



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/04.04.14.16-TDI

**MODELO HIDROLÓGICO DISTRIBUÍDO PARA O
MONITORAMENTO DE INUNDAÇÕES NA BACIA DO
RIO SAPUCAÍ, MG**

João Bosco Coura dos Reis

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Camilo Daleles Rennó, e Eymar Silva Sampaio Lopes aprovada em 16 de abril de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3QRH3Q8>>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/04.04.14.16-TDI

**MODELO HIDROLÓGICO DISTRIBUÍDO PARA O
MONITORAMENTO DE INUNDAÇÕES NA BACIA DO
RIO SAPUCAÍ, MG**

João Bosco Coura dos Reis

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Camilo Daleles Rennó, e Eymar Silva Sampaio Lopes aprovada em 16 de abril de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3QRH3Q8>>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Reis, João Bosco Coura dos.

R277m Modelo hidrológico distribuído para o monitoramento de inundações na bacia do rio Sapucaí, MG / João Bosco Coura dos Reis. – São José dos Campos : INPE, 2018.
xxiv + 109 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/04.04.14.16-TDI)

Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientadores : Drs. Camilo Daleles Rennó, e Eymar Silva Sampaio Lopes.

1. Precipitação. 2. Produtos dos satélites. 3. Vazão. 4. Modelos hidrológicos. 5. Rio Sapucaí. I.Título.

CDU 556.12:629.783



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **João Bosco Coura dos Reis**

Título: "MODELO HIDROLÓGICO DISTRIBUÍDO PARA O MONITORAMENTO DE INUNDAÇÕES NA BACIA DO RIO SAPUCAÍ, MG".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de **Doutor(a)** em **Sensoriamento Remoto**

Dra. Evlyn Márcia Leão de Moraes Novo



Presidente / INPE / SJC Campos - SP

() **Participação por Vídeo - Conferência**

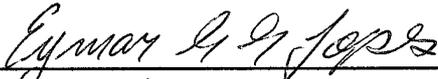
Dr. Camilo Daleles Rennó



Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

() **Participação por Vídeo - Conferência**

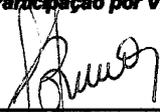
Dr. Eymar Silva Sampaio Lopes



Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

() **Participação por Vídeo - Conferência**

Dra. Laura de Simone Borma



Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

() **Participação por Vídeo - Conferência**

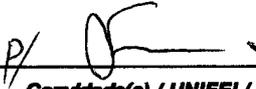
Dr. Diego Oliveira de Souza



Convitado(a) / CEMADEN / São José dos Campos - SP

() **Participação por Vídeo - Conferência**

Dr. Benedito Cláudio da Silva



Convitado(a) / UNIFEI / Itajubá - MG

Participação por Vídeo - Conferência

Este trabalho foi aprovado por:

() **maioria simples**

unanimidade

São José dos Campos, 16 de abril de 2018

*“O maior inimigo do conhecimento não é ignorância,
mas a ilusão do conhecimento”*

Daniel Boorstin

*Especialmente a meu filho Bento,
meu pai João Bosco,
minha mãe Edna
e meu irmão Thiago.*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço aos meus pais, João Bosco dos Reis e Edna Coura dos Reis, por me dar todo apoio e amor para que eu pudesse realizar o doutorado. Agradeço ao meu irmão Thiago por sempre acreditar em mim. E ao meu filho, que mesmo sem saber, sempre me preencheu de amor e alegria.

Aos meus dois orientadores. Dr. Camilo Daleles Rennó, os meus sinceros agradecimentos, por depositar tanta confiança, pela motivação e orientação sempre precisa, me guiando em quatro anos de muito aprendizado e evolução. Dr. Eymar Silva Sampaio Lopes, pela incansável orientação e parceria, pelo entusiasmo que transmite, pelo apoio e confiança já de longa data. A sua ajuda foi imprescindível para eu chegar até aqui. A vocês dois, todo meu reconhecimento e gratidão.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), pela excelência do curso de pós-graduação em Sensoriamento Remoto, por todo conhecimento transmitido por seu corpo docente e pela infraestrutura fornecida, elementos indispensáveis para a realização do trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de doutorado (processo nº 141379/2014-6) no período de 01/03/2014 a 28/02/2018.

Ao Laboratório de Informações Hídricas da Universidade Federal de Itajubá que por meio do Convênio UNIFEI-Copasa disponibilizou um conjunto de dados hidrometeorológicos. A Agência Nacional de Águas. Ao Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos. E demais instituições e grupos de pesquisas que forneceram o conjunto de dados gratuitamente para o desenvolvimento da pesquisa.

Ao Dr. Diego Oliveira de Souza do CEMADEN pelo fundamental suporte com o modelo LISFLOOD e ao Dr. Mauricio Zambrano-Bigiarini por desenvolver,

disponibilizar e ajudar com a aplicação do software *hydroPSO* para calibração do LISFLOOD.

A um amigo, professor e orientador: Rene Antônio Novaes Junior.

Aos grandes amigos que conquistei durante esses anos no INPE, que estiveram sempre ao meu lado convivendo, conversando e discutindo ciência: Everton, Marcelo, Édipo, Pétala, Rodolfo, Hugo, Matheus, Lino... Ao Fábio Alves por toda amizade e companheirismo. Ao amigo André Bertoncini pelas longas conversas, discussões, ideias e eventos. A todos os amigos da turma de 2014 do curso de pós-graduação em Sensoriamento Remoto do INPE.

Aos amigos de fora do INPE, de Lorena, pelo apoio e pelas importantes distrações, em especial ao Marcos, Vinícius, Jorge, Mônica e Júlia. Ao amigo Thiago Lobão Cordeiro pela amizade, pelo incentivo e motivação que sempre me deu.

Tenho uma gratidão imensa por todos aqueles que me apoiaram e incentivaram da graduação ao doutorado a alcançar o meu objetivo. A todos os professores, pesquisadores, amigos de trabalho, de estudos e da vida que me conduziram ao gosto pela pesquisa, pelas novas descobertas e pelo tema tão importante. Definitivamente, uma tese não é um trabalho individual.

Àqueles que não foram citados, mas que contribuíram, meus agradecimentos!

E a Deus pela saúde e pela vida.

RESUMO

Inundações são eventos naturais que ocorrem periodicamente nos cursos d'água. Atividades antrópicas e a ocupação intensa e irregular das bacias hidrográficas tem exposto a população progressivamente a estes perigos hidrometeorológicos. No Brasil, a Lei nº 12.608, de 10 de abril de 2012, instituiu a Política Nacional de Proteção e Defesa Civil (PNPDEC), autorizando a criação de sistemas de informações e monitoramento de desastres, como forma de medidas preventivas e mitigadoras de situação de risco. O monitoramento de inundações passa, primeiramente, pelo estudo e caracterização da resposta hidrológica da bacia hidrográfica, o que pode ser feito por meio de modelos. Nesse contexto, o objetivo do trabalho foi examinar a viabilidade de uso do modelo hidrológico do tipo chuva-vazão LISFLOOD para estimar a vazão, com foco nos eventos de inundações, em um trecho da bacia hidrográfica do rio Sapucaí, no sul de Minas Gerais. Adicionalmente, avaliou-se a confiabilidade de dois produtos de precipitação por satélite, TRMM 3B42 e Hidroestimador, como fonte de informações para aplicações do modelo. Para isso o modelo foi calibrado pelo software *hydroPSO*, utilizando como forçante dados diários de precipitação observada no período de janeiro de 2007 a dezembro de 2009. Os principais resultados do trabalho mostraram que os produtos de precipitação por satélite são mais adequados para aplicações em escala mensal do que na escala diária, sendo necessários aprimoramentos nas estimativas de precipitação para reduzir os erros e incertezas presentes nos produtos diários. A calibração do LISFLOOD permitiu compensar, até certo ponto, erros e incertezas nos dados de entrada do modelo, de modo a obter o melhor conjunto de valores dos parâmetros para representar as respostas hidrológicas da bacia aos eventos de chuva. Contudo, novas configurações no processo de calibração podem ser feitas para melhorar os resultados das simulações. As simulações com o modelo LISFLOOD durante a fase de validação mostraram que, de forma geral, o modelo foi capaz de simular a vazão do rio Sapucaí a partir dos dados observados de precipitação e dos dois produtos de satélite. No entanto, as simulações com os produtos de satélite apresentaram erros que estão associados à qualidade dos produtos de satélites em representar a precipitação na região. Concluindo, o trabalho demonstrou a aplicação do modelo LISFLOOD para a simulação das respostas hidrológicas da bacia do rio Sapucaí, região recorrentemente atingida por inundações, o que torna os resultados aqui encontrados essenciais, visto que podem subsidiar trabalhos futuros que visem fornecer mais informações sobre a condição hidrológica do rio Sapucaí.

