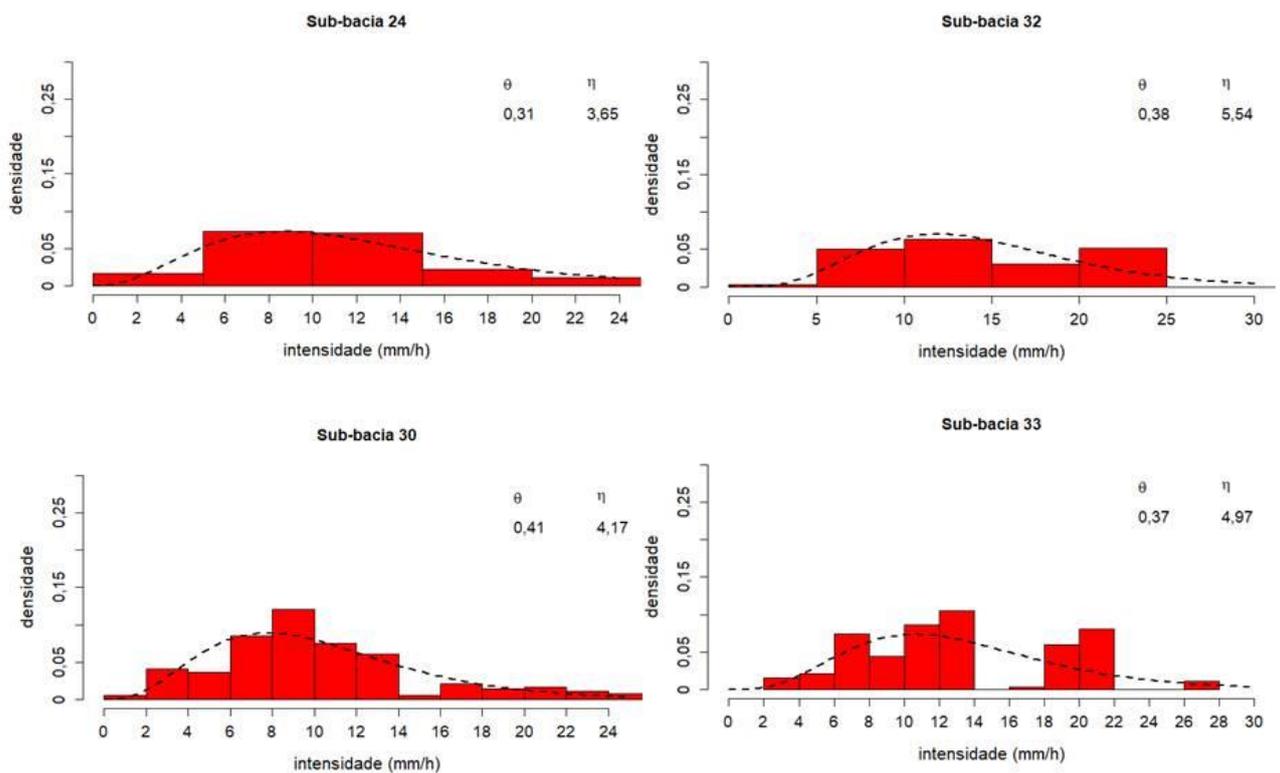


Figura 6.13 – Intensidades de alertas vermelhos

Além da intensidade, outra variável a ser analisada é a duração. Do ponto de vista teórico, chuvas com menores durações produzem eventos mais intensos, porém há de se verificar esta questão temporal em eventos gerados estocasticamente. Todos os eventos apresentados terão uma duração inferior a 49 horas, pois esta foi a janela temporal inicial para a simulação. As durações, assim como as intensidades, foram obtidas pela separação do escoamento de base do escoamento superficial.

A Figura 6.14 apresenta as densidades das durações dos alertas amarelos para as 4 sub-bacias em análise. Todas as 4 apresentaram a mesma forma com parâmetros θ e η semelhantes com o intervalo entre 5 e 10 horas como os de maiores densidades.

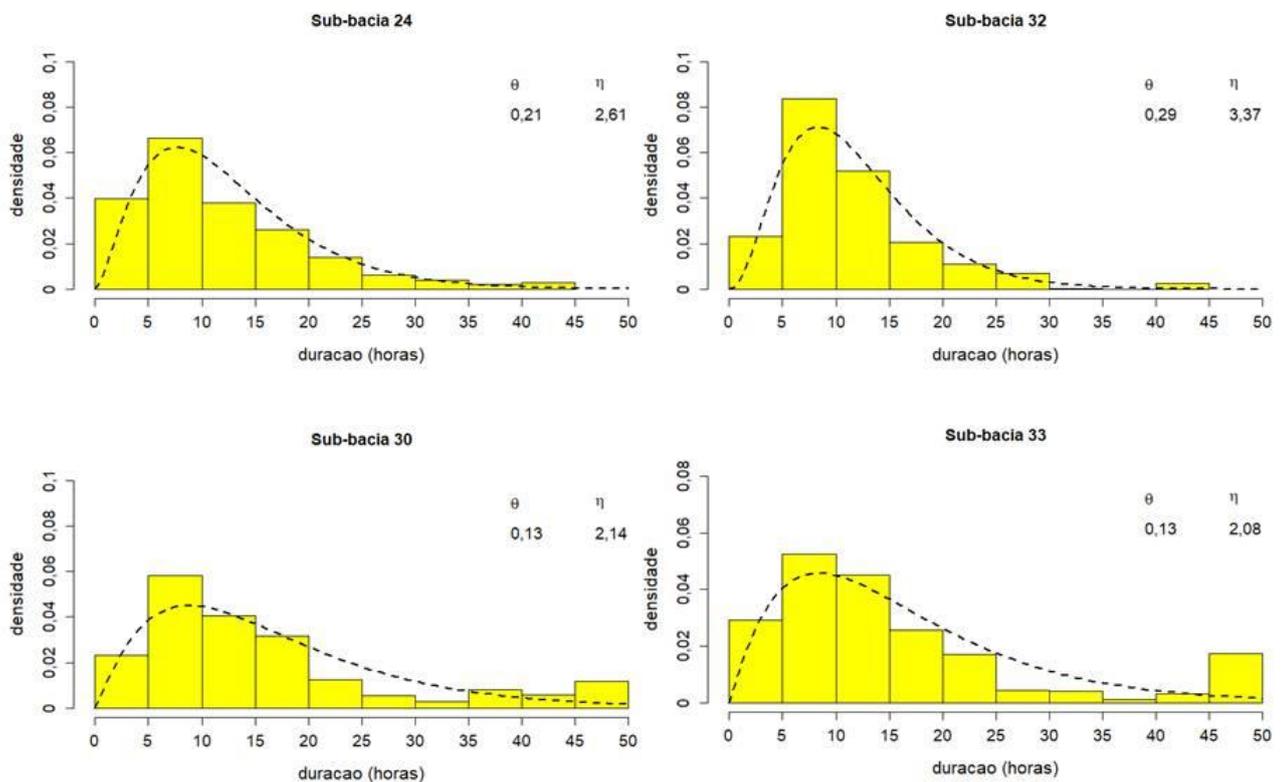


Figura 6.14 – Durações relacionadas aos alertas amarelos

Já a Figura 6.15 apresenta as durações associadas ao alerta laranja e em pouco difere dos alertas amarelos. Apenas os parâmetros da distribuição Gama que variaram em relação aos alertas amarelos.

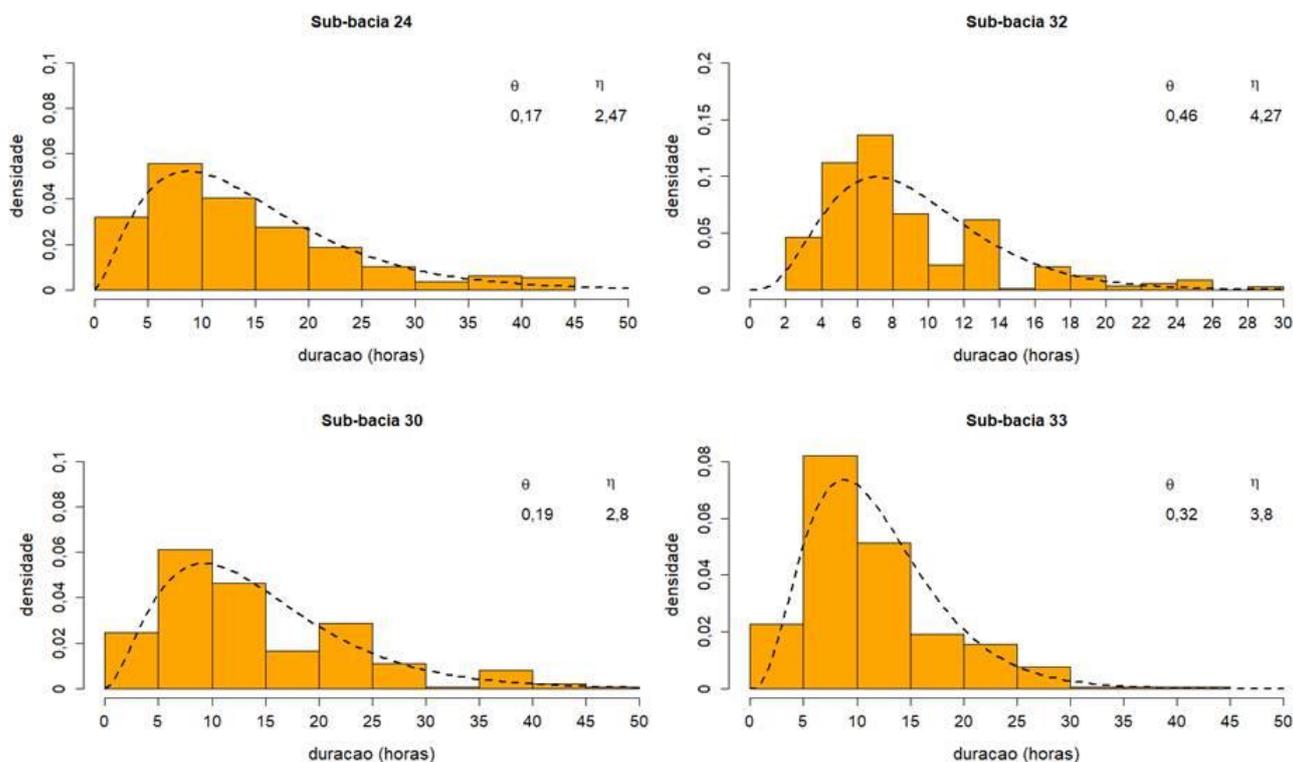


Figura 6.15 – Durações relacionadas aos alertas laranjas

A Figura 6.16, por sua vez, retrata as durações relativas aos alertas vermelhos. Para esses casos, a variável duração da chuva foi mais difícil de ser ajustada. Nota-se, por exemplo, que, na sub-bacia 33, tanto a duração de 23 horas quanto de 7 horas foram críticas para o alerta vermelho. Já para a sub-bacia 30, o valor de 7 horas foi ligeiramente superior em relação aos demais intervalos. Na sub-bacia 24, observa-se que a duração entre 10 e 15 horas foi a que produziu a maior densidade, diferentemente dos alertas amarelo e laranja, refletindo em um aumento da duração para se obter maiores níveis.

A duração é uma variável que só pode analisada *a posteriori* de um evento pois o seu grau de incerteza ainda é alto nos casos de previsão. Por isso, a maior parte das discussões são sobre

durações de eventos observados (NA & YOO, 2018; CHOI *et al.*, 2009). Viteri (2018) em seu trabalho concluiu que não foi possível encontrar um padrão médio, pois a chuva teve duração mínima de 20 minutos e máxima de 23 horas.

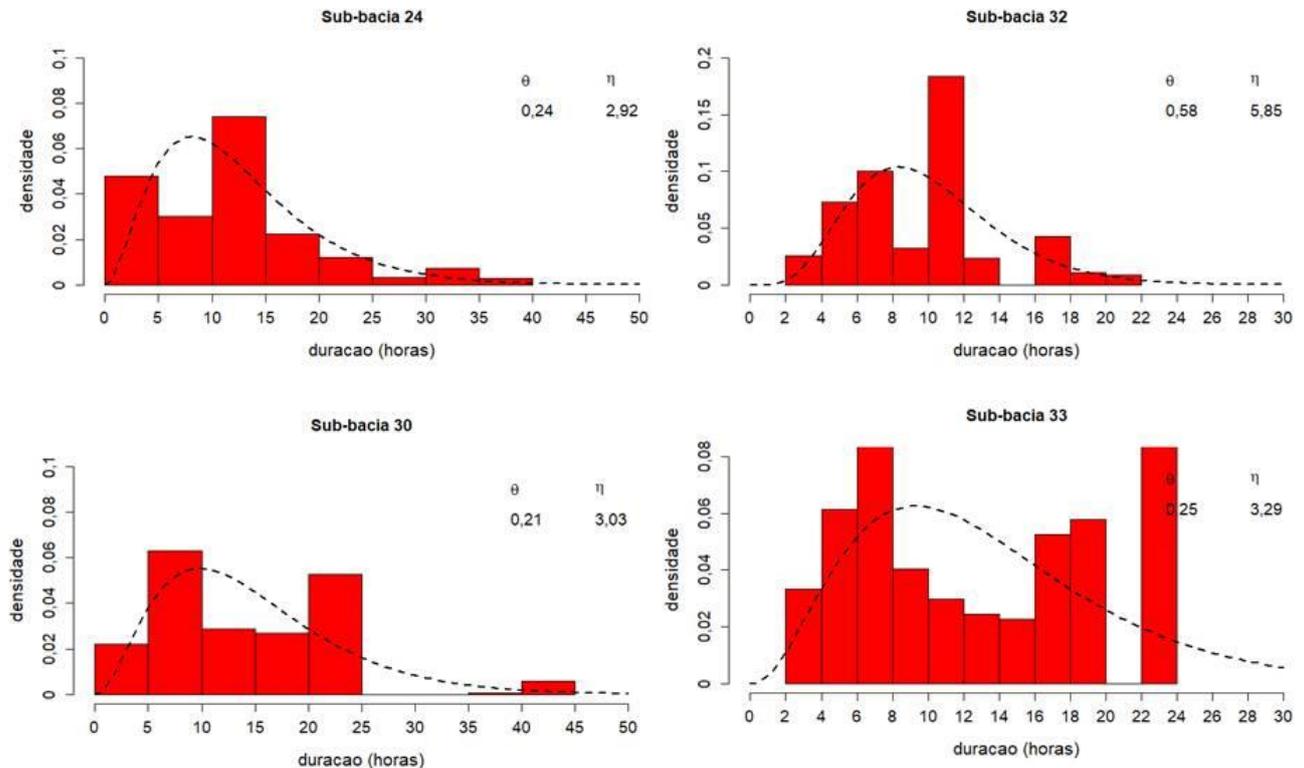


Figura 6.16 – Durações relacionadas aos alertas vermelhos

A terceira característica a ser analisada é a direção do deslocamento das células de chuva (advecção). Essa variável está associada a um fator mais dinâmico da chuva e tenta responder se há um deslocamento preferencial no que tange aos eventos extremos. As direções foram extraídas pelo algoritmo *Tracking* que identifica a partir de uma matriz de valores espaço-temporais da chuva a direção e a velocidade de advecção.