Palavras-chave: Precipitação. Produtos de satélites. Vazão. Modelos hidrológicos. Rio Sapucaí

DISTRIBUTED HYDROLOGICAL MODEL FOR FLOOD MONITORING IN THE SAPUCAÍ RIVER BASIN, MG

ABSTRACT

Floods are natural events that periodically occur in rivers. Anthropogenic activities and the intense and irregular occupation of river basins have exposed the population progressively to these hydrometeorological hazards. The law no. 12608, of April 10, 2012, established the National Policy on Civil Protection and Defense (PNPDEC – abbreviation in Portuguese) in Brazil, authorizing the creation of disaster monitoring systems, as a measure for the prevention and mitigation of the risk situation. The monitoring of floods involves primarily the study and characterization of river basin hydrological responses, which can be done by models. In this context, the objective of this study was to examine the reliability of the spatially distributed LISFLOOD model to estimate the discharge, focusing on flood events, of a section of the Sapucaí river basin in the south of Minas Gerais. Additionally, the reliability of two satellite precipitation products (TRMM 3B42 and Hydroestimator) was investigated as a source of information for model applications. For this, observed precipitation data step from January 2007 until December 2009 at a daily time was used to drive the LISFLOOD model during the calibration procedure. The main results showed that satellite precipitation products are better suited for applications on a monthly scale than on the daily scale, and that improvements in precipitation estimates are necessary to reduce the errors and uncertainties present in daily products. The calibration of LISFLOOD by the open source *hydroPSO* R package allowed, up to a certain extent, the compensation of errors and uncertainties in model input data, by obtaining the best set of parameter values to represent the basin hydrological responses to rainfall events. However, new settings in the calibration process can be made to improve simulation results. The simulations with the LISFLOOD model during the validation period showed that, in general, the model was able to simulate the discharge of the Sapucaí River from observed precipitation data and from the two satellite products. However, the simulations with the satellite products presented errors that are associated with the quality of the satellite products in representing precipitation in the region. In conclusion, the work demonstrated the application of the LISFLOOD model for the simulation of hydrological responses of the Sapucaí river basin, a region that is recurrently affected by floods, which makes the results found here essential, since they may support future work aimed at providing more information on the hydrological condition of the Sapucaí River.

Keywords: Precipitation. Satellite products. Discharge. Hydrological model. Sapucaí River.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 – Perfil esquemático do processo de enchente e inundação.	7
Figura 2.2 – Ocorrência de inundações no período de 1991 e 2010.....	10
Figura 2.3 – Condicionantes antropogênicas nos riscos de inundações.....	12
Figura 2.4 – Visão geral do modelo LISFLOOD.....	16
Figura 3.1 – Localização da área de estudo no contexto nacional e regional. .	28
Figura 3.2 – Rede de drenagem e topografia da área de estudo.....	29
Figura 3.3 – Média mensal de precipitação entre os anos de 1970 e 2010 para a área de estudo.	30
Figura 3.4 – Perfil longitudinal do rio Sapucaí presente na área de estudo extraído do MDE SRTM com a localização de 4 estações fluviométricas presentes.....	31
Figura 3.5 – Composição colorida R4G3B2 do Sentinel-2, adquirida em 26 de julho de 2016, sobre a área urbana de Itajubá e a localização da estação Santa Rosa e estação 61271000.	32
Figura 3.6 – Fotos históricas de eventos de inundações ocorridos em Itajubá (MG).	34
Figura 3.7 – Rede de drenagem e topografia da área de estudo com a localização das estações de coleta de dados.	36
Figura 3.8 – Fluxograma geral do trabalho.	46
Figura 3.9 – Série temporal de cota e vazão da estação 61271000 da ANA. ..	48
Figura 3.10 – Referência horário de cada dado em horário local (-3 UTC).....	50
Figura 3.11 – Curva-chave da estação hidrológica 61271000 da ANA.	57
Figura 4.1 – <i>Scatter-plot</i> entre valores diários de precipitação obtidos com as estações pluviométricas de referência e com os produtos de sensoriamento remoto TRMM 3B42 (a) e Hidroestimador (b).	61
Figura 4.2 – Análise do erro diário. Série temporal do erro do TRMM (a) e do Hidroestimador (b).....	64

Figura 4.3 – Acumulado mensal de precipitação referente as estações pluviométricas durante o período de estudo (2007-2014).	66
Figura 4.4 – Análise da variação temporal do erro da precipitação média mensal do TRMM e do Hidroestimador.	67
Figura 4.5 – <i>Scatter-plot</i> entre valores de acumulado mensal de precipitação obtidos com as estações pluviométricas de referência e com os produtos de sensoriamento remoto TRMM 3B42 (a) e Hidroestimador (b).	68
Figura 4.6 – Acumulado médio mensal para o período de 2007 a 2014.	69
Figura 4.7 – Precipitação anual para o período de 2007 a 2014.	70
Figura 4.8 – Hidrograma das vazões observada e simulada com os dados interpolados pelas estações pluviométricas no modelo LISFLOOD calibrado.	71
Figura 4.9 – Hidrograma das vazões observada e simulada com os dados interpolados pelas estações pluviométricas no modelo LISFLOOD calibrado.	74
Figura 4.10 – Hidrograma das vazões observada e simulada com os dados do TRMM 3B42 no modelo LISFLOOD calibrado.	75
Figura 4.11 – Hidrograma das vazões observada e simulada com os dados diários do Hidroestimador no modelo LISFLOOD calibrado.	77

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2.1 – Definições de inundação gradual.	5
Tabela 2.2 – Definições de inundação brusca.....	6
Tabela 2.3 – Resumo dos sistemas de monitoramento.	27
Tabela 3.1 – Descrição de doze grandes eventos de inundações ocorridos no município de Itajubá entre 1874 e 2009.	33
Tabela 3.2 – Resumo das estações de coleta de dados disponíveis. Na coluna Tipo, P são dados pluviométricos, N de nível do rio e V referente a disponibilidade de dados de vazão.	37
Tabela 3.3 – Parâmetros do modelo LISFLOOD relevantes para calibração... 54	54
Tabela 3.4 – Índices estatísticos utilizados na avaliação da performance do modelo.	56
Tabela 4.1 – Tabela de contingência para dias sem chuva e para chuva maior do que 12,07 mm dia ⁻¹ . E valores dos índices POD, POFD e PSS dos dados de precipitação por satélite <i>versus</i> observados pelas estações pluviométricas....	64
Tabela 4.2 – Valores dos parâmetros calibrados do modelo LISFLOOD.....	71
Tabela 4.3 – Análises estatísticas das simulações com o modelo calibrado para todo o período de dados disponível (2007 a 2014). Unidade das estatísticas EMA e REQM em m ³ s ⁻¹	80
Tabela 4.4 – Análises estatísticas das simulações com o modelo calibrado durante todos os meses mais chuvosos (outubro a março) e durante todos os meses mais secos (abril a setembro) do período. Unidade das estatísticas EMA e REQM em m ³ s ⁻¹	81
Tabela 4.5 – Tabela de contingência para dias com vazão maior do que 117 m ³ s ⁻¹ . E valores dos índices POD, POFD e PSS dos dados simulados por cada conjunto de dados de precipitação <i>versus</i> vazão observada.	83

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ADSR	<i>Annual Disaster Statistic Review</i>
ANA	Agência Nacional de Águas
CAMS	Climate Assessment and Monitoring System
CN	Curva Número
COBRADE	Codificação Brasileira de Desastres
COPASA	Companhia de Saneamento de Minas Gerais
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
DRTR	<i>Dominant River Tracing Based Runoff-Routing</i>
DSA	Divisão de Sistemas e Satélites Ambientais
EFAS	<i>European Flood Awareness System</i>
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
EQM	Erro Quadrático Médio
ESRL	<i>Earth System Research Laboratory</i>
ETP	Evapotranspiração potencial
FEAM	Fundação Estadual do Meio Ambiente de Minas Gerais
FEWS NET	<i>Famine Early Warning System Network</i>
GDAS	<i>Global Data Assimilation System</i>
GFMS	<i>Global Flood Monitoring System</i>
GLEAM	<i>Global Land Evaporation Amsterdam Model</i>
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
GPCC	<i>Global Precipitation Climatological Center</i>
GPM	<i>Global Precipitation Measurement</i>
HUI	Hidrograma Unitário Instantâneo
HydroSHEDS	<i>Hydrological Data and Maps Based on Shuttle Elevation Derivates at Multiple Scales</i>
IAF	Índice de Área Foliar
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IR	Infravermelho
KGE'	Coeficiente de Eficiência Kling-Gupta modificado