A Figura 6.17 apresenta as direções das sub-bacias para os alertas amarelos. Observa-se que a sub-bacia apresenta uma predominância da direção no intervalo de 270° a 315° , indicando que a advecção vem da direção Oeste-Noroeste, uma vez que para o gerador SAMPO as direções indicam de onde vem o vento. A sub-bacia 30 apresentou uma direção crítica vindo do Norte

(com a maior densidade entre 315° e 360°). A sub-bacia 32 já foi mais difícil identificar e a sub-bacia 33 apresentou a direção Oeste-Noroeste como mais crítica.

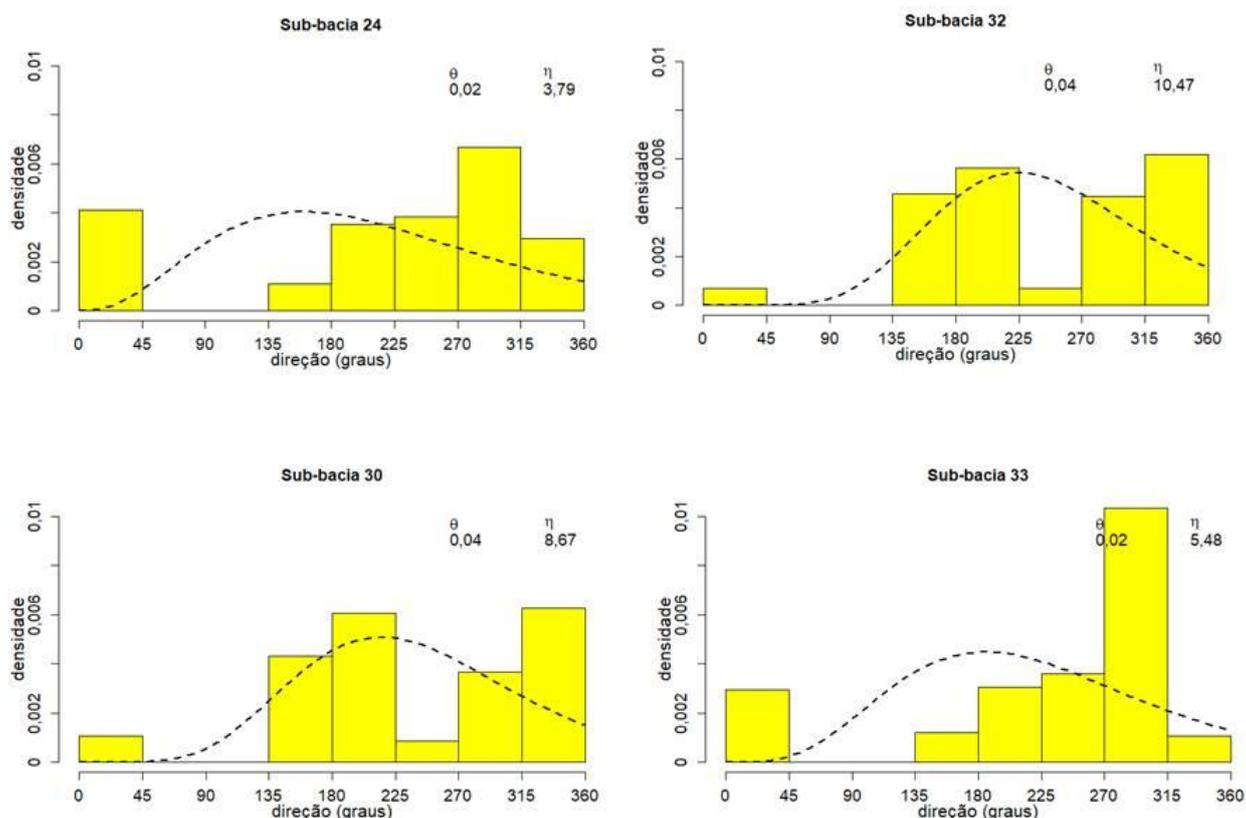


Figura 6.17 – Direções da advecção dos alertas amarelos

Em relação aos alertas laranjas, as direções críticas mudaram em comparação aos alertas amarelos. Como pode ser visto na Figura 6.18, a sub-bacia 24 apresentou direção crítica de 0° a 45° (Norte-Nordeste), enquanto as demais sub-bacias as direções foram de 180° a 225°, isto é, que a bacia como um todo apresentou uma direção preferencial de 180° a 225° (vento que vem do Sul-Sudoeste) para os alertas laranjas. Isso demonstra que, para diferentes tipos de eventos, a orientação tem um peso importante na resposta da bacia.

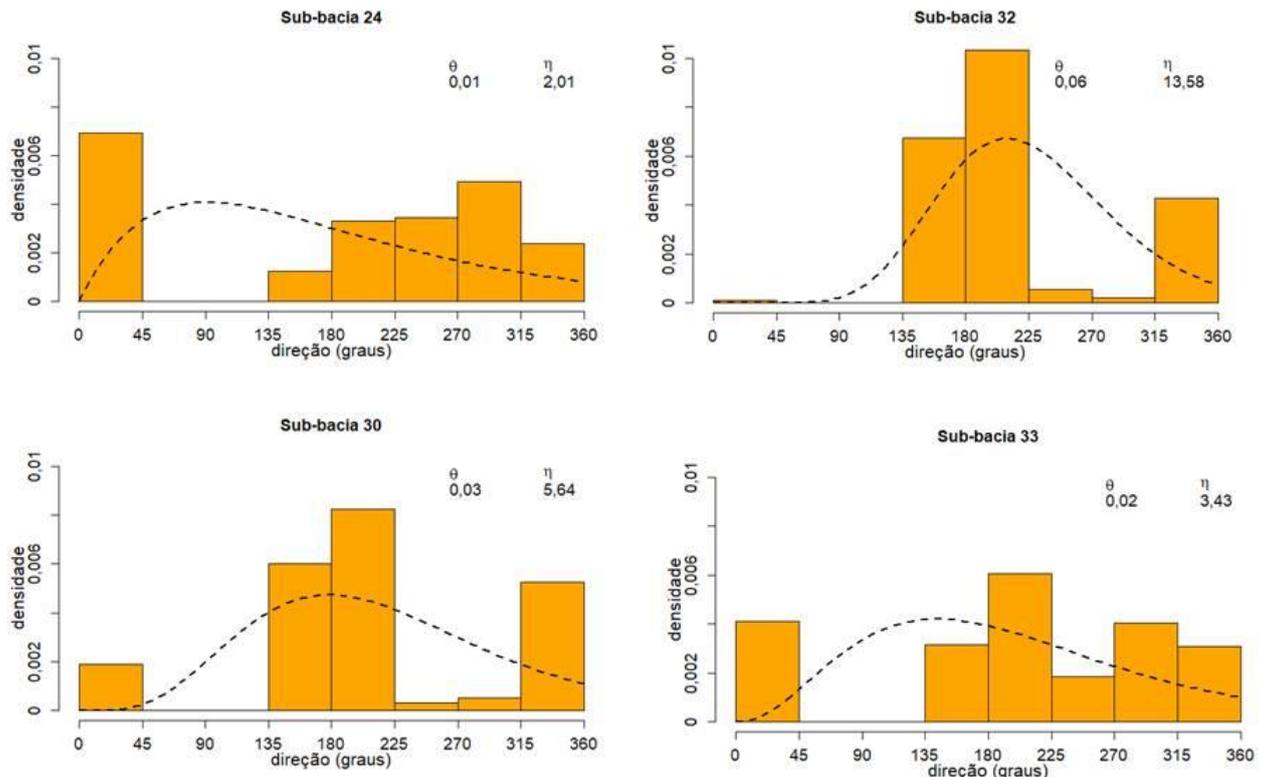


Figura 6.18 – Direções da advecção dos alertas laranjas

Por fim, retrata-se o comportamento das direções em função dos alertas vermelhos pela Figura 6.19. Em relação aos alertas laranjas, nada se modificou no que concerne aos valores com maiores densidades. Em comparação, Carbone *et al.* (2014) concluíram ao estudar uma bacia de 1600 km² que a direção mais frequente das tempestades era no sentido Sudeste (146°) em relação ao centróide da chuva e 116° no pico da chuva (sentido entre Leste e Sudeste). Apesar de se tratar de uma bacia com dimensões e características diferentes (densidade da rede de pluviômetros – 1 pluviômetro a cada 42 km², número de eventos), o trabalho realizado por Carbone *et al.* (2014) demonstra a importância de se conhecer as características dinâmicas da chuva.

A grande contribuição desta tese centra-se na análise deste tipo de informação e difere-se de Carbone *et al.* (2014), uma vez que a proposta metodológica é baseada em simulações estocásticas calcadas em métodos geoestatísticos. A definição de que uma direção é

preferencial em termos de eventos que possam causar diversos danos à bacia (inundações, mortes e acidentes), torna-se uma poderosa ferramenta para a gestão dos riscos, uma vez que é possível obter a informação da direção pela previsão meteorológica.

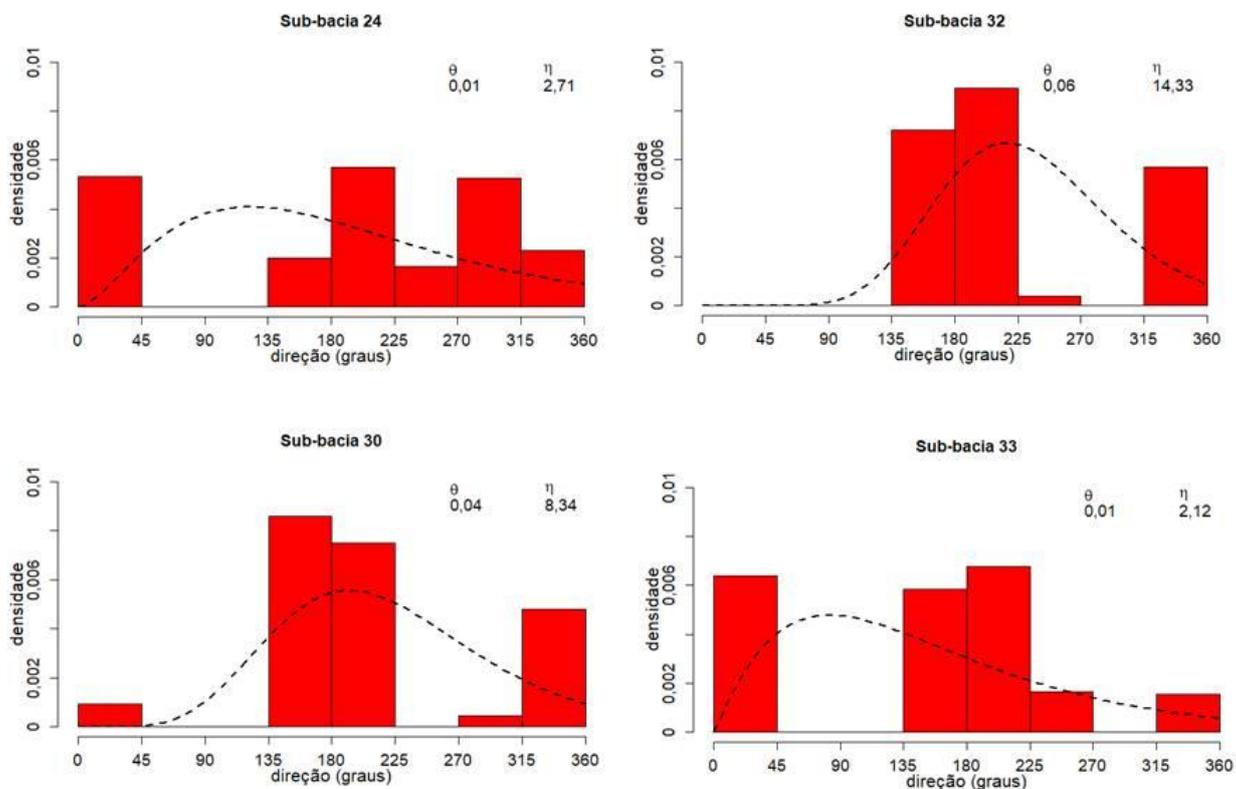


Figura 6.19 – Direções da advecção para os alertas vermelhos

Reporta-se ainda uma análise sobre as velocidades de moção (ou deslocamento das células) que provocaram os alertas. Houve uma dificuldade pois vários intervalos de velocidades produziram algum tipo de alerta. Alguns trabalhos encontraram uma velocidade média associada a algum tipo de evento extremo. Hobbs & Locatelli (1978), ao analisarem dados de radar encontraram a velocidade variando entre 15 a 25 m/s. Já Marshall (1980) ao analisar 219 diferentes eventos em 2 bacias no Reino Unido encontrou uma velocidade média de 11,4 m/s para as bacias em questão. Niemcyzowicz (1987), por sua vez, encontrou uma velocidade média de 10,8 m/s para 400 eventos ocorridos na cidade de Lund na Suécia.

Os resultados aqui apresentados assemelham-se aos reportados por Carbone *et al.* (2014) que variaram de 1,9 m/s na frequência do vento e 4,5 m/s no pico dos eventos. A diferença pode ser explicada em função da simulação geostatística aqui realizada que se utilizou dados dos pluviômetros. Com isso, as velocidades calculadas pelo algoritmo *Tracking* são relativas a movimentos próximos ao solo, diferentemente de velocidades obtidas via imagem de satélites, radares ou mesmo fruto de algum modelo hidroclimático que considera as velocidades em um nível alto na atmosfera.

A Figura 6.20 retrata as velocidades relacionadas ao alerta amarelo. Nota-se que há uma predominância das velocidades entre 1 e 1,5 m/s à exceção da sub-bacia 33 que apresentou uma velocidade de 2,75 m/s, o que contraria uma hipótese de que velocidades muito altas são responsáveis pelos eventos extremos. Tal hipótese pode ser refutada, uma vez que a velocidade é uma componente que deve ser analisada juntamente com outras características hidrológicas e fisiográficas, relevo da bacia e direção do vento além de características hidroclimáticas, temperatura do ponto de orvalho, sistemas de baixa pressão, sistemas frontais, etc.

A velocidade pode ser associada também ao tempo de antecedência do alerta que, por sua vez, está associado a uma distância em que a célula de chuva se forma para o ponto de observação da chuva. A exemplificar para uma velocidade de 1,25 m/s, que foi a velocidade encontrada com maior frequência nas bacias, seriam necessários 4500 metros de distância de observação fora da bacia para ter um tempo de antecedência de 1 hora (3600 s). a considerar somente o deslocamento da célula de precipitação sem mudanças na intensidade.

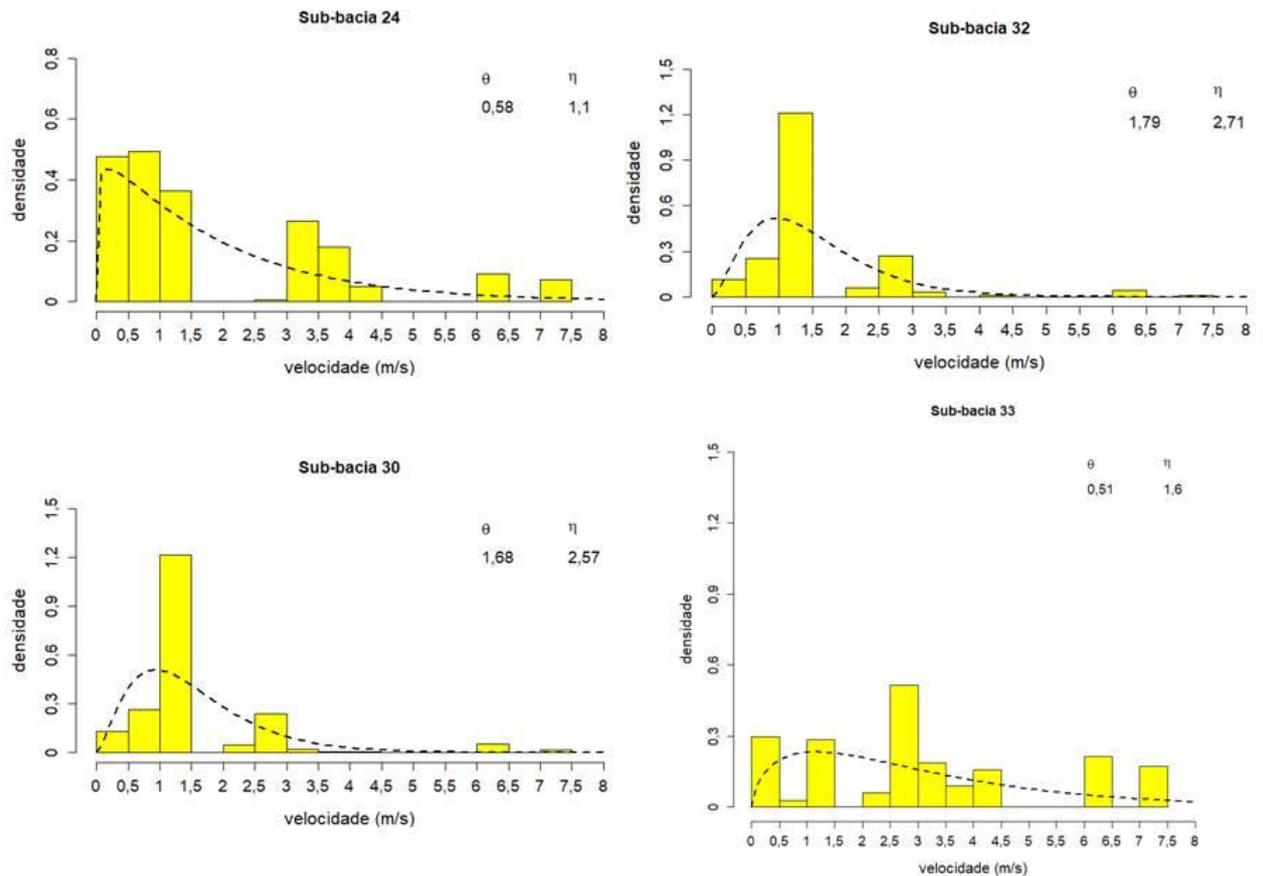


Figura 6.20 – Velocidades de deslocamento associadas ao alerta amarelo

A Figura 6.21 traz as velocidades correspondentes aos alertas laranjas, na qual pouco se variou em comparação com os alertas amarelos. Destaca-se aqui somente a última sub-bacia (33) que em um primeiro momento apresentou uma velocidade crítica de 2,75 m/s para o alerta amarelo e 1,25 para o alerta laranja. Isto indica que menores velocidades de advecção para esta sub-bacia pode ser mais agravante, pois para maiores velocidades a tempestade “passaria” pela bacia sem provocar maiores efeitos.

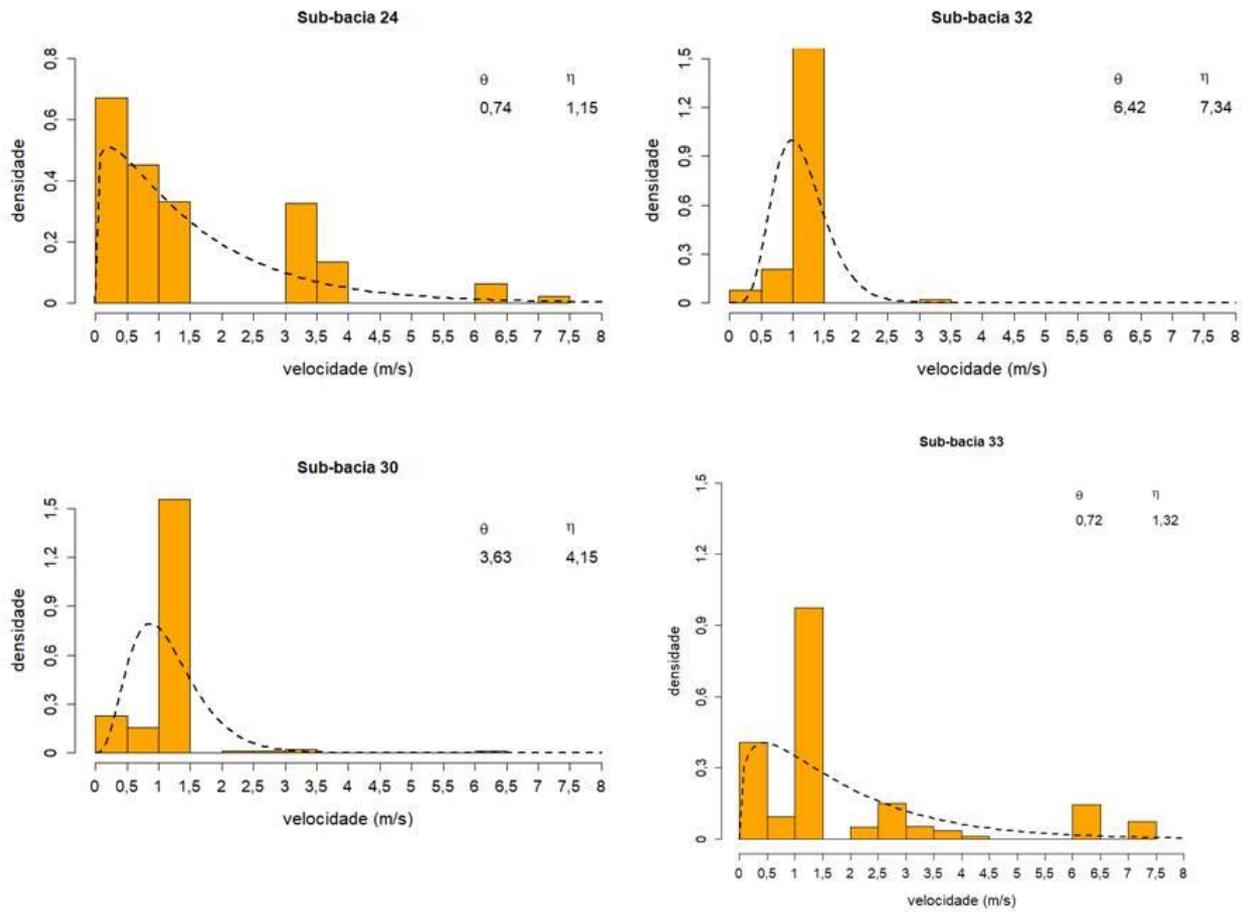


Figura 6.21 – Velocidades de deslocamento associadas aos alertas laranjas

Por fim, a Figura 6.22 apresenta as velocidades relativas aos alertas vermelhos. Em todas as sub-bacias a velocidade crítica foi de 1,25 m/s. Tal informação é essencial como ferramenta da previsão. Ressalta-se aqui que tal velocidade é relativa ao nível do solo (1,5 metros de altura) e que para fins de previsão esta velocidade deve ser corrigida para velocidades em níveis atmosféricos (entre 2 e 6 km de altitude – níveis onde ocorrem os fenômenos meteorológicos).

Ressalta-se, ainda, que as características hidrometeorológicas são de extrema importância em uma análise desse tipo. Outros autores buscaram na climatologia, explicações para os eventos extremos (FLIEHMAN, 2012; SANTOS *et al.*, 2018) com análise da temperatura do ponto de orvalho, sistemas de baixa pressão e umidade relativa do ar. Houve também uma tentativa de

relacionar com as características fisiográficas com os eventos extremos realizada por Jencso *et al.* (2009) ao analisar a correlação entre a área acumulada a montante, a declividade e o nível do lençol freático. Portanto, os eventos extremos são complexos do ponto de vista da determinação de possíveis causas, uma vez que tais causas podem ser diversas. A questão central deste trabalho é que se buscou caracterizar hidrológicamente e espacialmente os eventos extremos ocorridos em meio urbano, com os desafios já discorridos (curto tempo de resposta, dificuldade em determinar condições antecedentes, rápida variação nos escoamentos, ocupação da bacia).

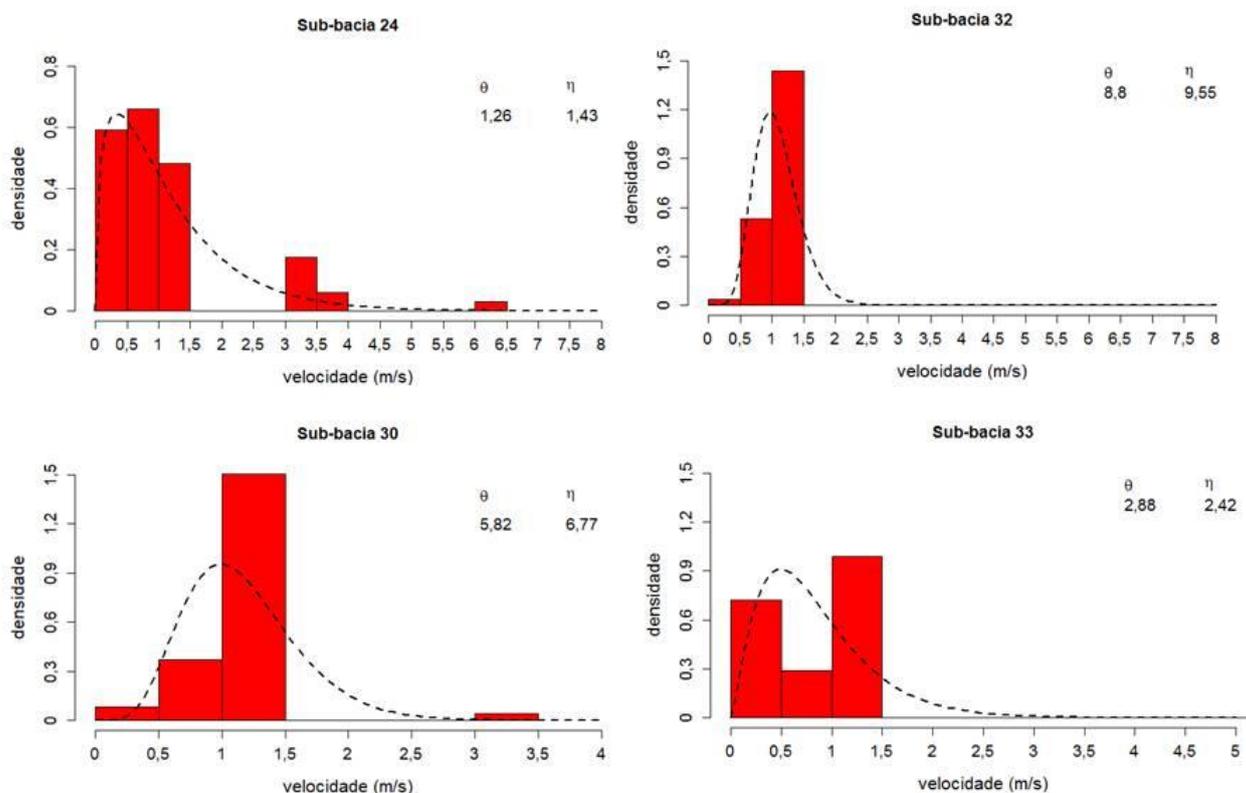


Figura 6.22 – Velocidades de deslocamento relativas ao alertas vermelhos

A Figura 6.23 ainda traz a configuração da rosa dos ventos com a velocidade mais frequente e o ângulo preferencial para a última sub-bacia (33), indicando que a composição da velocidade entre 0,5 e 2 m/s combinados com um vento vindo do sul são mais prováveis de produzir alerta vermelho.

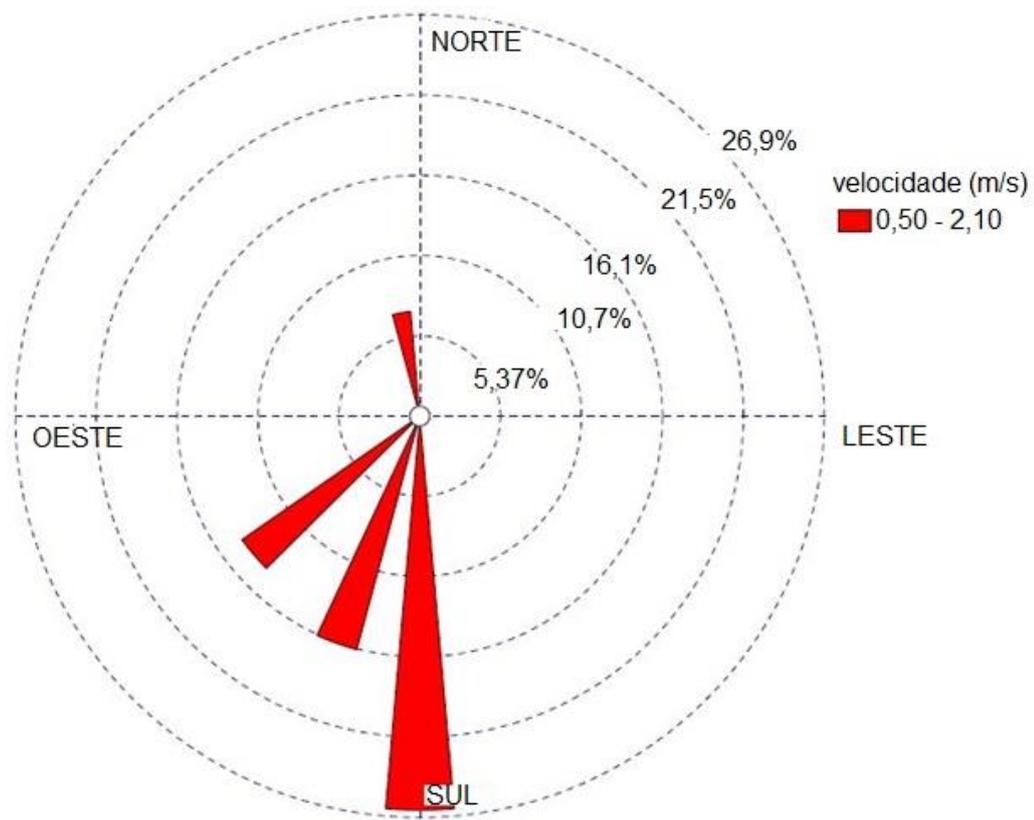


Figura 6.23 – Rosa dos ventos com o alerta vermelho para a sub-bacia 33

6.6 Discussão geral

A proposta metodológica apresentada foi satisfatória do ponto de vista de objetivos e resultados. A ideia de se simular estocasticamente campos de chuva com uso de ferramentas geoestatísticas substituiu o uso de dados provenientes do radar meteorológico como uma entrada espacializada da chuva. O ganho da espacialização é real, ainda que fora utilizado um modelo concentrado como o GR4H. A construção de diferentes cenários de campos de chuva permitiu conhecer a resposta da bacia para tais eventos e a partir disto pode-se extrair informações relativas às características espaciais e dinâmicas da chuva (direção e velocidade do vento) além das informações hidrológicas (duração e intensidade).