LDD	<i>Local Drainage Direction</i>
LIH	Laboratório de Informações Hídricas
Maxver	Máxima Verossimilhança
MDE	Modelo digital de elevação
MFFS	<i>Mekong Flood Forecasting System</i>
MG	Minas Gerais
MISD	<i>Modello Idrologico Semi-Distribuito</i>
MISDc	<i>Modello Idrologico Semi-Distribuito in continuo</i>
MNDWI	<i>Modified Normalized Difference Water Index</i>
NDBI	<i>Normalized Difference Built-up</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NSE	Coeficiente de Eficiência de Nash-Sutcliffe
OLI	<i>Operational Land Imager</i>
PCH	Pequenas Centrais Hidrelétricas
PNPDEC	Política Nacional de Proteção e Defesa Civil
POD	<i>Probability of detection</i>
POFD	<i>Probability of false detection</i>
PR	<i>Precipitation Radar</i>
PSO	<i>Particle Swarm Optimisation</i>
PSS	<i>Pierce Skill Score</i>
REQM	Raiz do erro quadrático médio
SCS	Serviço de Conservação do Solo
SEDEC	Secretaria Nacional de Proteção e Defesa Civil
SNIRH	Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos
SP	São Paulo
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
SSARR	<i>Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation</i>
SWB	<i>Soil Water Balance</i>
TCI	<i>TRMM Combined Instrument</i>

TMI	<i>TRMM Microwave Imager</i>
TMPA	<i>TRMM Multisatellite Precipitation Analysis</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
UFSC	Universidade Federal de Santa Catarina
UNFPA	<i>United Nations Population Fund</i>
UNIFEI	Universidade Federal de Itajubá
UN-ISDR	<i>United Nations International Strategy for Disaster Reduction</i>
URBS	<i>Unified River Basin Simulator</i>
USDA	<i>United States Department of Agriculture</i>
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
UTC	<i>Coordinated Universal Time</i>
VIC	<i>Variable Infiltration Capacity</i>
WMO	<i>World Meteorological Organization</i>

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivo geral.....	3
1.2. Objetivos específicos	3
1.3. Estrutura da tese.....	3
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	5
2.1. Inundações	5
2.1.1. As inundações no mundo e no Brasil	8
2.2. A aplicação de modelos em inundações.....	10
2.2.1. Visão geral.....	10
2.2.2. Modelo hidrológico do tipo chuva-vazão.....	13
2.2.3. Modelos hidrológicos distribuídos.....	13
2.2.3.1. O modelo LISFLOOD	14
2.2.4. Uso de modelos hidrológicos em sistemas de monitoramento.....	21
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	28
3.1. Área de estudo.....	28
3.2. Material	34
3.2.1. Dados hidrometeorológicos	34
3.2.1.1. Dados de estações hidrometeorológicas.....	34
3.2.1.2. Dados sobre as condições de evapo(transpi)ração e temperatura	37
3.2.2. Estimativas de precipitação por satélite.....	39
3.2.2.1. TRMM Multisatellite Precipitation Analysis	39
3.2.2.2. Algoritmo Hidroestimador	40
3.2.3. Modelo digital de elevação	40
3.2.4. Imagens de satélite.....	41
3.2.5. Dados de solo.....	41
3.2.6. Índice de área foliar	42
3.2.7. Programas computacionais	43
3.3. Metodologia	44
3.3.1. Organização da série temporal de dados hidrometeorológicos	46
3.3.1.1. Precipitação média na área de estudo	48

3.3.1.2.	Mapas diários de precipitação a partir das estações pluviométricas.....	48
3.3.2.	Preparação das estimativas de precipitação por satélite.....	49
3.3.2.1.	Precipitação média das estimativas de precipitação por satélite	50
3.3.2.2.	Validação dos dados de precipitação por satélite	50
3.3.3.	Mapa de uso e cobertura da terra.....	52
3.3.4.	Informações do mapa de solos.....	52
3.3.5.	Extração de dados hidrológicos a partir do MDE.....	53
3.3.6.	Calibração e validação do modelo LISFLOOD	53
3.3.7.	Identificação de níveis críticos do rio Sapucaí.....	57
3.3.8.	Avaliação de desempenho do modelo por tabela de contingência	58
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	59
4.1.	Validação dos dados de precipitação por satélite	59
4.1.1.	Escala diária	61
4.1.2.	Escala mensal	66
4.2.	Calibração do modelo	70
4.3.	Simulação e validação do modelo calibrado para diferentes dados de precipitação	73
4.4.	Capacidade do modelo calibrado em simular eventos críticos	80
5	CONCLUSÕES	85
6	RECOMENDAÇÕES.....	91
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93
	APÊNDICE A - CLASSIFICAÇÃO E VALIDAÇÃO DO USO E COBERTURA DA TERRA	107

1 INTRODUÇÃO

Inundações ocorrem periodicamente e representam a elevação temporária do nível do rio para além do seu curso regular, extrapolando as margens do canal (TUCCI, 2002). Os problemas relacionados às inundações surgem quando estas ocorrem em áreas com infraestrutura e ocupação humana. Aproximadamente 800 milhões de pessoas vivem em áreas susceptíveis a inundações no mundo e dessas, aproximadamente 70 milhões estão, em média, expostas aos eventos de inundações a cada ano (UNISDR, 2011). Seguindo a estimativa de crescimento populacional até 2030, é possível que mais pessoas estejam expostas a estes eventos hidrológicos extremos no futuro (PEDUZZI et al., 2011; KUNDZEWICZ et al., 2013).

A crescente exposição aos perigos hidrometeorológicos e a recorrência de eventos de inundações têm causado uma série de danos à economia e um grande número de vítimas (GUHA-SAPIR et al., 2014). No âmbito da gestão de recursos hídricos, a adoção de um sistema de previsão e alerta a inundações é um componente fundamental entre o conjunto de medidas necessárias para reduzir o impacto dos eventos extremos na economia e sociedade.

Em vista das recentes tragédias que acometeram o Brasil, foi sancionada a Lei nº 12.608, de 10 de abril de 2012, que instituiu a Política Nacional de Proteção e Defesa Civil (PNPDEC), autorizando a criação de sistemas de informações e monitoramento de desastres, como forma de medidas preventivas e mitigadoras de situação de risco (BRASIL, 2012a). Dentre as diretrizes da Lei está a adoção da bacia hidrográfica como unidade de estudo, para a qual deve-se monitorar a ocorrência de eventos hidrometeorológicos causadores de desastres (BRASIL, 2012a).

Um componente fundamental para compor sistemas de monitoramento e previsão de inundações é o modelo hidrológico, que entre suas potencialidades, permite entender e simular o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica, notadamente capaz de estimar a transformação da

quantidade de chuva em vazão, considerando para esse fim, suas características fisiográficas e de uso e cobertura da terra.

A evolução do sensoriamento remoto e do geoprocessamento possibilitou a aquisição e a estimativa de diversos dados geográficos necessários para a aplicação de modelos hidrológicos, especialmente os modelos distribuídos, que exigem dados que representem a natureza dinâmica da bacia hidrográfica (SINGH, 1995). Neste campo, o sensoriamento remoto tem possibilitado a estimativa contínua e repetitiva de valores de precipitação em regiões com insuficiente ou sem cobertura de pluviômetros (DUAN; BASTIAANSEN, 2013). Embora os produtos de precipitação por satélite tenham atingido um bom nível de maturidade (KIDD; LEVIZZANI, 2010), servindo como complemento para dados de pluviômetros em superfícies, ainda é fundamental uma prévia avaliação de seu desempenho para determinar seu potencial e limitação antes da aplicação em estudos hidrológicos (FRANCHITO et al., 2009).

Uma importante vertente de estudo atualmente, é a integração de todo potencial tecnológico, representado pelas geotecnologias, pelos avanços do sensoriamento remoto e pelo desenvolvimento de novos modelos hidrológicos distribuídos. Tal integração auxilia no estudo do comportamento hidrológico da bacia hidrográfica, de modo a suprir a necessidade de informações que norteiem as ações de prevenção e mitigação de desastres, em especial os provocados pelas inundações.

Dessa forma, tem-se como objetivo examinar o desempenho de um modelo para simulação do comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica, com foco nos eventos de inundações, a partir de produtos de precipitação por satélite. O trabalho visa examinar o potencial dos resultados da modelagem hidrológica em uma região recorrentemente atingida por eventos de inundações, contudo, ainda carente de estudos, com a finalidade de subsidiar trabalhos futuros voltados para criação de um sistema de monitoramento e previsão de inundações.