Obviamente, por se tratar de uma modelagem e um método estocástico, há um certo grau de incerteza presente no processo. Contudo, ao inserir diferentes possibilidades hidráulicas,

com um intervalo de coeficiente de rugosidade de *Manning*, além de replicar 100 campos de chuva por evento observado, ampliaram-se as possibilidades de configuração da chuva e com isso ocorreu a redução das incertezas. A ferramenta da geoestatística foi utilizada uma vez que não se tinha todo o espectro da chuva observado, com o gerador SAMPO compondo-se de uma poderosa ferramenta no entendimento da estrutura espacial e temporal por meio dos variogramas.

Sob o ponto de vista dos alertas, a metodologia foi importante principalmente na detecção da velocidade crítica, pois uma vez detectada a velocidade a uma certa distância (*buffer*) isso poderia favorecer o aumento do tempo de antecedência do alerta (*lead time*) mesmo em previsões em tempo real (*nowcasting*). O tempo de antecedência vai depender do raio de observação (*buffer*). Quanto maior o raio, a possibilidade de se aumentar o tempo de antecedência é grande, contudo, o grau de incerteza para observações a longas distâncias também é maior mesmo que se utilize dados provenientes de radares meteorológicos.

Outro ponto a ser destacado são as informações climáticas do local, ainda que não tenham sido contempladas nessa análise, mas dados sobre umidade relativa do ar, sistemas frontais de baixa pressão, formação de células convectivas são fundamentais em um forte sistema de previsão e de emissão de alertas. Com isso, reporta-se aqui que há ainda um grande distanciamento entre a climatologia e a hidrologia no que tange ao gerenciamento de risco de enchentes. A maneira como a informação é repassada aos agentes do governo, defesa civil órgão gestor de trânsito e demais setores da sociedade é crucial na gestão e nas tomadas de decisões. Posto isso, algumas das informações devem ser restritas ao corpo técnico pois as informações contém um certo grau de incerteza além de ser muito específico e trazer um risco à confiabilidade do sistema. A exemplificar, informações sobre sistemas de baixa pressão, umidade do ar são necessárias para o corpo técnico, porém ainda de difícil compreensão para a sociedade civil como um todo.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

7.1 Conclusões

Nesta tese foram avaliados os eventos críticos ocorridos em uma bacia urbana. Ressalta-se a dificuldade de se inserir todas as incertezas presentes no processo de modelagem. O que se buscou foi uma solução equilibrada através de uma metodologia simples mas que caracterizasse o comportamento da bacia.

Em uma primeira parte o modelo SWMM mostrou-se hábil para representar os eventos críticos. Por outro lado, por se tratar de um modelo que envolve parâmetros que são físicos, a calibração, mesmo que automática com a técnica aqui utilizada DDS, é dificultosa e demanda muito tempo do usuário, principalmente no fato da calibração ser feita por níveis, mesmo que isso permita uma maior aplicação, pois em grande parte das bacias os dados disponíveis são níveis e não vazões. A grande contribuição dada aqui foi que a técnica DDS aplicada ao modelo SWMM permitiu varrer todo o espaço paramétrico, avaliando não somente um parâmetro por vez mas um conjunto de parâmetros ótimos para os eventos extremos em questão. Ainda que haja incertezas na modelagem, o procedimento adotado nessa tese permitiu reduzir os erros na vazão de pico, que era o principal objeto da modelagem.

A redução destas incertezas passa pela discretização dos dados de entrada, especificamente a chuva, e também pela subdivisão das bacias, que, em teoria, quanto mais subdivida a bacia maior grau de detalhamento na resposta. Já a redução das incertezas dos próprios parâmetros do modelo pôde ser realizada pelo método DDS.

A utilização do modelo SWMM permitiu responder ao primeiro objetivo específico que era de validar um modelo hidrodinâmico para a bacia do ribeirão Arrudas. e definir os fatores mais influentes da bacia no escoamento superficial. A grande dificuldade foi associar parâmetros físicos que não foram mensurados ao modelo, como o armazenamento em depressão, o coeficiente de rugosidade do canal e da bacia além da definição do nível inicial que está associado ao escoamento de base. Ressalta-se que o SWMM é um modelo bem completo, sob a ótica da simulação hidrológica, contudo requer um grau de refinamento de dados que em muitos casos práticos não é possível, principalmente se tratando de meio urbano em uma

bacia de grandes dimensões. No que concerne à segunda etapa metodológica, a calibração conjunta, adicionando o coeficiente de Manning ao modelo GR4H, permitiu verificar as condições dos parâmetros para eventos críticos na bacia. Ao utilizar o conjunto de parâmetros em vez de uma calibração livre, reduziu-se a busca pela resposta ótima e focou-se em um critério multiobjetivo fornecendo resultados mais confiáveis.

Nesse cenário as incertezas da modelagem chuva-vazão foram analisadas concomitantemente ao inserir uma faixa de erro na medição da chuva contraposto com uma gama de curvas-chaves. Sendo assim, na modelagem no GR4H, uma equifinalidade foi obtida entre os parâmetros hidrológicos e hidráulicos ao analisar a relação entre o multiplicador da chuva e o coeficiente de rugosidade para o MS2, e a relação entre n e $X1$ e $X3$ para o caso de MS1. O modelo GR4H, mesmo que desenvolvido para áreas rurais, obteve uma excelente performance na aplicação no estudo de caso (bacia urbana), obviamente com as condições iniciais muito bem delimitadas

Ressalta-se também a contribuição em se fazer uma calibração multiobjetiva, principalmente em locais nos quais os dados são escassos e o grau de incerteza é grande. A análise de diferentes cenários de modelagem permite ao hidrólogo uma tomada de decisão mais equilibrada com a faixa de possíveis respostas muito bem delimitada. O expediente de cálculo apresentou-se eficaz no que tange a níveis de eficiência e portanto poderá ser replicado em outros estudos de caso.

Na terceira etapa, o uso do gerador SAMPO permitiu a simulação espacial da chuva. A resposta foi interessante principalmente pelo fato do gerador levar em conta a direção e velocidade da advecção além dos variogramas espaciais e temporais da chuva e da intermitência. Isso possibilitou a definição de um modelo estocástico de geração de campos de chuva inicialmente proposto como um dos objetivos da tese. A partir de eventos observados uma gama de eventos estocásticos foi gerada na tentativa de representar minimamente o espectro de comportamento da chuva na bacia do ribeirão Arrudas.

Ao combinar o gerador SAMPO com o modelo GR4H, foi possível determinar as características hidrológicas e espaciais dos eventos causadores de alertas que era o principal objetivo desta tese. O outro objetivo alcançado nesta etapa foi a definição, ainda que de

forma muito simples, das características predominantes em eventos extremos na bacia de estudo. Percebeu-se pelo expediente de cálculo adotado, por meio dos histogramas produzidos, que há uma direção preferencial da tormenta com uma determinada velocidade de deslocamento e ainda uma certa intensidade e duração dos eventos mais críticos. O cerne da questão, a caracterização dos eventos extremos baseados em uma modelagem levando em questão as incertezas inerentes ao processo é a grande contribuição dessa pesquisa. Tal avanço só foi possível devido ao uso de uma ferramenta geoestatística poderosa que permitiu conhecer a estrutura espacial e temporal da chuva.

Do ponto de vista prático, a pesquisa contribuiu para que a informação repassada aos órgãos gestores, no caso específico a defesa civil, seja mais rica e que a decisão em relação aos alertas seja tomada com um menor grau de incerteza, ainda que as incertezas continuem presentes nos processos. Ressalta-se, portanto, que a hidrologia urbana, principalmente na literatura brasileira, distancia-se muito de solucionar todos os problemas relacionados à gestão de risco de enchentes devido às incertezas e todas variáveis envolvidas quando se trata de uma bacia urbana.

7.2 Recomendações

As recomendações no tocante à modelagem com o GR4H é de que em futuras aplicações, seja para outros eventos críticos já ocorridos ou até mesmo para previsões, a ideia é de se utilizar os melhores conjuntos de parâmetros definidos pelo ordenamento e assim ter um arranjo de respostas para a tomada de decisão. Não obstante, ressalta-se aqui a importância da definição dos estados iniciais do modelo, seja o modelo GR4H ou o SWMM, dado que não fora trabalhado via simulações contínuas.

No que concerne ao SWMM, a recomendação é de que se discuta uma melhor discretização da bacia e qual o ganho, em termos de eficiência (erro no pico, volume gerado), ocorre em função dessa melhoria. Em relação ao método DDS, há uma discussão a ser feita sobre o valor inicial r igual 0,2 recomendado pelos criadores do método em relação a outras aplicações. O fato de se alterar esse parâmetro implica em um maior ou menor desvio-padrão, mas o que do ponto de vista prático impacta na calibração de um modelo hidrológico ? Essa é uma discussão a ser levantada em face de diferentes condicionantes condições de contorno (tipo do

modelo, se é concentrado ou distribuído, limites do espaço paramétrico e números de parâmetros).

Sobre as características dos eventos faz-se necessário uma análise sobre outros possíveis fatores causadores de eventos extremos na bacia estudada. Fatores estes de ordem climatológica, portanto recomenda-se aqui pesquisas nesse sentido de agregar as informações hidrometeorológicas aos modelos hidrológicos e a partir desse ponto, obter uma resposta mais ampla mesmo que possua um maior grau de incerteza, uma vez que novas variáveis (temperatura, ponto de orvalho, radiação solar, etc.) serão adicionadas. Algumas pesquisas caminham no sentido de associar por exemplo a refletividade do radar com o nível observado em um curso d'água, a chamada relação ZN. A busca por uma modelagem que englobe desde a formação das células de chuva até o último nível d'água em um evento extremo é um longo trajeto que deve ser percorrido pela hidrologia e pelas pesquisas.

Por fim, no intuito de se aprimorar o sistema de alerta da região de estudo, um dos objetivos dessa tese, recomenda-se, sob a ótica da hidráulica, que os alertas sejam emitidos também em função da vazão e não somente do nível. Uma vez instalados medidores de vazão nas estações, reduziria a incerteza sobre o coeficiente de rugosidade e para a equipe técnica a informação ficaria mais completa, principalmente para se realizar propagações hidráulicas. Notadamente, reforça-se a ideia de que apenas 4 estações medidoras de nível para um curso d'água de 45 km de extensão e uma bacia de 207 km² de área de drenagem é pouco para se determinar todo o comportamento hidráulico do canal.

Tal problema de ordem prática não é exclusividade da bacia estudada, sendo recomendado para demais bacias, um estudo prévio do posicionamento, através de técnicas de otimização, dos pontos a serem medidos. Essa ação facilitaria a gestão, com o repasse da informação, e, do monitoramento hidrológico e hidráulico além da redução de perdas de vida humana e perdas econômicas.

REFERÊNCIAS

ADAMS, R.; WESTERN, A.; SEED, A. An analysis of the impact of spatial variability in rainfall on runoff and sediment predictions from a distributed model. *Hydrological Processes*, v. 26, n. 21, p.3263-3280, 18 jan. 2012. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.8435>

ALENCAR, R.; PEREIRA, R.; SILVA, A. Análise das condições de risco de inundação para a sub-bacia do Ribeirão Arrudas na região metropolitana de Belo Horizonte. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE CLIMATOLOGIA, 4., 2011, João Pessoa. *Simpósio Internacional de Climatologia - Anais*. João Pessoa: SBMET, 2011. p. 1 - 5.

ANA – Agência Nacional de Águas. *Atlas de Vulnerabilidade a Inundações*. 2014. Disponível em: <<http://www.ana.gov.br/bibliotecavirtual/>>. Acesso em: 15 ago. 2016.

ANDRÉASSIAN, V., PERRIN, C., MICHEL, C., USART-SANCHEZ, I., LAVABRE, J. Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 2001, 250.1: 206-223

ANDRÉASSIAN, V., BOURGIN, F., MATHEVET, T., PERRIN, C., LERAT, J., BERTHET, L. Seeking genericity in the selection of parameter sets: Impact on hydrological model efficiency. *Water Resources Research*, 2014, 50.10: 8356-8366.

ARCEMENT, G.; SCHNEIDER, V. *Guide for selecting Manning's roughness coefficients for natural channels and flood plains*. 1989

ASQUITH, W.; FAMIGLIETTI, J. Precipitation areal-reduction factor estimation using an annual-maxima centered approach. *Journal Of Hydrology*, Austin, v. 230, n. 1, p.55-69, jan. 2000.

BACCHI, B.; RANZI, R.. On the derivation of the areal reduction factor of storms. *Atmospheric Research*, Brescia, v. 42, n. 1, p.123-135, jan. 1996

BARBALHO, F. *Method for determining the areal reduction factor in urban basins*. 2012. 89 f. Dissertação (Mestrado em Engenharias) - Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2012.

BARCO, J.; WONG, K.M.; STENSTROM, M.K. Automatic Calibration of the U.S. EPA SWMM Model for a Large Urban Catchment. *Journal Of Hydraulic Engineering*, [s.l.], v. 134, n. 4, p.466-474, abr. 2008. American Society of Civil Engineers (ASCE). [http://dx.doi.org/10.1061/\(asce\)0733-9429\(2008\)134:4\(466\)](http://dx.doi.org/10.1061/(asce)0733-9429(2008)134:4(466)).

BERNE, A.; DELRIEU, G.; BOUDEVILLAIN, B.. Variability of the spatial structure of intense Mediterranean precipitation. *Advances In Water Resources*, [s.l.], v. 32, n. 7, p.1031-1042, jul. 2009. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2008.11.008>.

BERTONE, P.; MARINHO, C. Gestão de risco e resposta a desastres naturais: a visão do planejamento. In: *IV Congresso CONSAD de Gestão Pública. Brasília*, 2013.

BEVEN, K. *Rainfall Runoff Modelling*. Lancaster: Wiley, 2001. 360 p

BEVEN, K. A manifesto for the equifinality thesis. *Journal of hydrology*, 2006, 320.1: 18-36.

BORGA, M; ANAGNOSTOU, E; BLÖSCHL, G; CREUTIN, J. Flash flood forecasting, warning and risk management: the HYDRATE project. *Environmental Science & Policy*, [s.l.], v. 14, n. 7, p.834-844, nov. 2011. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsci.2011.05.017>.

BOYLE, D. *Multicriteria calibration of hydrologic models*. 2001. 138 f. Major in Hydrology, Department of Hydrology and Water Resources, University Of Arizona, Arizona, 2001.

BRASIL. Ministério da Integração Nacional. Secretaria Nacional de Defesa Civil. *Banco de dados e registros de desastres: sistema integrado de informações sobre desastres*. S2ID. 2013.