1.1. Objetivo geral

O objetivo geral deste trabalho é examinar a viabilidade do uso do modelo hidrológico distribuído do tipo chuva-vazão, LISFLOOD, para estimar a vazão, com foco nos eventos de inundações, em uma seção do rio Sapucaí, no município de Itajubá (MG), a partir de dados de precipitação por satélite (Hidroestimador e TRMM 3B42).

1.2. Objetivos específicos

- a) Avaliar o desempenho de dois produtos de precipitação por satélite em termos de fornecimento de estimativas de precipitação confiáveis para a área de estudo.
- b) Calibrar e validar o modelo LISFLOOD para a bacia do rio Sapucaí no período de janeiro de 2007 a dezembro de 2014.
- c) Avaliar os resultados gerados pelo modelo hidrológico para cada produto de precipitação por satélite com base na vazão observada e simulada.
- d) Examinar a capacidade do modelo calibrado em simular eventos críticos com capacidade de gerar eventos de inundações no município de Itajubá.

1.3. Estrutura da tese

O trabalho foi dividido, além da seção introdutória, em mais cinco capítulos, resumidamente descritos a seguir:

- o *Capítulo 2*: neste capítulo é realizado um levantamento bibliográfico para fundamentar os principais temas abordados na tese, como a definição do termo inundação, a definição e utilização de modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão em inundações e a descrição do modelo hidrológico LISFLOOD;

- *Capítulo 3:* em Material e Métodos são descritos a área de estudo, a preparação e organização do material selecionado para servir como dado de entrada no modelo hidrológico, assim como as etapas metodológicas para calibração e validação do modelo e a avaliação dos resultados;
- *Capítulo 4:* são apresentados os resultados da validação dos dados de precipitação por satélite em diferentes escalas, o resultado da calibração do modelo LISFLOOD e as discussões dos resultados obtidos com as simulações do modelo, de forma a responder cada objetivo específico da tese;
- *Capítulo 5:* são feitas as conclusões baseadas nos principais resultados encontrados com o desenvolvimento da tese;
- *Capítulo 6:* neste capítulo final são apresentadas as considerações finais e as recomendações para trabalhos futuros nesta linha de pesquisa;
- *Apêndice A:* apresenta os resultados da classificação e da validação do mapa de uso e cobertura da terra utilizado no trabalho.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Inundações

Há uma dificuldade em padronizar a definição de inundação e seus processos hidrológicos correlatos, existindo grande divergência entre cientistas devido a diferentes percepções e terminologias utilizadas (KOBİYAMA et al., 2006). Goerl e Kobiyama (2005) apresentam uma variedade de definições encontradas na literatura para inundações graduais (Tabela 2.1) e inundações bruscas (Tabela 2.2). No Brasil, de acordo com a Classificação e Codificação Brasileira de Desastres (Cobrade), as inundações fazem parte dos desastres do tipo hidrológico, junto com as enxurradas e alagamentos (BRASIL, 2012b). A diferenciação entre os processos se dá de acordo com o tempo de ocorrência, a magnitude, frequência, velocidade de fluxo e a área atingida (SAUSEN; NARVAES, 2015).

Tabela 2.1 – Definições de inundação gradual.

Termo	Autor	Definição
<i>Flood</i>	NFIP (2005)	Uma condição geral ou temporária, de parcial ou completa inundação, de dois ou mais acres de uma terra normalmente seca, ou duas ou mais propriedades, proveniente da inundação de águas continentais ou oceânicas.
<i>Flood</i>	NWS/NOAA (2005)	A inundação de uma área normalmente seca causado pelo aumento do nível das águas em um curso d'água estabelecido, como um rio, um córrego, ou um canal de drenagem ou um dique, perto ou no local onde a chuvas precipitaram.
Inundações graduais ou enchentes	Castro (1999)	As águas elevam-se de forma paulatina e previsível, mantém em situação de cheia durante algum tempo e, a seguir, escoam-se gradualmente. Normalmente, as inundações graduais são cíclicas e nitidamente sazonais.
Inundações ribeirinhas	Tucci e Bertoni (2003)	Quando a precipitação é intensa e o solo não tem capacidade de infiltrar, grande parte do volume escoam para o sistema de drenagem, superando sua capacidade natural de escoamento. O excesso de volume que não consegue ser drenado ocupa a várzea, inundando, de acordo com a topografia, áreas próximas aos rios.
<i>River flood</i>	Mediondo (2005)	O transbordamento do curso do rio é normalmente o resultado de prolongada e copiosa precipitação sobre uma grande área. Inundações de rio acontecem associadas a sistemas de grandes rios em trópicos úmidos.

Fonte: Adaptado de Goerl e Kobiyama (2005).

Tabela 2.2 – Definições de inundação brusca.

Termo	Autor	Definição
<i>Flash flood</i>	NWS/NOAA (2005)	Uma inundação causada pela pesada ou excessiva chuva em um curto período de tempo, geralmente menos de 6 horas. Também, as vezes uma quebra de barragem pode causar inundação brusca, dependendo do tipo de barragem e o período de tempo que ocorre a quebra.
<i>Flash flood</i>	Choudhury et al. (2004)	Inundações bruscas são inundações de curta vida e que duram de algumas horas a poucos dias e se originam de pesadas chuvas.
<i>Flash flood</i>	Kömüşçü et al. (1998)	Inundações bruscas são normalmente produzidas por intensas tempestades convectivas, a qual causa rápido escoamento, e o dano da inundação geralmente ocorre dentro de horas da chuva que a causa e afeta uma área muito limitada.
Inundação brusca ou enxurrada	Castro (1999)	São provocadas por chuvas intensas e concentradas em regiões de relevo acidentado, caracterizando-se por súbitas e violentas elevações dos caudais, os quais escoam-se de forma rápida e intensa.
<i>Flash flood</i>	Mediondo (2005)	É um evento de inundação de curta duração com uma rápida elevação da onda de inundação e rápida elevação do nível das águas. São causadas por pesadas, geralmente curtas precipitações, como uma chuva torrencial, em uma área que frequentemente é pequena.
<i>Flash flood</i>	WMO (1994)	Em bacias pequenas, de rápida resposta, com as de tempo de concentração menor de seis horas, intensa precipitação pode criar uma inundação brusca.

Fonte: Adaptado de Goerl e Kobiyama (2005).

Castro (2003) sugeriu a divisão entre inundação brusca e gradual de acordo com a velocidade de fluxo e duração de ocorrência. A inundação brusca é provocada por chuvas intensas e concentradas, com duração de ocorrência compatível com o tempo de duração do evento de chuva, ocorrendo geralmente em bacias pequenas e médias com perfil de relevo acidentado. Por outro lado, a inundação gradual é representada pela elevação lenta e previsível do nível da água, grande extensão da área inundada, pela longa duração e por estar associada a grandes bacias hidrográficas de relevo plano.

De forma concisa, inundações ocorrem quando a precipitação é intensa e o solo não tem capacidade de infiltrar parte da água, ao ponto que a quantidade de água que chega ao canal é superior à sua capacidade de drenagem, inundando a várzea e as áreas próximas aos rios (TUCCI, 2002).

Carvalho et al. (2007) distinguiram eventos de inundações de eventos de enchentes. Enchentes se caracterizam pela elevação do nível d'água no canal de drenagem devido ao aumento da vazão, atingindo a cota máxima do canal, porém, sem extravasar, enquanto as inundações representam o transbordamento das águas de um curso d'água, atingindo a planície de inundação ou a área de várzea (Figura 2.1).

Figura 2.1 – Perfil esquemático do processo de enchente e inundação.



Fonte: Carvalho et al. (2007)

As inundações podem ser eventos naturais, que ocorrem periodicamente nos cursos d'água em razão da intensidade e distribuição da precipitação e das características da rede de drenagem (formas do relevo, tipo de solo, grau de saturação do solo e presença de cobertura vegetal) (AMARAL; RIBEIRO, 2009). Por outro lado, inundações podem apresentar origem antrópica, quando provocadas pelo rompimento de barragens, reservatórios ou represas (AMARAL; RIBEIRO, 2009). Adicionalmente, os condicionantes antrópicos representados pela impermeabilização do solo, alteração da rede de drenagem, mudanças de uso e cobertura da terra influenciam o comportamento hidrológico da bacia, e conseqüentemente, também no processo de geração de escoamento e ocorrência de inundações (AMARAL; RIBEIRO, 2009).