CARBONE, M.; GAROFALO, G.; TOMEI, G.; PIRO, P. Storm tracking based on rain gauges for flooding control in urban areas. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON COMPUTING AND CONTROL FOR THE WATER INDUSTRY, 12., 2013, Calabria. *Procedia Engineering*. Rende: Elsevier, 2014. v. 70, p. 256 - 265

CASERI, A. *Apport de la simulation conditionnelle géostatistique pour la prévision immédiate d'ensemble de pluies et l'alerte aux crues rapides*. 2017. 201 f. Tese (Doutorado) - Curso de École Doctorale Géosciences, Ressources Naturelles Et Environnement, Hydrologie, Agroparistech, Antony, 2017.

CEPED – Centro Universitário de Estudos e Pesquisas sobre Desastres. Atlas brasileiro de desastres naturais 1991 a 2012: Volume Brasil. 2ª Ed. Florianópolis: UFSC, 2013.

CHAMPS, J. R. B. Inundações urbanas em Belo Horizonte. Ocorrências, controle e medidas de proteção. *Aqua-LAC*, V. 4, N. 2, 2012.

CHEN, F.; LIU, C. Estimation of the spatial rainfall distribution using inverse distance weighting (IDW) in the middle of Taiwan. *Paddy And Water Environment*, [s.l.], v. 10, n. 3, p.209-222, 25 fev. 2012. Springer Nature. <http://dx.doi.org/10.1007/s10333-012-0319-1>.

CHOI, J.; OLIVERA, F.; SOCOLOFSKY, S.A. Storm Identification and Tracking Algorithm for Modeling of Rainfall Fields Using 1-h NEXRAD Rainfall Data in Texas. *Journal Of Hydrologic Engineering*, [s.l.], v. 14, n. 7, p.721-730, jul. 2009. American Society of Civil Engineers (ASCE). [http://dx.doi.org/10.1061/\(asce\)1084-0699\(2009\)14:7\(721\)](http://dx.doi.org/10.1061/(asce)1084-0699(2009)14:7(721)).

CHOW, V.T. *Open channel hydraulics*. McGraw-Hill Book Company, Inc; New York, 1959.

CHOW, V.T; MAIDMENT, D.R.; MAYS, L.W. *Applied Hydrology*. United States Of America: Mcgraw-hill, 1988. 540 p.

CORON, L., PERRIN, C., DELAIGUE, O., ANDRÉASSIAN, V., THIREL, G. airGR: a suite of lumped hydrological models in an R-package. *Environmental Modelling & Software*, 2017.

DAS, T., BÁRDOSSY, A., ZEHE, E., He, Y. Comparison of conceptual model performance using different representations of spatial variability. *Journal of Hydrology*, 2008, 356.1: 106-118.

DI BALDASSARRE, G.; CLAPS, P. A hydraulic study on the applicability of flood rating curves. *Hydrology Research*, 2011, 42.1: 10-19.

DIETRICH, C. On Simulation, Calibration and ill-conditioning with application to environmental system modelling. In: ANDERSON, Malcolm; BATES, Paul. *Model Validation: Perspectives in hydrological sciences*. Bristol: Wiley, 2001. p. 23-41.

DOOGE, J.C.I. *Linear Theory of Hydrologic Systems: Technical Bulletin No 1468*. Washington: Agricultural Research Service, 1973.

EMA (Emergency Management Australia) (1995, Second Edition 1999) *Flood Warning: an Australian guide*. Emergency Management Australia, Canberra. Written by Jim Elliot, John Handmer, Chas Keys and John Salter.

EMMANUEL, I.; ANDRIEU, H.; LEBLOIS, E.; JANEY, N.; Influence of rainfall spatial variability on rainfall–runoff modelling: Benefit of a simulation approach?. *Journal Of Hydrology*, v. 531, p.337-348, dez. 2015. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.04.058>.

ENGMAN, E. T. Roughness coefficients for routing surface runoff. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 1986, 112.1: 39-53.

FENTON, J. On the generation of stream rating curves. *Journal Of Hydrology*, Vienna, v. 564, p.748-757, set.2018. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.07.025>.

FILHO A.; MIOTO, C.; MARCATO, J.; CATALANI, T. *Geotecnologias em aplicações ambientais*. Campo Grande: UFMS, 2016. 383 p.

FLIEHMAN, R. *Examining the Relationship Between Hydroclimatological Variables and High Flow Events*. 2012. 60 f. Tese (Doutorado) - Curso de Hydrometeorology, Departments Of Atmospheric Sciences And Hydrology & Water Resources, University Of Arizona, Phoenix, 2012.

GISGEOGRAPHY. *Inverse Distance Weighting (IDW) Interpolation*. Disponível em: <<https://gisgeography.com/inverse-distance-weighting-idw-interpolation/>>. Acesso em: 05 abr. 2019.

GOERL, R.; KOBIYAMA M. *Considerações sobre as inundações no Brasil*. (Disponível em: http://www.labhidro.ufsc.br/Artigos/ABRH2005_inundacoes.pdf. Acesso em: 12 de out. 2016).

GRUNTFEST, E.; HANDMER, J. *Coping With Flash Floods*. Ravello: Nato Science Series, 1999. (2)

GUPTA, H.V.; KLING, H.; YILMAZ, K.; MARTINEZ, G. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal Of Hydrology*, Arizona, v. 377, n. 1-2, p.80-91, out. 2009. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>.

HARROWER, M. Geographic Information Systems (GIS) hydrological modeling in archaeology: an example from the origins of irrigation in Southwest Arabia (Yemen). *Journal Of Archaeological Science*, [s.l.], v. 37, n. 7, p.1447-1452, jul. 2010. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jas.2010.01.004>.

HOBBS, P.; LOCATELLI, J. Rainbands, precipitation cores and generating cells in a cyclonic storm. *Journal Of The Atmospheric Sciences*, Washington, v. 35, n. 1, p.230-241, fev. 1978.

JACHNER, S.; BOOGAART, G.; PETZOLDT, T. Statistical Methods for the Qualitative Assessment of Dynamic Models with Time Delay (RPackagequalV). *Journal Of Statistical Software*, [s.l.], v. 22, n. 8, p.1-30, jan. 2007. Foundation for Open Access Statistic. <http://dx.doi.org/10.18637/jss.v022.i08>.

JENCISO, K.; McGLYNN, K.; GOOSEFF, M.; WONDZELL, S.; BENCALA, K.; MARSHALL, L. Hydrologic connectivity between landscapes and streams: Transferring reach- and plot-scale understanding to the catchment scale. *Water Resources Research*, v. 45, n. 4, p.1-16, abr. 2009. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1029/2008wr007225>.

JONKMAN, S.N. Global Perspectives on Loss of Human Life Caused by Floods. *Natural Hazards*, Delft, v. 34, n. 1, p.151-175, abr. 2005.

KNIGHT, D. Introduction to flooding and river basin modelling. In: KNIGHT, Donald; SHAMSELDIN, Asaad. *River Basin Modelling for flood risk mitigation*. Londres: Taylor & Francis, 2006. p. 1-20.

KUCZERA, G., RENARD, B., THYER, M., KAVETSKI, D. There are no hydrological monsters, just models and observations with large uncertainties!. *Hydrological Sciences Journal–Journal des Sciences Hydrologiques*, v. 55, n. 6, p. 980-991, 2010.

LE COZ, J., RENARD, B., BONNIFAIT, L., BRANGER, F., LE BOURSICAUD, R. Combining hydraulic knowledge and uncertain gaugings in the estimation of hydrometric rating curves: A Bayesian approach. *Journal of hydrology*, 2014, 509: 573-587.

LE MOINE, N., ANDRÉASSIAN, V., PERRIN, C., MICHEL, C. How can rainfall-runoff models handle intercatchment groundwater flows? Theoretical study based on 1040 French catchments. *Water Resources Research*, 2007, 43.6.

LEBLOIS, E.; CREUTIN, J. Space-time simulation of intermittent rainfall with prescribed advection field: Adaptation of the turning band method. *Water Resources Research*, [s.l.], v. 49, n. 6, p.3375-3387, jun. 2013. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1002/wrcr.20190>.

LEPIOUFLE, J.; LEBLOIS, E.; CREUTIN, J. Variography of rainfall accumulation in presence of advection. *Journal Of Hydrology*, [s.l.], v. 464-465, p.494-504, set. 2012. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.07.041>

LIMA, G.; BOLDRIN, R.; MEDIONDO, E.; MAUAD, 3 F.; OHNUMA, A. Análise de Incertezas de Observações 4 Hidrológicas e sua Influência na Modelagem de Pequenas 5 Bacias Urbanas. *RBRH — Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 12, n. 1, p.107-116, jan. 2007.

LIU, Y., GUPTA, H. Uncertainty in hydrologic modeling: Toward an integrated data assimilation framework. *Water Resources Research*, v. 43, 2007.

LLOYD, C.D. Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain. *Journal Of Hydrology*, [s.l.], v. 308, n. 1-4, p.128-150, jul. 2005. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.10.026>.

LU, G.; WONG, D. An adaptive inverse-distance weighting spatial interpolation technique. *Computers & Geosciences*, [s.l.], v. 34, n. 9, p.1044-1055, set. 2008. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2007.07.010>.

LOMBARDO, F.; NAPOLITANO, F.; RUSSO, R. On the use of radar reflectivity for estimation of the areal reduction factor. *Natural Hazards and Earth System Science*, Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union, 2006, 6 (3), pp.377-386. hal-00299300

LOU, A.P.F. *Modelagem geoestatística aplicada à integração entre dados de postos pluviométricos e radar meteorológico*. 2004. 147 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.

LY, S.; CHARLES, C.; DEGRÉ, A. Different methods for spatial interpolation of rainfall data for operational hydrology and hydrological modeling at watershed scale: a review. *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement*, 2013, 17.2: 392-406.

MANCIPE, N.A., S. BUCHBERGER, M. SUIDAN. 2012. Calibration of Distributed Rainfall-Runoff Model in Hamilton County, Ohio. *Journal of Water Management Modeling* R245-11. doi: 10.14796/JWMM.R245-11.

MANTOGLOU, A.; WILSON, J. The Turning Bands Method for Simulation of Random Fields Using Line Generation by a Spectral Method. *Water Resources Research*, Cambridge, v. 18, n. 5, p.1379-1394, out. 1982.

MARSHALL, R. The estimation and distribution of storm movement and storm structure, using a correlation analysis technique and rain-gauge data. *Journal Of Hydrology*, Amsterdam, v. 48, n. 1, p.19-39, jan. 1980.

MATHERON, G. The intrinsic random functions and their applications. *Advances in applied probability*, 1973, 5.3: 439-468

MCMILLAN, H., JACKSON, B., CLARK, M., KAVESKI, D., WOODS, R. Rainfall uncertainty in hydrological modelling: An evaluation of multiplicative error models. *Journal of Hydrology*, 2011, 400.1: 83-94.

MICHELE, C.; KOTTEGODA, N.; ROSSO, R.. The derivation of areal reduction factor of storm rainfall from its scaling properties. *Water Resources Research*, Milan, v. 37, n. 12, p.3247-3252, dez. 2001.

MUNIZ, J. *Modelo Multidimensional para simulação de precipitação pluviométrica*. 1991. 234 f. Tese (Doutorado) - Curso de Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1991.

NA, W.; YOO, C. A Bias Correction Method for Rainfall Forecasts Using Backward Storm Tracking. *Water*, Seoul, v. 10, n. 12, p.1728-1743, 26 nov. 2018. MDPI AG. <http://dx.doi.org/10.3390/w10121728>

NAGHETTINI, M.; PINTO, E. *Hidrologia Estatística*. Belo Horizonte: CPRM, 2007. 561 p.

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

NIEMCZYNOWICZ, J. Storm tracking using rain gauge data. *Journal Of Hydrology*, Amsterdam, v. 93, n. 1, p.135-152, jan. 1987.

OCHOA-RODRIGUEZ, S.; LI-PEN, W.; GIRES, A.; PINA, R.; REINOSO-RONDINEL, R.; BRUNI, G.; ABDELLAH, I.; GAITAN, S.; CRISTIANO, E.; ASSEL, J.; KROLL, S.; MURLÀ-TUYLS, D.; TISSERAND, B.; SCHERTEZER, D.; TCHIGUIRINSKAIA, I.; ONOF, C.; WILLEMS, P.; VELDHUIS, M. Impact of spatial and temporal resolution of rainfall inputs on urban hydrodynamic modelling outputs: A multi-catchment investigation. *Journal Of Hydrology*, [s.l.], v. 531, p.389-407, dez. 2015. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.05.035>.

OLIVEIRA, F.; PEREIRA, T.; SOARES, A.; FORMIGA, K. Uso de modelo hidrodinâmico para determinação da vazão a partir de medições de nível., RBRH— *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 21, n. 4, 17 p.707-718, 16 nov. 2016. FapUNIFESP (SciELO). 18 <http://dx.doi.org/10.1590/23180331.01161600>.

ORESQUES N.; SHARDER-FRECHETTE K.; BELITZ K. 1994. Verification, validation, and confirmation of numerical models in the Earth sciences. *Science* 263(5147): 641–646 DOI: 10.1126/science.263.5147.641.

ORESQUES, N.; BELITZ, K. Philosophical Issues In Model Assessment. In: ANDERSON, M.; BATES, P. *Model Validation: Perspectives in hydrological sciences*. Bristol: Wiley, 2001. p. 23-41

PBH - Prefeitura Municipal de Belo Horizonte. *Plano de Ações de Combate às Inundações em Belo Horizonte*. 2011. Disponível em: <http://pbh.gov.br/combate_inundacoes/Plano_de_Acoes_de_Combate_a_Inundacoes_em_BH.pdf>. Acesso em: 01 mar. 2018.

PBH – Prefeitura Municipal de Belo Horizonte. *PBH realiza ações preventivas contra enchentes durante o ano inteiro*. 2014. Disponível em: <<http://portalpbh.pbh.gov.br/pbh/ecp/noticia.do?evento=portlet&pAc=not&idConteudo=176958&pIdPlc;=&app=salanoticias>>. Acesso em: 22 out. 2016.

PERRIN, C.; MICHEL, C.; ANDRÉASSIAN, V. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of hydrology*, 2003, 279.1: 275-289.

PETERSEN-ØVERLEIR, A. Accounting for heteroscedasticity in rating curve estimates. *Journal of Hydrology*, 2004, 292.1: 173-181.

PETERSEN-ØVERLEIR, A.; SOOT, A.; REITAN, T. Bayesian rating curve inference as a streamflow data quality assessment tool. *Water resources management*, 2009, 23.9: 1835-1842.

PORTELA, M. *Modelação Hidrológica*. Lisboa: Instituto Superior Técnico, 2006. 150 p.

RAMOS, M.H., MATHEVET, T., THIELEN, J., PAPPENBERGER, F. Communicating uncertainty in hydro-meteorological forecasts: mission impossible?. *Meteorological Applications*, [s.l.], v. 17, n. 2, p.223-235, 17 maio 2010. Wiley-Blackwell. DOI: 10.1002/met.202.

REFSGAARD, J. Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal Of Hydrology*. Washington, p. 69-97. nov. 1996.

REIS, P. *O escoamento superficial como condicionante de inundação em Belo Horizonte, MG: estudo de caso da sub-bacia córrego do Leitão, bacia do ribeirão Arrudas*. 2011. 148 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2011.

REUSSER, D. E.; BLUME, T.; SCHAEFLI, B; ZEHE, E. Analysing the temporal dynamics of model performance for hydrological models. *Hydrology And Earth System Sciences*, Potsdam, n. 13, p.999-1018, 07 jul. 2009.

ROLNIK, R. Democracia no fio da navalha: limites e possibilidades para a implementação de uma agenda de reforma urbana no Brasil. *Revista Brasileira de Estudos Urbanos e Regionais*, n.11, p. 31-50, 2010.

ROSA, D. *Resposta hidrológica de uma bacia hidrográfica urbana à implantação de técnicas compensatórias de drenagem urbana. Bacia do Córrego do Leitão*, Belo Horizonte, Minas Gerais. 2017. 220 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos, Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2017.

ROSMANN, L. (2015). Storm water management model reference manual: volume I—hydrology. *US Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, National Risk Management Laboratory*, Cincinnati, OH 45268.

SANTOS, M.; MEDIERO, L.; LIMA, C.; MOURA, L. Links between different classes of storm tracks and the flood trends in Spain. *Journal Of Hydrology*, [s.l.], v. 567, p.71-85, dez. 2018. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.10.003>.

SENE, Kevin. *Flood Warning, Forecasting and Emergency Response*. Londres: Springer, 2008. 303 p.

SHEARMAN, R. J. 1977. The speed and direction of movement of storm rainfall patterns with reference to urban storm sewer design / Vitesse et direction de la distribution de l'intensité de la pluie en ce qui concerne le dessin des égouts-déversoirs urbains, *Hydrological Sciences Journal*, 22:3, 421-431, DOI: 10.1080/02626667709491735.

SIQUEIRA, R. *Proposição de metodologia para construção de gráfico de risco de inundações em bacias urbanas: estudo de caso Bacia do Córrego Cachoeirinha*. 2017. 149 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos, Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2017.

SIKORSKA, A. E., SCHEIDEGGER, A., BANASIK, K., RIECKERMANN, J. Bayesian uncertainty assessment of flood predictions in ungauged urban basins for conceptual rainfall-runoff models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2012, 16.4: 1221-1236.

SIKORSKA, Anna E.; RENARD, Benjamin. Calibrating a hydrological model in stage space to account for rating curve uncertainties: general framework and key challenges. *Advances in Water Resources*, 2017, 105: 51-66.

SILVA, F. P. *Previsão de tempestades severas e de transbordamentos no rio Quitandinha - Petrópolis RJ*. 2019. 318 f. Tese (Doutorado) - Curso de Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

SILVEIRA, A. L. L. Desempenho de Fórmulas de Tempo de Concentração em bacias Urbanas e Rurais. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos RBRH*, Porto Alegre, v. 10, n. 1, p. 5-23, Jan.-Mar. 2005.

SINGH, V.; FREVERT, D. (Ed.). *Watershed Models*. Boca Raton: Taylor & Francis, 2006. 653 p.

SLOT, R. A.; CROUSE, M. Y. HYSEP: A Computer Program for Streamflow Hydrograph Separation and Analysis. *Water-resources Investigations*, Lemoyne, v. 4040, n. 96, p.1-53, jan. 1996. US Geological Survey. <http://dx.doi.org/10.3133/wri964040>

SUI, D.Z.; MAGGIO, R.C..Integrating GIS with hydrological modeling: practices, problems, and prospects. *Computers, Environment And Urban Systems*,Texas, v. 23, n. 1, p.33-51, 1999.

TAO, T.; CHOCAT, B.; LIU, S.; XIN, K. Uncertainty Analysis of Interpolation Methods in Rainfall Spatial Distribution: A Case of Small Catchment in Lyon. *Journal Of Environmental Protection*, Lyon, p.50-58, nov. 2009.

TAROLLI, M.; BORGA, M.; ZOCCATELLI, D.; BERNHOFER, C.; JATHO, N.; AL JANABI, F. Rainfall Space-Time Organization and Orographic Control on Flash Flood Response: The Weisseritz Event of August 13, 2002. *Journal Of Hydrologic Engineering*, [s.l.], v. 18, n. 2, p.183-193, fev. 2013. American Society of Civil Engineers (ASCE). [http://dx.doi.org/10.1061/\(asce\)he.1943-5584.0000569](http://dx.doi.org/10.1061/(asce)he.1943-5584.0000569).

TOLSON, Bryan A.; SHOEMAKER, Christine A. Dynamically dimensioned search algorithm for computationally efficient watershed model calibration. *Water Resources Research*,[s.l.], v. 43, n. 1, p.1-16, jan. 2007. Wiley-Blackwell. <http://dx.doi.org/10.1029/2005wr004723>.

TROUTMAN, B. Errors and parameter estimation in precipitation-runoff modeling. *Water Resources Research*, Denver, v. 21, n. 8, p.1195-1213, ago. 1985.

TUCCI, C.E.M. Modelos Hidrológicos. Porto Alegre: ABRH, 2005. 678 p.

USDA, S. C. S. *Urban hydrology for small watersheds*. Technical release, 1986, 55: 2-6

VAN ESSE, W. R., PERRIN, C., BOOIJ, M., AUGUSTIJN, D., FENICIA, F., KAVETSKI, D., LOBLIGEIOIS, F . The influence of conceptual model structure on model performance: a comparative study for 237 French catchments. *Hydrology and earth system sciences*, 2013, 17.10: 4227-4239.

VITERI, A. *Caracterização da chuva estimada pelo radar durante eventos de alagamento na cidade de São Paulo*. 2018. 114 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Mestrado em Ciências, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2018.

VRUGT, J., TER BRAAK, C.J., CLARK, M.P., HYMAN, J.M., ROBINSON, B.A. Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling: Doing hydrology backward with Markov chain Monte Carlo simulation. *Water Resources Research*, 2008, 44.12.

WAGENER, T., McINTYRE, N., LEES, M. J., WHEATER, H. S., GUPTA, H.V. Towards reduced uncertainty in conceptual rainfall-runoff modelling: Dynamic identifiability analysis. *Hydrological Processes*, 2003, 17.2: 455-476.

WAGENER, T.; WHEATER, H.; GUPTA, H. Rainfall-Runoff Modelling in Gauged and Ungauged Catchments. Londres: Imperial College Press, 2004. 306 p.

WEBBER, J.; GIBSON, M.; CHEN, A.; SAVIC, D.; FU, G.; BUTLER, D. Rapid assessment of surface-water flood-management options in urban catchments. *Urban Water Journal*, p. 1-8, 2018.

WHEATER, H. S., ISHAM, V.S., COX, D. R., CHANDLER, R.E., KAKOU, A., NORTHROP, P. J., OH, L., ONOF, C., RODRIGUEZ-ITURBE, I. Spatial-temporal rainfall fields: modelling and statistical aspects. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2000, 4.4: 581-601.

YAMAMOTO, J.; LANDIM, P. *Geoestatística: Conceitos e aplicações*. São Paulo: Oficina de Textos, 2013. 211 p

YOUNG, P. Data-Based Mechanistic Modelling and Validation of Rainfall-Flow Processes. In: ANDERSON, Malcolm; BATES, Paul. *Model Validation: Perspectives in hydrological sciences*. Bristol: Wiley, 2001. p. 117-161.

ZAGHLOUL, N. Sensitivity analysis of the SWMM Runoff-Transport parameters and the effects of catchment discretisation. *Advance Water Resources*, Dhahran, v. 6, p.214-223, dez. 1983.

ZOCCATELLI, D.; BORGA, M.; ZANON, F.; ANTONESCU, B.; STANCALIE, G. Which rainfall spatial information for flash flood response modelling? A numerical investigation based on data from the Carpathian range, Romania. *Journal Of Hydrology*, v. 394, n. 1-2, p.148-161, nov. 2010. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.019>

ZOCCATELLI, D.; BORGA, M.; VIGLIONE, A; CHIRICO, G. B; BLÖSCHL, G. Spatial moments of catchment rainfall: rainfall spatial organisation, basin morphology, and flood response. *Hydrology And Earth System Sciences*, v. 15, n. 12, p.3767-3783, 20 dez. 2011. Copernicus GmbH. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-15-3767-2011>.

APÊNDICE A – VALIDAÇÃO DOS DEMAIS EVENTOS NO SWMM

Reportam-se os gráficos das validações dos eventos E, F e G (Figuras A.1 a A.8).