A produção de escoamento superficial representa uma etapa do ciclo hidrológico e tem origem nas precipitações. No momento em que a água da chuva atinge a superfície terrestre, ela passa por uma série de processos,

sendo o primeiro deles a interceptação pela vegetação, ou em sua ausência atingindo diretamente a superfície do solo e os corpos d'água. A água interceptada pode manter-se armazenada no dossel, transformar-se em precipitação efetiva, ou evaporar-se. A água que chega à superfície do solo pode evaporar, infiltrar e parte escoar superficialmente. A evapotranspiração representa o total de água precipitada na superfície terrestre transferida para a atmosfera na forma de vapor d'água, sendo resultado da soma do total da água evaporada e da transpiração por parte da vegetação (BRUTSAERT, 2005).

O movimento da água quando atinge o solo é essencial para entender a formação do escoamento superficial, que ocorre sobretudo em duas situações: quando a taxa de precipitação excede a capacidade de infiltração e de transmissão da água no solo ou quando o solo já encontra-se em condição saturada, como ocorre após eventos de chuvas. Precipitação e umidade do solo são duas importantes variáveis no processo de formação de escoamento durante eventos de inundações (MASSARI et al., 2014). A condição de umidade do solo é determinante para a capacidade de infiltração, controlando a proporção de água que infiltra, escoar ou evapora do solo (CROW; RYU, 2009; BROCCA et al., 2009).

Ressalta-se que a variação da escala de estudo (por exemplo: microescala, escala de vertente e de bacia) é preponderante para a descrição de quais os processos dominantes envolvidos no ciclo hidrológico no que tange o escoamento superficial (BLOSCHL, 2001).

Para este trabalho, com a finalidade de evitar confusões terminológicas, adotou-se o termo inundação como referência ao evento extremo de transbordamento da água no canal de drenagem devido ao aumento da vazão, como proposto por Carvalho et al. (2007).

2.1.1. As inundações no mundo e no Brasil

Atividades antrópicas tais como o intenso e desordenado processo de urbanização, a ocupação irregular das bacias hidrográficas tem exposto a

população progressivamente aos perigos hidrometeorológicos (STEFFEN et al., 2005; UNISDR, 2011). A soma de duas condições, ocupação populacional em locais geograficamente vulneráveis e a ocorrência de eventos hidrometeorológicos, produz o risco iminente de ocorrência de desastre (MCBEAN; RODGERS, 2010), tornando as planícies inundáveis da bacia hidrográfica em áreas de risco com potencial de gerar danos socioeconômicos e ambientais.

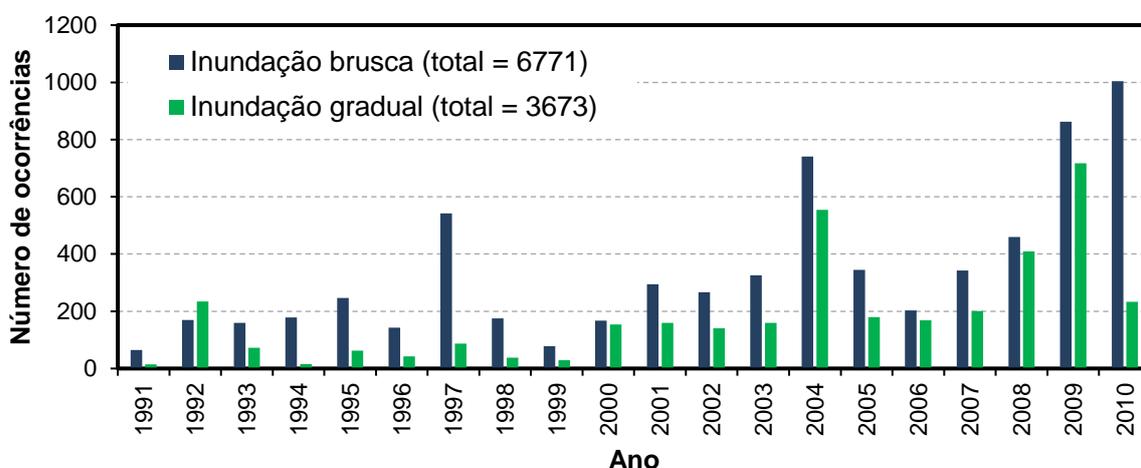
Segundo o *Annual Disaster Statistic Review* (ADSR), no ano de 2016, desastres naturais causaram, mais uma vez, grandes devastações e impactos na sociedade, sendo registrado 342 ocorrências pelo mundo que provocaram aproximadamente 9 mil mortes, 564,4 milhões de vítimas e prejuízos econômicos na ordem de US\$ 154 bilhões (GUHA-SAPIR et al., 2016). Especificamente, desastres de origem hidrometeorológica predominaram os registros do ano de 2016 (273 registros; 80%), resultando em um grande número de vítimas e prejuízo econômico de aproximadamente US\$ 105 bilhões (GUHA-SAPIR et al., 2016).

A distribuição geográfica dos desastres aponta o continente americano como o segundo em número de ocorrências, atrás da Ásia, sendo estes majoritariamente de origem hidrometeorológica (GUHA-SAPIR et al., 2014). No Brasil, a combinação de eventos pluviométricos extremos, condicionantes naturais e ocupação irregular da bacia hidrográfica, faz com que o País seja classificado como um dos mais afetados por inundações, onde o número de eventos tem aumentado nos últimos anos do período de 1940 a 2008 (RODRIGUEZ et al., 2009). Em 2013, o País foi o oitavo em números de desastres no mundo, sendo eles predominantemente hidrometeorológicos (GUHA-SAPIR et al., 2014). Como consequência de sua frequência e intensidade, as inundações são responsáveis por um grande número de vítimas, grandes prejuízos socioeconômicos, danos à infraestrutura e à agricultura (SAUSEN; NARVAES, 2015).

A Secretaria Nacional de Proteção e Defesa Civil (SEDEC), por meio de seu domínio na internet (<http://s2id.mi.gov.br/>), divulga informações sobre

ocorrências e gestão de riscos de desastres no território brasileiro (SEDEC, 2015). O Atlas Brasileiro de Desastres Naturais, baseado em um levantamento de dados entre os anos de 1991 e 2010, apontou um aumento no número de ocorrências de inundações bruscas e graduais na última década do período (Figura 2.2). A soma dos eventos do período mostra um predomínio de inundações bruscas, sendo registradas 6771 casos, comparado com as inundações graduais, anotadas 3673 vezes) (UFSC, 2012).

Figura 2.2 – Ocorrência de inundações no período de 1991 e 2010.



Fonte: Adaptado de UFSC (2012)

2.2. A aplicação de modelos em inundações

2.2.1. Visão geral

A Lei n. 9.433, de 8 de janeiro de 1997, deu ao Brasil uma nova organização ao sistema de gestão dos recursos hídricos, definindo a bacia hidrográfica como unidade territorial para implementação da Política Nacional de Recursos Hídricos e para a atuação do Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos.

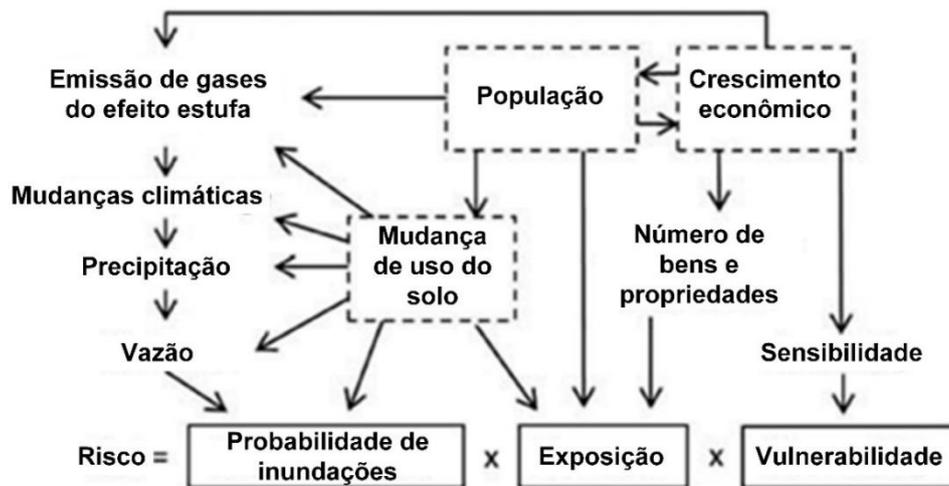
A bacia hidrográfica pode ser definida como toda a área à montante, delimitada pela topografia, que contribui para o fluxo do canal aberto num dado ponto ao longo de um rio (BRUTSAERT, 2005). Apresenta variação espacial e temporal

decorrentes dos padrões espaciais de topografia, clima, solo, geologia e vegetação (WOODS, 2002).