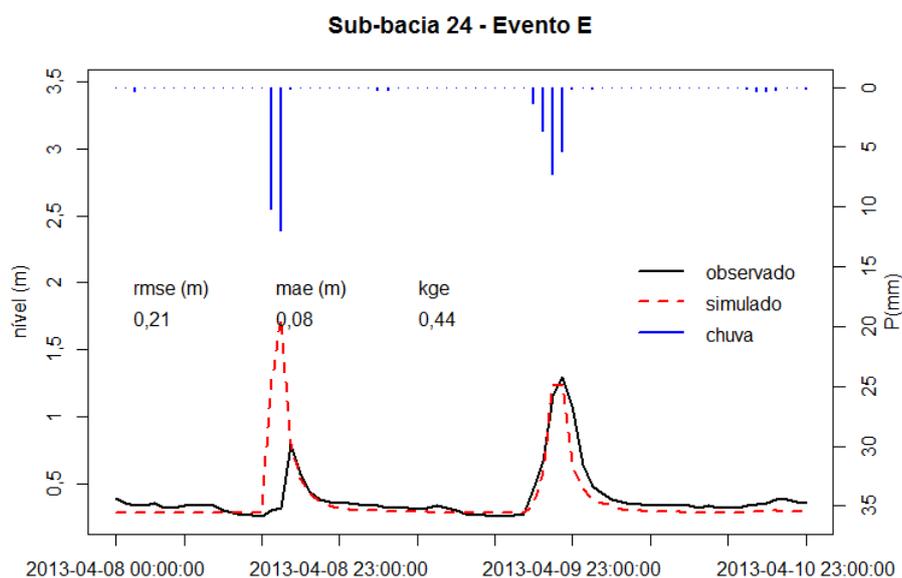


Figura A 1 – Validação para o evento E na sub-bacia 24

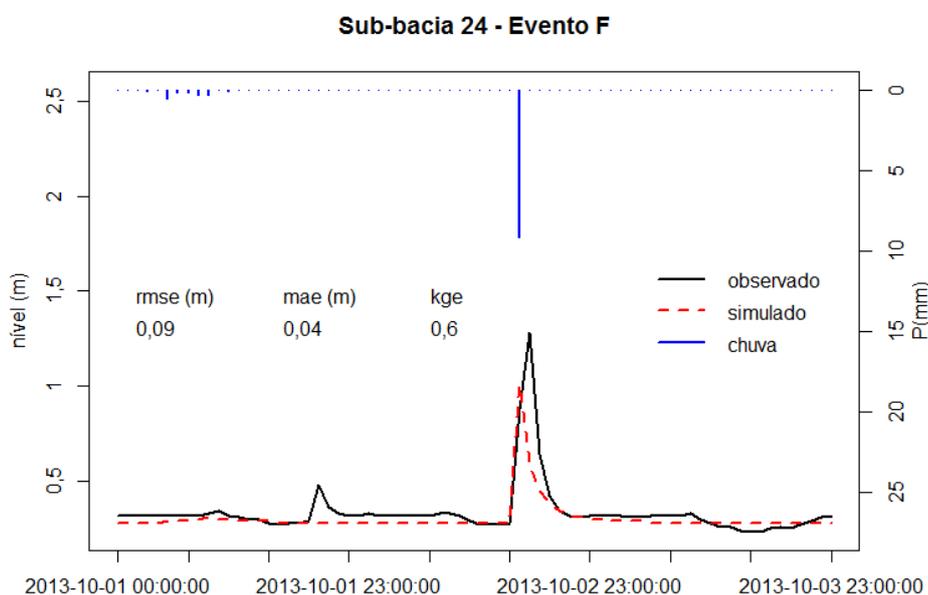


Figura A 2 – Validação para o evento F na sub-bacia 24

Sub-bacia 24 - Evento G

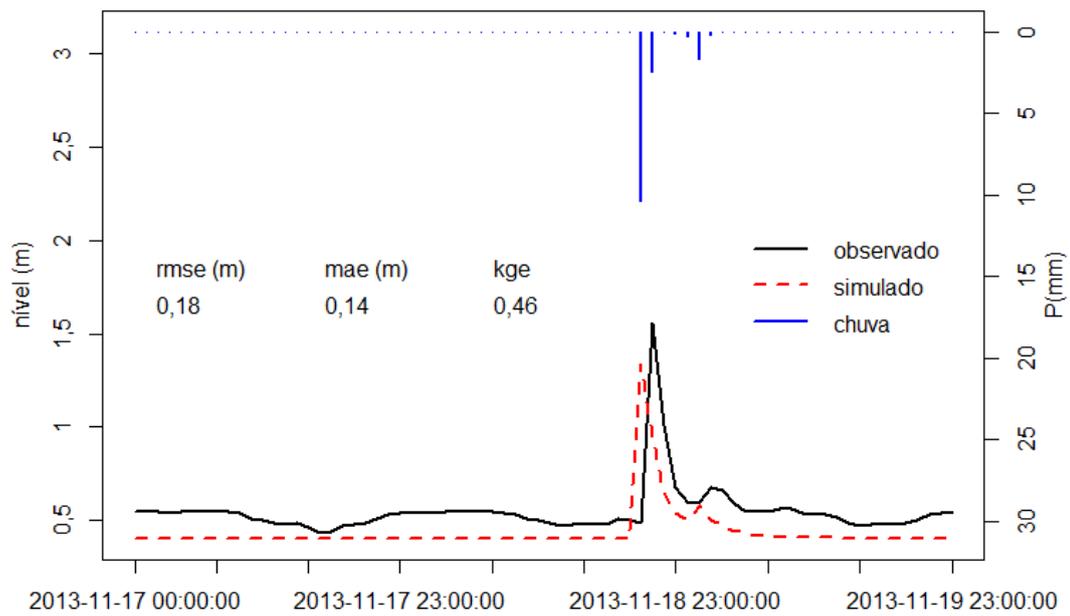


Figura A 3 – Validação para o evento G na sub-bacia 24

Sub-bacia 30 - Evento E

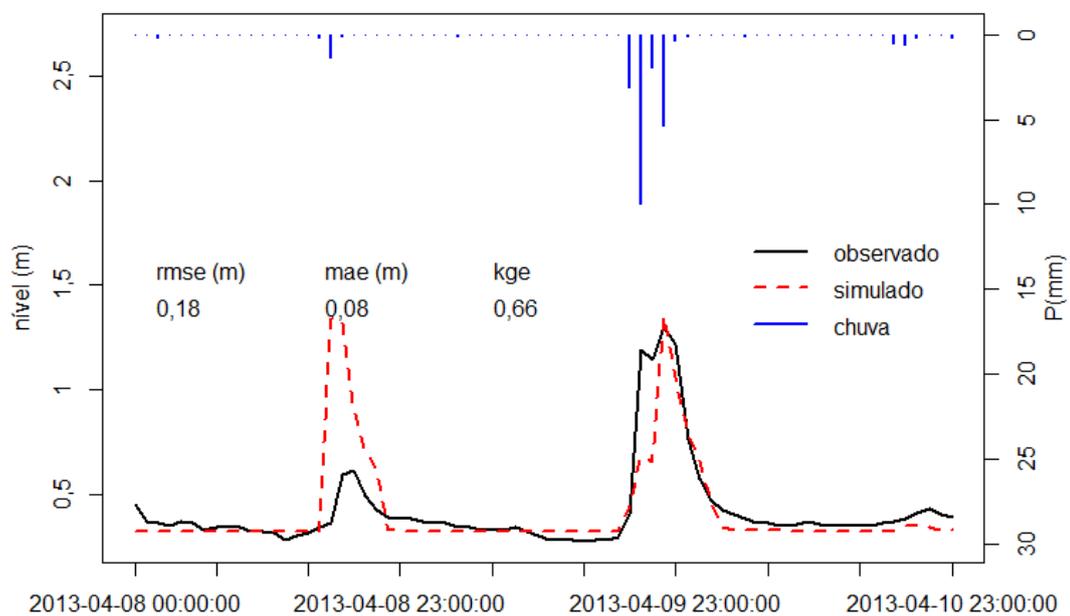


Figura A 4 – Validação para o evento E na sub-bacia 30

Sub-bacia 30 - Evento F

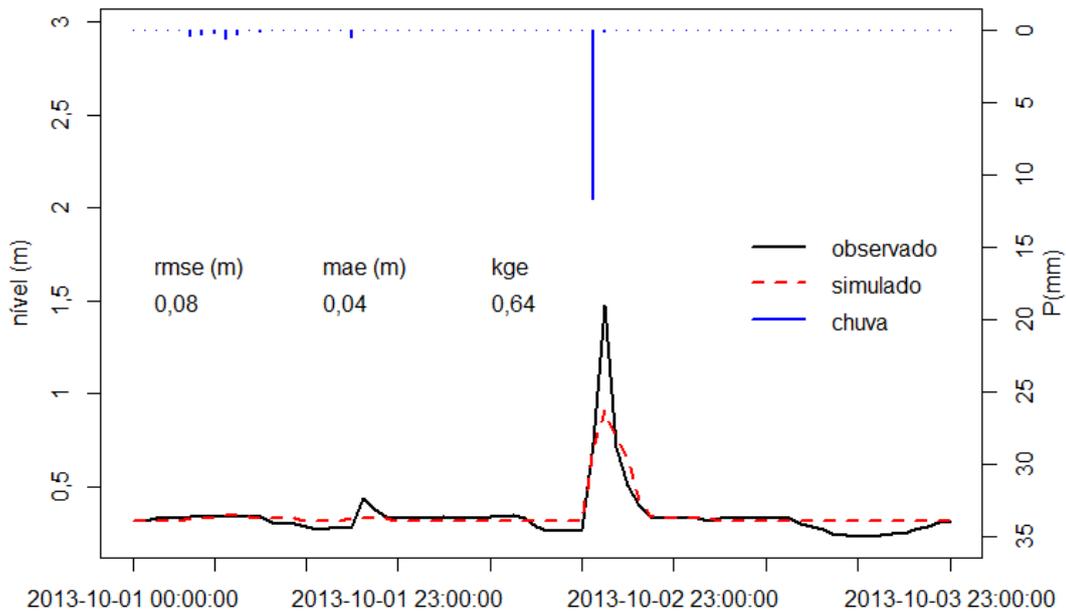


Figura A 5 – Validação para o evento F na sub-bacia 30

Sub-bacia 30 - Evento G

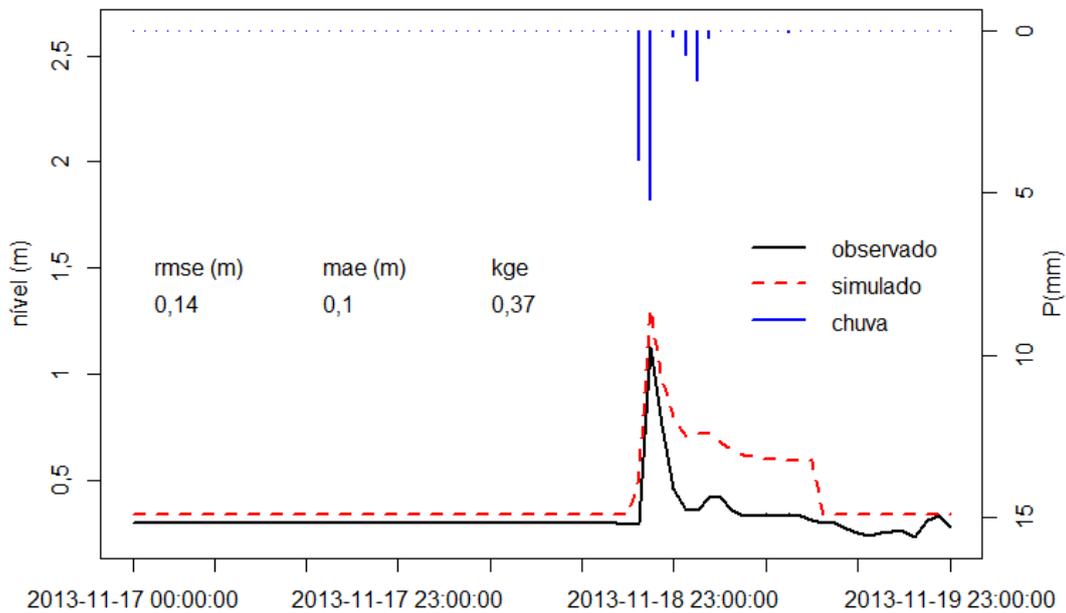


Figura A 6 – Validação para o evento G na sub-bacia 30

Sub-bacia 32 - Evento E

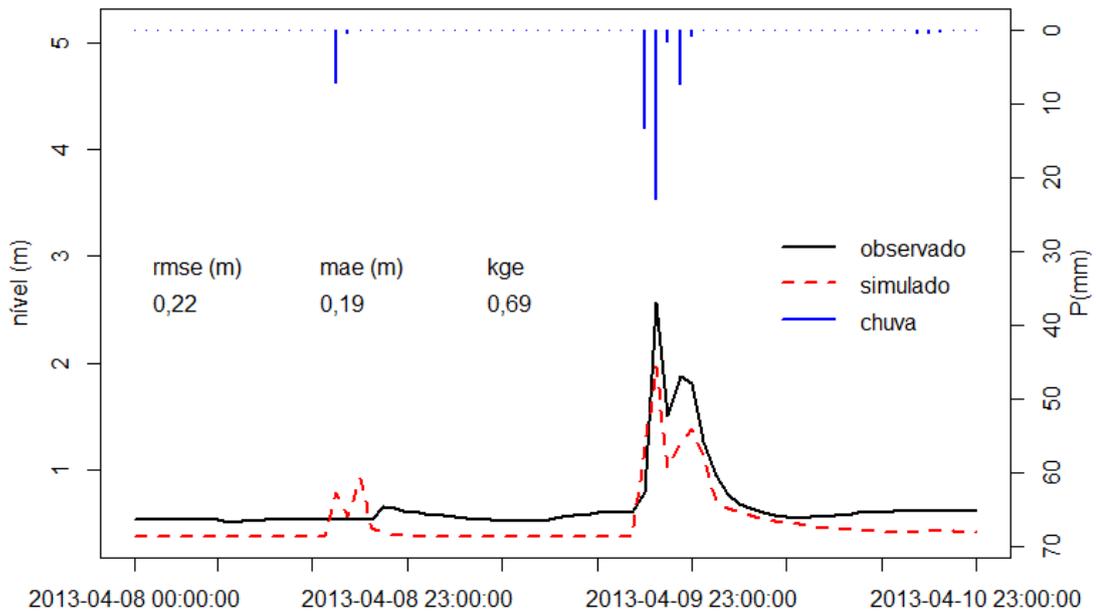


Figura A 7 – Validação para o evento E na sub-bacia 32

Sub-bacia 32 - Evento G

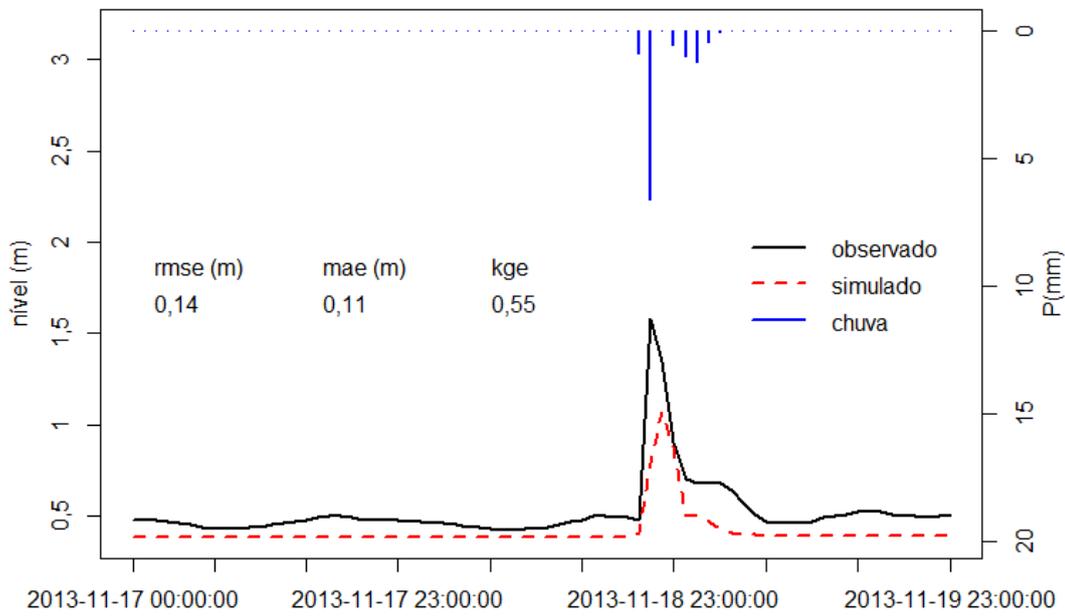


Figura A 8 – Validação para o evento G na sub-bacia 32

Sub-bacia 33 - Evento E

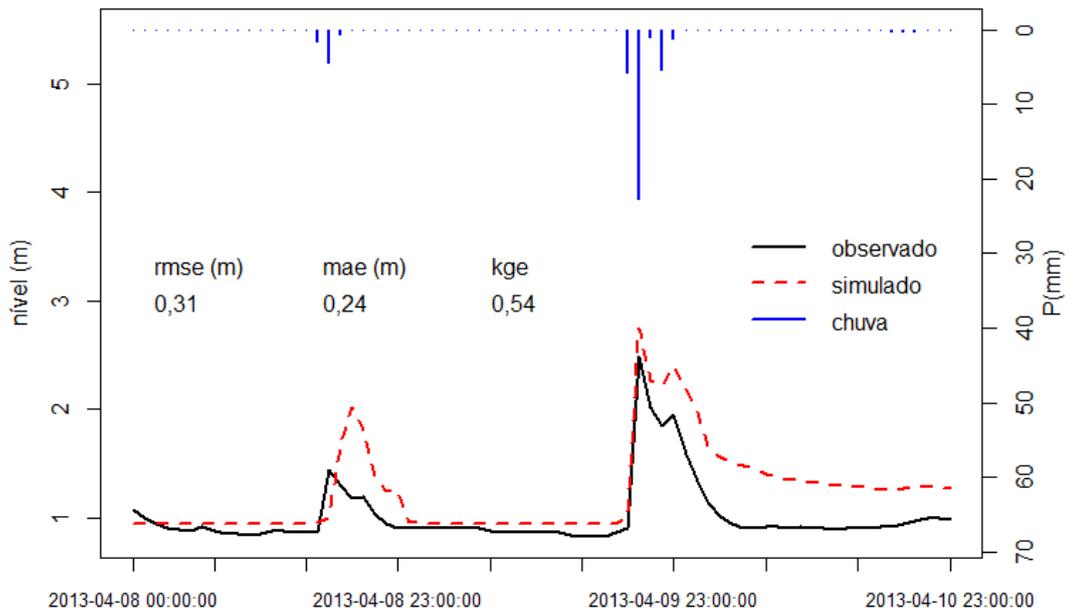


Figura A 9 – Validação para o evento E na sub-bacia 33

Sub-bacia 33 - Evento G

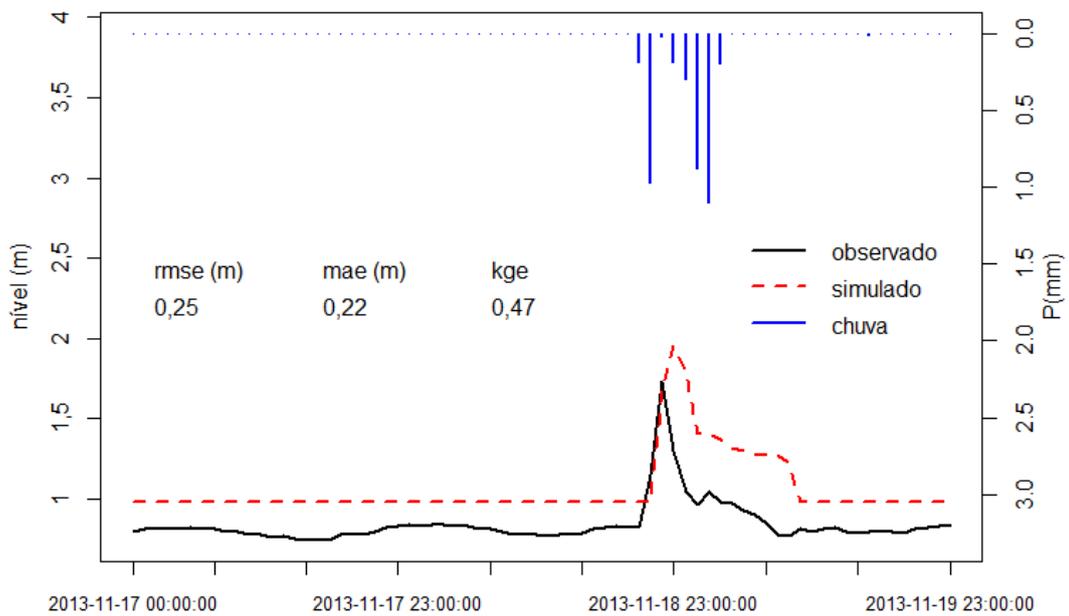


Figura A 10 – Validação para o evento G na sub-bacia 33

APÊNDICE B – RANKING NSE DE OUTRAS SUB-BACIAS

Como citado no texto, apresentam-se aqui os demais rankings para as outras sub-bacias (Tabela B.1 a B.6).

Tabela B.1 - Ranking dos parâmetros no MS1 para a sub-bacia 24

X1 (mm)	X2 (mm)	X3 (mm)	n	NSE				Média
				Evento A	Evento B	Evento C	Evento D	
281	-0,5	18	0,019	0,64	0,70	0,22	0,62	0,55
281	-0,5	18	0,021	0,68	0,66	0,23	0,61	0,55
281	-0,5	18	0,020	0,66	0,68	0,23	0,62	0,55
281	-0,5	18	0,022	0,69	0,64	0,24	0,60	0,54
281	-0,5	18	0,017	0,61	0,73	0,20	0,61	0,54
281	-0,5	18	0,018	0,62	0,72	0,21	0,62	0,54
281	-0,5	18	0,023	0,70	0,61	0,25	0,59	0,54
281	-0,5	18	0,024	0,71	0,58	0,26	0,58	0,53
281	-0,5	18	0,016	0,59	0,73	0,19	0,60	0,53
198	-0,5	28	0,021	0,71	0,54	0,20	0,62	0,52
281	-0,5	18	0,015	0,57	0,73	0,18	0,59	0,52
198	-0,5	28	0,024	0,72	0,49	0,21	0,66	0,52
281	-0,5	18	0,025	0,73	0,53	0,26	0,56	0,52
198	-0,5	28	0,022	0,71	0,52	0,20	0,64	0,52
198	-0,5	28	0,026	0,72	0,44	0,23	0,68	0,52
198	-0,5	28	0,023	0,71	0,51	0,21	0,65	0,52
198	-0,5	28	0,025	0,72	0,47	0,22	0,67	0,52
281	-0,5	18	0,026	0,74	0,49	0,27	0,54	0,51
198	-0,5	28	0,020	0,70	0,55	0,19	0,60	0,51
198	-0,5	28	0,027	0,71	0,42	0,23	0,69	0,51
281	-0,5	18	0,027	0,75	0,45	0,27	0,52	0,50
198	-0,5	28	0,028	0,71	0,39	0,23	0,69	0,50
198	-0,5	28	0,029	0,70	0,36	0,24	0,70	0,50
281	-0,5	18	0,014	0,54	0,73	0,17	0,57	0,50
198	-0,5	28	0,019	0,69	0,56	0,18	0,58	0,50
281	-0,5	18	0,013	0,52	0,72	0,16	0,55	0,49
198	-0,5	28	0,018	0,67	0,56	0,17	0,56	0,49
198	-0,5	28	0,030	0,69	0,32	0,24	0,70	0,49
198	-0,5	28	0,031	0,68	0,28	0,25	0,70	0,48
281	-0,5	18	0,019	0,64	0,70	0,22	0,62	0,55

Tabela B.2 – Ranking dos parâmetros no MS2 para a sub-bacia 24

X1 (mm)	X3 (mm)	n	Multiplicador da chuva	NSE				
				Evento A	Evento B	Evento C	Evento D	Média
281	18	0,012	1,15	0,64	0,70	0,26	0,47	0,52
198	28	0,013	1,20	0,74	0,55	0,22	0,57	0,52
281	18	0,012	1,10	0,60	0,71	0,24	0,51	0,52
281	18	0,011	1,20	0,64	0,72	0,26	0,46	0,52
198	28	0,015	1,15	0,74	0,50	0,23	0,59	0,52
198	28	0,012	1,20	0,72	0,58	0,21	0,56	0,52
281	18	0,011	1,15	0,61	0,73	0,24	0,51	0,52
198	28	0,014	1,15	0,72	0,54	0,22	0,58	0,52
198	28	0,014	1,20	0,75	0,51	0,23	0,58	0,52
198	28	0,016	1,15	0,74	0,46	0,24	0,59	0,51
281	18	0,012	1,20	0,67	0,68	0,28	0,40	0,51
281	18	0,012	1,05	0,56	0,71	0,22	0,54	0,51
198	28	0,011	1,20	0,71	0,60	0,20	0,54	0,51
281	18	0,013	1,05	0,59	0,70	0,23	0,52	0,51
198	28	0,016	1,10	0,72	0,50	0,22	0,59	0,51
281	18	0,013	1,10	0,63	0,69	0,25	0,48	0,51
281	18	0,011	1,10	0,57	0,73	0,22	0,53	0,51
198	28	0,013	1,15	0,71	0,56	0,21	0,57	0,51
198	28	0,015	1,20	0,75	0,47	0,24	0,58	0,51
198	28	0,018	1,05	0,70	0,47	0,22	0,60	0,50
198	28	0,017	1,15	0,74	0,42	0,24	0,58	0,50
198	28	0,017	1,10	0,72	0,46	0,23	0,60	0,50
281	18	0,011	1,05	0,54	0,72	0,20	0,54	0,50
281	18	0,016	1,00	0,62	0,63	0,24	0,49	0,50
281	18	0,015	1,05	0,64	0,64	0,25	0,46	0,50
198	28	0,014	1,10	0,69	0,55	0,20	0,57	0,50
198	28	0,013	1,10	0,68	0,56	0,19	0,55	0,50
281	18	0,013	1,00	0,55	0,69	0,21	0,54	0,50
281	18	0,014	1,05	0,61	0,67	0,24	0,50	0,50
281	18	0,015	1,00	0,60	0,66	0,23	0,52	0,50

Tabela B.3 – Ranking dos parâmetros no MS1 para a sub-bacia 30

X1 (mm)	X2 (mm)	X3 (mm)	n	NSE				
				Evento A	Evento B	Evento C	Evento D	Média
453	-36,4	332	0,045	0,60	0,72	0,43	0,84	0,65
453	-36,4	332	0,046	0,61	0,72	0,44	0,83	0,65
453	-36,4	332	0,047	0,62	0,72	0,44	0,82	0,65
453	-36,4	332	0,050	0,65	0,71	0,47	0,77	0,65
453	-36,4	332	0,049	0,64	0,72	0,46	0,79	0,65
453	-36,4	332	0,048	0,62	0,72	0,45	0,81	0,65
453	-36,4	332	0,051	0,66	0,71	0,47	0,75	0,65
453	-36,4	332	0,052	0,67	0,71	0,48	0,73	0,65
453	-36,4	332	0,043	0,58	0,71	0,41	0,86	0,64
453	-36,4	332	0,054	0,68	0,70	0,49	0,69	0,64
453	-36,4	332	0,044	0,59	0,71	0,42	0,85	0,64
453	-36,4	332	0,053	0,68	0,70	0,49	0,71	0,64
453	-36,4	332	0,055	0,69	0,69	0,50	0,66	0,64
453	-36,4	332	0,041	0,55	0,70	0,40	0,87	0,63
453	-36,4	332	0,042	0,56	0,71	0,40	0,86	0,63
453	-36,4	332	0,056	0,70	0,68	0,50	0,64	0,63
453	-36,4	332	0,039	0,53	0,69	0,38	0,87	0,62
453	-36,4	332	0,057	0,71	0,67	0,51	0,60	0,62
453	-36,4	332	0,040	0,54	0,70	0,39	0,87	0,62
453	-36,4	332	0,058	0,72	0,67	0,51	0,57	0,62
453	-36,4	332	0,038	0,51	0,68	0,37	0,87	0,61
453	-36,4	332	0,059	0,72	0,66	0,52	0,54	0,61
453	-36,4	332	0,037	0,50	0,68	0,36	0,87	0,60
453	-36,4	332	0,036	0,49	0,67	0,35	0,87	0,60
453	-36,4	332	0,060	0,73	0,65	0,52	0,51	0,60
453	-36,4	332	0,035	0,48	0,66	0,34	0,86	0,58
453	-36,4	332	0,034	0,46	0,65	0,33	0,86	0,57
453	-36,4	332	0,030	0,42	0,61	0,30	0,81	0,54
453	-36,4	332	0,045	0,60	0,72	0,43	0,84	0,65
453	-36,4	332	0,046	0,61	0,72	0,44	0,83	0,65

Tabela B.4 – Ranking dos parâmetros no MS2 para a sub-bacia 30

X1 (mm)	X3 (mm)	n	Multiplicador da chuva	NSE				
				Evento A	Evento B	Evento C	Evento D	Média
281	18	0,011	0,80	0,72	0,35	0,30	0,46	0,46
291	241	0,012	1,20	0,43	0,41	0,26	0,64	0,44
281	33	0,011	0,85	0,57	0,35	0,24	0,55	0,43
351	226	0,013	1,20	0,40	0,41	0,26	0,64	0,43
291	241	0,013	1,20	0,44	0,39	0,25	0,64	0,43
291	241	0,013	1,15	0,44	0,39	0,25	0,63	0,43
343	171	0,013	1,20	0,40	0,40	0,25	0,65	0,43
291	241	0,011	1,20	0,41	0,42	0,26	0,62	0,43
354	228	0,013	1,20	0,40	0,41	0,26	0,64	0,43
291	241	0,014	1,10	0,44	0,37	0,24	0,61	0,42
328	35	0,011	0,95	0,54	0,36	0,24	0,52	0,42
328	35	0,011	0,90	0,54	0,36	0,24	0,52	0,42
281	18	0,011	0,85	0,64	0,28	0,31	0,43	0,42
291	241	0,013	1,10	0,42	0,39	0,25	0,61	0,42
328	35	0,011	0,85	0,52	0,37	0,23	0,56	0,42
281	18	0,012	0,80	0,65	0,26	0,30	0,49	0,42
343	171	0,013	1,15	0,39	0,40	0,25	0,64	0,42
354	228	0,015	1,20	0,43	0,37	0,25	0,61	0,42
291	241	0,011	1,15	0,40	0,42	0,25	0,60	0,42
343	171	0,012	1,15	0,37	0,42	0,25	0,64	0,42
351	226	0,014	1,15	0,40	0,40	0,25	0,63	0,42
347	136	0,013	1,15	0,37	0,40	0,24	0,65	0,42
291	241	0,012	1,10	0,40	0,40	0,25	0,61	0,42
351	226	0,013	1,15	0,38	0,41	0,25	0,63	0,42
291	241	0,012	1,15	0,42	0,41	0,25	0,62	0,42
354	228	0,012	1,15	0,36	0,42	0,25	0,63	0,42
354	228	0,015	1,15	0,42	0,38	0,25	0,61	0,42
291	241	0,014	1,15	0,45	0,36	0,25	0,62	0,42
354	228	0,014	1,20	0,42	0,40	0,25	0,63	0,42
354	228	0,012	1,20	0,38	0,42	0,26	0,64	0,42

Tabela B.5 – Ranking dos parâmetros no MS1 para a sub-bacia 32

X1 (mm)	X2 (mm)	X3 (mm)	n	NSE				
				Evento A	Evento B	Evento C	Evento D	Média
347	-3,7	136	0,060	0,61	0,61	0,64	0,49	0,59
347	-3,7	136	0,059	0,61	0,62	0,64	0,47	0,58
347	-3,7	136	0,057	0,60	0,63	0,62	0,42	0,57
347	-3,7	136	0,058	0,60	0,63	0,63	0,44	0,57
351	-1,7	226	0,055	0,61	0,54	0,57	0,46	0,55
351	-1,7	226	0,056	0,63	0,53	0,56	0,48	0,55
347	-3,7	136	0,056	0,59	0,63	0,61	0,39	0,55
351	-1,7	226	0,057	0,65	0,51	0,55	0,50	0,55
364	-2,6	411	0,056	0,59	0,55	0,57	0,49	0,55
364	-2,6	411	0,057	0,61	0,53	0,56	0,50	0,55
351	-1,7	226	0,058	0,66	0,48	0,53	0,52	0,55
364	-2,6	411	0,058	0,63	0,51	0,54	0,52	0,55
364	-2,6	411	0,059	0,65	0,48	0,52	0,54	0,55
351	-1,7	226	0,054	0,60	0,56	0,57	0,44	0,54
364	-2,6	411	0,055	0,57	0,55	0,57	0,46	0,54
347	-3,7	136	0,055	0,58	0,62	0,59	0,37	0,54
351	-1,7	226	0,059	0,68	0,45	0,50	0,54	0,54
347	-3,7	136	0,059	0,43	0,55	0,60	0,58	0,54
347	-3,7	136	0,058	0,44	0,57	0,59	0,55	0,54
364	-2,6	411	0,060	0,67	0,45	0,49	0,55	0,54
347	-3,7	136	0,060	0,42	0,54	0,59	0,60	0,54
364	-2,6	411	0,054	0,55	0,56	0,57	0,45	0,53
351	-1,7	226	0,053	0,58	0,56	0,57	0,41	0,53
347	-3,7	136	0,057	0,44	0,58	0,59	0,52	0,53
351	-1,7	226	0,060	0,69	0,41	0,46	0,55	0,53
531	-0,3	143	0,056	0,41	0,53	0,53	0,59	0,52
343	-0,6	171	0,052	0,57	0,53	0,55	0,42	0,52
343	-0,6	171	0,055	0,59	0,48	0,51	0,48	0,52
351	-1,7	226	0,055	0,48	0,51	0,55	0,55	0,52
354	-0,3	228	0,052	0,57	0,52	0,54	0,43	0,52

Tabela B. 6 – Ranking dos parâmetros no MS2 para a sub-bacia 32

X1 (mm)	X3 (mm)	n	Multiplicador da chuva	NSE				
				Evento A	Evento B	Evento C	Evento D	Média
587	342	0,056	1,20	0,52	0,56	0,58	0,56	0,56
587	342	0,057	1,20	0,53	0,56	0,57	0,57	0,56
587	342	0,058	1,15	0,53	0,54	0,55	0,56	0,55
364	411	0,049	1,20	0,58	0,56	0,58	0,47	0,55
239	593	0,047	1,20	0,73	0,49	0,56	0,40	0,55
364	411	0,050	1,20	0,60	0,54	0,57	0,48	0,55
364	411	0,053	1,20	0,66	0,48	0,51	0,53	0,55
364	411	0,052	1,20	0,64	0,51	0,54	0,52	0,55
587	342	0,059	1,15	0,55	0,53	0,53	0,57	0,55
453	332	0,054	1,20	0,58	0,53	0,55	0,54	0,55
453	332	0,055	1,20	0,60	0,51	0,53	0,56	0,55
587	342	0,058	1,20	0,55	0,54	0,55	0,57	0,55
827	200	0,059	1,20	0,53	0,53	0,55	0,57	0,55
364	411	0,051	1,20	0,62	0,53	0,56	0,50	0,55
453	332	0,052	1,20	0,54	0,56	0,58	0,51	0,55
453	332	0,053	1,20	0,56	0,55	0,57	0,53	0,55
827	200	0,060	1,20	0,55	0,52	0,53	0,58	0,55
837	151	0,059	1,20	0,54	0,53	0,54	0,57	0,55
587	342	0,059	1,20	0,58	0,53	0,53	0,58	0,55
837	151	0,059	1,15	0,52	0,53	0,54	0,56	0,54
453	332	0,053	1,15	0,53	0,54	0,56	0,51	0,54
453	332	0,054	1,15	0,56	0,53	0,55	0,53	0,54
827	200	0,059	1,15	0,51	0,53	0,54	0,56	0,54
453	332	0,055	1,15	0,57	0,51	0,53	0,54	0,54
453	332	0,056	1,15	0,60	0,49	0,51	0,55	0,54
364	411	0,053	1,15	0,63	0,48	0,51	0,52	0,54
351	226	0,050	1,15	0,61	0,52	0,55	0,46	0,54
364	411	0,052	1,15	0,61	0,51	0,54	0,50	0,54
364	411	0,051	1,15	0,60	0,53	0,55	0,49	0,54
837	151	0,060	1,15	0,54	0,52	0,52	0,56	0,54