A variabilidade espacial e temporal presente nas bacias hidrográficas cria um desafio aos estudos hidrológicos, que devem buscar entender as complexas relações entre os elementos presentes na bacia e prever, sobretudo, a resposta do sistema hidrológico aos crescentes impactos antrópicos (WAGENER et al., 2010). Tendo em vista o rápido crescimento populacional, principalmente a partir de 1950 (UNFPA, 2001), ocorreu um aumento direto das atividades econômicas, industriais e da urbanização, as quais, pela relação de causa e efeito, deflagraram diversos efeitos no sistema hidrológico (STEFFEN et al., 2005).

Além dos efeitos diretos, as mudanças antropogênicas no clima da Terra têm causado alterações na média e nos extremos de precipitação, evapotranspiração e taxas de vazão dos rios, que desempenham um importante impacto nas funções e no comportamento da bacia hidrográfica (MILLY et al., 2008). E entre os muitos fatores relacionados aos eventos de inundações, Kundzewicz et al. (2013) relacionaram as condicionantes antrópicas para explicar o aumento do risco de inundações, posto que o crescimento econômico e populacional pressiona parte da população a viver em áreas propensas a ocorrência destes eventos e aumenta a exposição a perdas de bens materiais e de vidas (Figura 2.3).

Figura 2.3 – Condicionantes antropogênicas nos riscos de inundações.



Fonte: Kundzewicz et al. (2013)

Modelos são representações simplificadas do comportamento de um sistema complexo (CLARKE, 1973), que auxiliam no entendimento dos processos que o envolvem, sendo assim, um modelo hidrológico se apresenta como uma importante ferramenta que permite melhor entender e representar o comportamento da bacia hidrográfica, além de prever condições e cenários diferentes dos observados (TUCCI, 1998). Em linhas gerais, a utilização de modelos hidrológicos permite o estudo das implicações resultantes das alterações antrópicas na bacia hidrográfica, destacando as mudanças dos padrões de uso e cobertura da terra e os consequentes perigos para o homem e natureza (WAGENER et al., 2008; SIVAKUMAR et al., 2015).

Contudo, cada modelo é geralmente desenvolvido para determinada bacia hidrográfica ou região, ou para um processo hidrológico específico (SIVAKUMAR et al., 2015). A definição do melhor modelo para aplicação em estudos e simulações em hidrologia é subjetiva e depende, além do objetivo do trabalho, da disponibilidade de informações sobre as características da bacia, condições climáticas, quantidade e qualidade dos dados disponíveis e também da questão de maior ou menor sensibilidade e entendimento do usuário com o modelo hidrológico.

2.2.2. Modelo hidrológico do tipo chuva-vazão

Um modelo chuva-vazão é uma ferramenta que permite, através de uma abordagem simplificada dos processos do ciclo hidrológico, calcular a vazão de uma bacia hidrográfica em função da precipitação. Para Tucci (1998), este tipo de modelo está embasado e integrado à natureza física do processo hidrológico, onde, partindo da precipitação e de um conjunto de parâmetros associados, é possível entender e monitorar o comportamento hidrológico de uma bacia, controlar diversos projetos em recursos hídricos, prever vazão em tempo real, completar vazões desconhecidas ou estimar as mesmas para cenários existentes ou simular os efeitos resultantes da modificação de uso e cobertura da terra.

Um método simples e amplamente utilizado para transformação da precipitação em escoamento superficial é o modelo Curva Número (CN) do Serviço de Conservação do Solo (SCS) do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (*United States Department of Agriculture - USDA*) (GEETHA et al., 2007; PONCE; HAWKINS, 1996). Originalmente desenvolvido para estudos em áreas agrícolas dos Estados Unidos (USDA SCS, 1985), tem sido também empregado em pequenas bacias com grande heterogeneidade na China (XIAO et al., 2011) e modificado para diferentes simulações hidrológicas (GEETHA et al., 2007; GEETHA et al., 2008; LAL et al., 2015; PEREIRA, 2009)

2.2.3. Modelos hidrológicos distribuídos

A transformação da chuva em vazão é um processo complexo, não linear e espacial e temporalmente variável (SIVAKUMAR et al., 2015). Como comentado no item 2.2.1, as crescentes alterações antrópicas na bacia hidrográfica, por meio do intenso processo de urbanização e mudanças no uso e cobertura da terra, aumentaram a demanda por modelos hidrológicos capazes de representar e prever com maior detalhamento a resposta do comportamento hidrológico frente a estas mudanças e os riscos de inundações associados. Desta maneira, a modelagem distribuída se coloca como uma

alternativa hábil para representar a variabilidade espacial e temporal da bacia hidrográfica de forma mais completa e realista (BEVEN, 2001).

Um modelo hidrológico é definido como distribuído quando leva em conta a variabilidade espacial e temporal das variáveis de entrada ou parâmetros do modelo. Por outro lado, os modelos classificados como pontuais ou concentrados não consideram a distribuição espacial de suas variáveis, tampouco a variação espacial dos parâmetros que caracterizam os seus processos físicos, admitindo que as variáveis de entrada e saída são representativas de toda a área estudada (CLARKE, 1973). Exemplificando: se uma rede de N postos pluviométricos distribuídos em uma bacia hidrográfica registra a quantidade de chuva em um determinado intervalo de tempo, o modelo pontual combinaria as leituras em uma única variável, ao passo que um modelo distribuído consideraria a quantidade de chuva a partir da probabilidade de distribuição ou por meio de relações estatísticas entre os postos pluviométricos. Sendo assim, um modelo distribuído busca reproduzir a heterogeneidade espacial da bacia hidrográfica, discriminando, ora mais, ora menos, os muitos processos que ocorrem entre o momento em que a precipitação atinge a superfície e quando a água escoada atinge o canal do rio.

Atualmente existe uma variedade de modelos distribuídos específicos para diferentes propósitos. Dentre os modelos, destaca-se o LISFLOOD (VAN DER KNIJFF et al., 2008), que será melhor discutido no item 2.2.3.1.

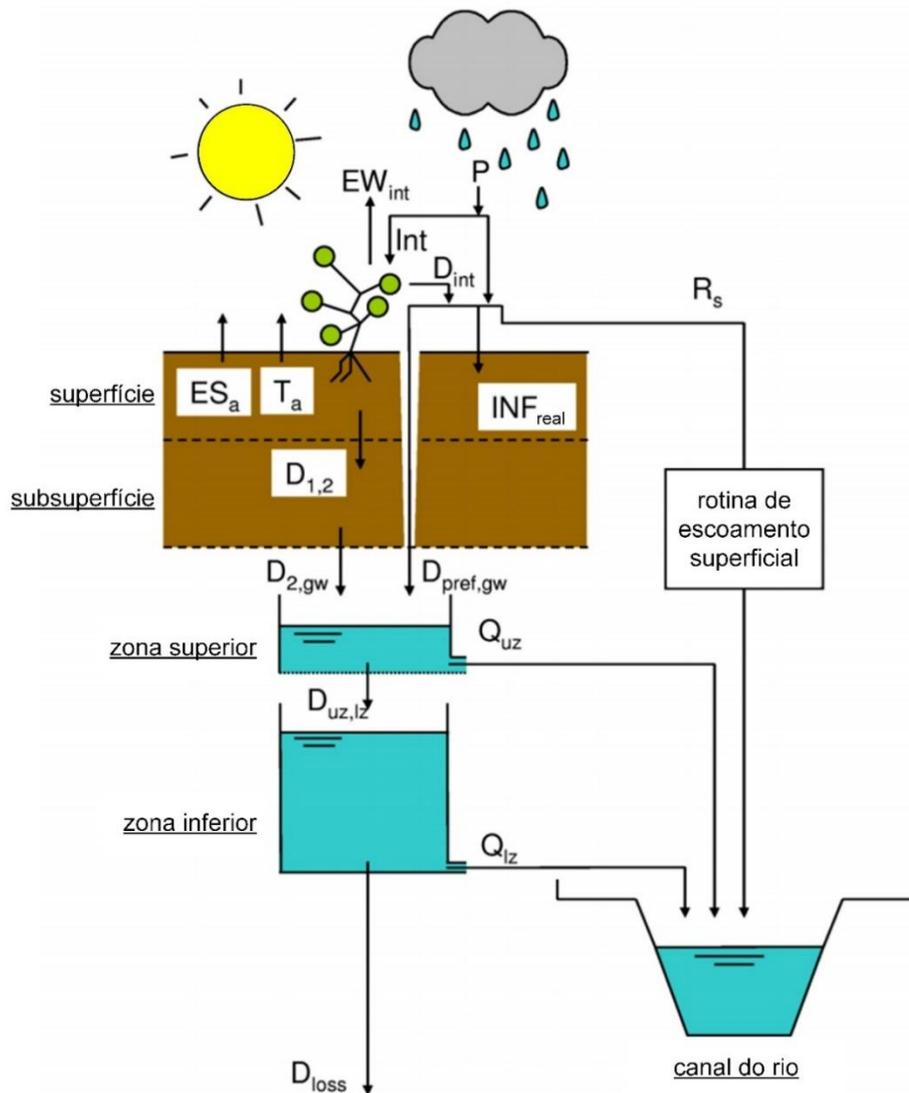
2.2.3.1. O modelo LISFLOOD

LISFLOOD é um modelo hidrológico distribuído, do tipo chuva-vazão, que simula as respostas hidrológicas da bacia hidrográfica em função das informações espaciais sobre meteorologia, topografia e do tipo, uso e cobertura do solo. O modelo não impõe limitação quanto à resolução espacial e temporal, permitindo sua execução na resolução adequada para cada tipo de aplicação (VAN DER KNIJFF et al., 2008).

Originalmente desenvolvido para simulação hidrológica em médias e grandes bacias (VAN DER KNIJFF et al., 2008), o modelo tem sido aplicado com sucesso em pequenas bacias hidrográficas (ALFIERI et al., 2011), para previsão de inundações bruscas em bacias europeias (ALFIERI et al., 2012) e para previsão de inundações na África (THIEMIG et al., 2015). Além de aplicações voltadas para a previsão de inundações, o LISFLOOD tem apresentado bons resultados em estudos sobre a avaliação do impacto das alterações climáticas na vazão e na frequência de inundações (DANKERS et al., 2007; DANKERS; FEYEN, 2008).

O fluxograma apresentado na Figura 2.4 ilustra a estrutura geral do modelo LISFLOOD. O modelo simula por meio de submodelos o balanço de água entre as duas camadas superiores do solo (superfície e subsuperfície), o fluxo de água da subsuperfície para a zona de águas subterrâneas, a rotina de escoamento superficial para o canal de drenagem mais próximo e o fluxo no canal.

Figura 2.4 – Visão geral do modelo LISFLOOD.



Legenda: P = precipitação; Int = interceptação; EW_{int} = evaporação da água interceptada; D_{int} = drenagem foliar; ES_a = evaporação da superfície do solo; T_a = transpiração (absorção de água pelas raízes das plantas); INF_{real} = infiltração; R_s = escoamento superficial; $D_{1,2}$ = drenagem da superfície para subsuperfície; $D_{2,gw}$ = drenagem da subsuperfície para o topo da zona de águas subterrâneas; $D_{pref,gw}$ = fluxo preferencial para o topo da zona de águas subterrâneas; $D_{uz,lz}$ = drenagem do topo da zona de águas subterrâneas para a zona inferior; Q_{uz} = escoamento da zona superior de águas subterrâneas; Q_{lz} = escoamento da zona inferior de águas subterrâneas; D_{loss} = perda de água da zona inferior de águas subterrâneas.

Fonte: adaptado de Burek et al. (2013).

Para transformação da chuva em vazão, o LISFLOOD simula processos tais como interceptação da chuva, drenagem foliar, evapotranspiração, absorção da água pela vegetação, escoamento superficial, infiltração da água no solo, fluxo preferencial, troca de água entre as camadas do solo, fluxo de água na subsuperfície, drenagem para zona de água subterrânea e fluxo de água nos canais de drenagem (VAN DER KNIJFF et al., 2008).

As variáveis meteorológicas fornecem as condições necessárias para simulação do balanço hídrico. Para isso, o LISFLOOD faz uso das seguintes variáveis de entrada: precipitação, P (mm dia⁻¹), taxa de evapotranspiração potencial, $ET0$ (mm dia⁻¹), taxa de evaporação potencial da superfície da água, $EW0$ (mm dia⁻¹), taxa de evaporação potencial da superfície do solo exposto, $ES0$ (mm dia⁻¹) e temperatura média diária, T_{avg} (°C).

A interceptação da precipitação pela vegetação é calculada por uma abordagem simples proposta por Aston (1979) e Merriam (1960), que requer apenas dois parâmetros: máxima interceptação, S_{max} (mm) e o fator k (adimensional). Ambos os parâmetros são obtidos por uma relação empírica com o Índice de Área Foliar (IAF). A interceptação por intervalo de tempo (Δt), Int (mm), é estimada pela equação:

$$Int = S_{max} * \left[1 - \exp\left(-k * P \frac{\Delta t}{S_{max}}\right) \right] \quad (2.1)$$

Parte da água interceptada passa pelo processo de evaporação, EW_{int} (mm), calculado por (SUPIT et al., 1994):

$$EW_{int} = \min(EW_{max}\Delta t, Int_{cum}) \quad (2.2)$$

Sendo EW_{max} a máxima evaporação (mm) por intervalo de tempo (Δt) e Int_{cum} a água interceptada que foi armazenada pelo dossel. O modelo considera que toda a água interceptada leva no máximo um dia para evaporar ou atingir a superfície do solo por drenagem foliar.

Para o LISFLOOD, se o *pixel* ou uma fração dele apresenta uma área impermeável, isto influencia no balanço de água. Para áreas impermeáveis o modelo considera que toda água que atinge sua superfície é transformada diretamente em escoamento superficial, ou seja, não calculando para aquele *pixel* processos como taxa de infiltração, armazenamento ou umidade do solo.

Por outro lado, se o *pixel* ou fração dele for permeável, uma parte da água estará disponível para infiltração, sendo estimado pela equação:

$$W_{av} = P\Delta t + D_{int} - Int \quad (2.3)$$

Sendo que W_{av} representa a água disponível para infiltração (mm) e D_{int} a drenagem foliar (mm t^{-1}). Uma vez que não ocorre infiltração na fração impermeável de cada *pixel*, f_{dr} , o escoamento direto, R_d (mm t^{-1}), é calculado por:

$$R_d = f_{dr}W_{av} \quad (2.4)$$

Vale notar que W_{av} é válido para a fração permeável e R_d é *válido* apenas para a fração de escoamento direto (f_{dr}).

A transpiração pela vegetação e a evaporação direta da superfície do solo são modeladas como dois processos separados. A abordagem utilizada pelo LISFLOOD é baseada em Supit et al. (1994) e Supit e van der Goot (2003), que por sua vez é uma adaptação do método FAO Penman-Monteith (ALLEN et al., 1998). A transpiração por intervalo de tempo, T_a (mm), é calculada por:

$$T_a = r_{ws} * T_{max} \quad (2.5)$$

Sendo r_{ws} um fator de redução e T_{max} transpiração máxima (mm), esta última calculada com base na evapotranspiração potencial (ET_0), pelo Índice de Área Foliar e por um multiplicador utilizado como fator de correção da taxa de transpiração, chamado de coeficiente de cultura (K_{crop}) (SUPIT et al., 1994). Considera-se o valor de K_{crop} igual a 1 para a maioria dos tipos de vegetação,

exceto para algumas culturas excessivamente transpirantes como cana de açúcar e arroz (BUREK et al., 2013).

A evaporação real do solo (ES_a) depende da quantidade de umidade do solo próximo à superfície, sendo que diminui conforme o solo torna-se mais seco. Para este cálculo o modelo utiliza um fator de redução com base no número de dias sem chuva (D_{slr}) e o valor máximo de evaporação da superfície do solo (ES_{max}) em mm.

$$ES_a = ES_{max}(\sqrt{D_{slr}} - \sqrt{D_{slr} - 1}) \quad (2.6)$$

O valor final de ES_a (mm) é sempre o menor valor resultante da Equação 2.6 e da quantidade de umidade do solo disponível:

$$ES_a = \min(ES_a, w_1 - w_{res1}) \quad (2.7)$$

Sendo w_1 a quantidade de umidade na camada superior do solo (mm) e w_{res1} a umidade residual do solo (mm).

A capacidade de infiltração de água no solo é estimada utilizando o modelo Xinanjiang (também conhecido como VIC/ARNO) (ZHAO; LIU, 1995; TODINI, 1996). A vantagem de tal método se deve ao fato de considerar a capacidade de infiltração de acordo com a heterogeneidade do *pixel*, tendo em vista que o modelo LISFLOOD foi primeiramente proposto para modelagem de grande escala. O cálculo da capacidade de infiltração, INF_{pot} (mm), é uma função do armazenamento máximo, w_{s1} , e da fração saturada (A_s) de cada célula da grade:

$$INF_{pot} = \frac{w_{s1}}{b+1} - \frac{w_{s1}}{b+1} \left[1 - (1 - A_s)^{\frac{b+1}{b}} \right] \quad (2.8)$$

Sendo que b é um parâmetro empírico relacionado com a heterogeneidade de cada célula da grade e estimado durante a fase de calibração do modelo.

A simulação do fluxo preferencial da água, $D_{pref,gw}$ (mm t⁻¹), que atravessa as camadas do solo em direção à zona de água subterrânea é feita de forma simples. Para cada intervalo de tempo uma fração da água disponível para infiltração é adicionada diretamente na zona de água subterrânea.

O cálculo da infiltração real, INF_{real} (mm t⁻¹), é realizado por meio da equação:

$$INF_{real} = \min(INF_{pot}, W_{av} - D_{pref,gw}) \quad (2.9)$$

E finalmente, o escoamento superficial, R_s (mm), é dado por:

$$R_s = R_d + (1 - f_{dr}) * (W_{av} - D_{pref,gw} - INF_{real}) \quad (2.10)$$

A descrição do fluxo vertical da água entre as camadas do solo é feita por meio de simplificação da Lei de Darcy para fluxo vertical. O modelo supõe que o fluxo de água no solo é regido apenas pela gravidade. Considera-se então que o gradiente de potencial matricial ($\partial h(\theta)/\partial z$) tem valor zero, o que implica no fluxo sempre em sentido descendente, em uma taxa igual à condutividade do solo. Admitindo tais simplificações, o fluxo vertical é calculado por:

$$D = K(\theta) \quad (2.11)$$

Onde D é o fluxo (mm dia⁻¹), $K(\theta)$ é a condutividade hidráulica (mm dia⁻¹) e θ é o teor de umidade volumétrica do solo (mm³ mm⁻³). A relação entre condutividade hidráulica do solo e umidade do solo é descrita pelo LISFLOOD por meio da equação de van Genuchten (VAN GENUCHTEN, 1980).

A água que abastece a zona superior de água subterrânea é proveniente do fluxo preferencial e da camada subsuperficial. A água ali armazenada é redistribuída para a zona inferior e uma parte direcionada para o canal de drenagem mais próximo. A zona inferior de água subterrânea representa a componente que gera o fluxo base, calculado pela seguinte equação:

$$Q_{lz} = \frac{1}{T_{lz}} * LZ\Delta t \quad (2.12)$$

Sendo que Q_{lz} é a saída de água da zona inferior (mm) que representa o fluxo base, T_{lz} é uma constante do reservatório (unidade em dias) obtida por calibração e LZ é a quantidade de água armazenada na zona inferior (mm).

O escoamento pela superfície até o canal de drenagem é realizado por meio das equações de continuidade e momento. Nesta etapa o modelo cria uma rotina de escoamento indicada por uma grade de direção de fluxo local (*Local Drainage Direction – LDD*) em direção ao canal de drenagem mais próximo. Embora faça uso das mesmas equações, no momento em que escoamento superficial atinge o canal, uma nova rotina para simulação do fluxo de água do canal é inicializada pelo modelo.

Para uma descrição completa da estrutura e equações do modelo, indica-se a leitura do manual do usuário, elaborado por Burek et al. (2013).

2.2.4. Uso de modelos hidrológicos em sistemas de monitoramento

Diante da recorrência de eventos de inundações, faz-se necessária a tomada de medidas como resposta aos seus danos. Ações de prevenção e mitigação de desastres devem combinar medidas estruturais e não estruturais para resultados mais eficientes (TUCCI, 2002). Medidas estruturais estão relacionadas a obras de engenharia e infraestrutura, como barragens, diques, reservatórios, alterações do curso d'água e construção de piscinões, as quais exigem grandes investimentos para construção e manutenção. Entre as medidas não estruturais pode-se citar a implantação de sistema de monitoramento hidrológico, a investigação da influência do uso e cobertura da terra nas inundações, o zoneamento urbano e a educação ambiental (GIGLIO; KOBAYAMA, 2011).

Medidas não estruturais possuem capacidade de minimizar significativamente os prejuízos decorrentes dos desastres a um custo menor (TUCCI, 2002).

Como exemplos destas medidas, pode-se citar os sistemas de monitoramento e previsão de inundações, que são capazes de auxiliar na capacidade preventiva para atenuar os efeitos dos eventos extremos, sobretudo em bacias onde a atividade humana já está consolidada, sendo fundamentais no auxílio à redução de danos e prejuízos. Para *United Nations International Strategy for Disaster Reduction* (UN-ISDR), os sistemas de monitoramento e alerta com antecedência são fundamentais para a redução dos riscos, e para este fim, o sistema deve integrar a comunidade técnica e científica, as autoridades e a sociedade, para que os alertas de previsão e detecção de eventos extremos orientem as respostas adequadas para se preparar contra os perigos naturais (UN-ISDR, 2004).

Atualmente tem-se exemplos de aplicações de forma operacional de modelos hidrológicos em sistemas de monitoramento de inundações ao redor do mundo. A seguir serão apresentados alguns desses sistemas.

European Flood Awareness System (EFAS)

A necessidade de medidas para prevenir e mitigar os danos causados pelas recorrentes inundações em bacias transnacionais da Europa, conduziu à criação do *European Flood Awareness System* (EFAS), que tem como objetivo prover alertas com antecedência suficiente para a tomada de ações necessárias (<https://www.efas.eu/>) (THIELEN et al., 2009). O sistema passou por uma fase de testes entre 2005 e 2010, mas apenas a partir de 2012 entrou em operação de modo integral, realizando o monitoramento de eventos extremos em tempo real.

O EFAS foi concebido para tratar de grandes bacias hidrográficas na Europa e o monitoramento a partir do modelo hidrológico LISFLOOD, cujas potencialidades permitem a sua aplicação em sistemas de monitoramento e previsão de inundações (VAN DER KNIJFF et al., 2008). O monitoramento pelo EFAS é feito em uma grade com resolução espacial de 5 km, com exceção das bacias do Elbe e Danúbio, que são monitoradas com melhor resolução, 1 km. No EFAS o cálculo das condições iniciais do modelo (umidade do solo,

temperatura média e evapotranspiração potencial, por exemplo) é realizada diariamente, enquanto análises baseadas em dados de observação (precipitação) são realizadas de hora e hora e as análises a partir dos dados de previsões meteorológicas em rodadas diárias.

Para previsão de inundações, dados de previsão de chuva e temperatura utilizados possuem um alcance de até 10 dias, o que permite, em teoria, utilizar informações de quantidade e distribuição de chuva para simular cenários com grande antecedência. Porém, quanto maior o alcance da previsão, menor a confiabilidade do dado de entrada, conseqüentemente, maior a incerteza do dado de saída, o qual é primordial para que o sistema possa emitir alertas com antecedência de forma confiável. Dessa forma, são realizadas previsões com até 3 dias de antecedência pelo sistema (THIELEN et al., 2009).

Poucos estudos têm sido conduzidos de modo a avaliar as incertezas provenientes da aplicação do LISFLOOD pelo EFAS, o que poderia contribuir para determinar os limites dos alertas de inundações. As incertezas estão associadas, até o momento, aos dados de entrada (THIELEN et al., 2009), sobretudo aos dados de previsão meteorológica (PAPPERNBERGER et al., 2011). Sobre os dados de previsão meteorológica, Pappernberger et al., (2011) sugerem para que avanços na área conduzam a melhores resultados na previsão hidrológica, estes precisam ser acompanhados de aperfeiçoamento também no componente hidrológico, como melhor calibração dos parâmetros, representação adequada das características da bacia e conhecimento das incertezas oriundas do próprio modelo hidrológico.

Sistema de previsão de inundações em tempo real na Itália

Um trecho da bacia hidrográfica do rio Tiber, localizado na região central da Itália, recebeu um sistema para previsão de inundações para promoção da proteção civil (BROCCA et al., 2011). O sistema tem como base o *Modello Idrologico Semi-Distribuito in continuo* (MISDc), modelo semidistribuído do tipo chuva-vazão que permite a simulação de inundações e aplicação em tempo real.

O MISDc consiste em dois componentes: o modelo *Soil Water Balance* (SWB) e o MISD. O modelo SWB estima a umidade do solo, mas o faz de forma homogênea para cada sub-bacia, fornecendo a condição inicial para o segundo componente do modelo. O MISD divide a bacia em N elementos de acordo com as características da rede de drenagem, geomorfológicas e tipo e uso do solo, onde cada elemento representa uma sub-bacia, tida como um sistema homogêneo, no qual são calculados os principais processos envolvidos na geração de um evento de inundação. MISD é baseado no método Curva Número do Serviço de Conservação do Solo (SCS-CN) dos Estados Unidos, no Hidrograma Unitário Instantâneo (HUI) Geomorfológico. O modelo MISD calcula apenas o escoamento superficial direto, sendo que, para a definição da vazão total do canal principal, soma-se a vazão inicial observada pela rede de estações hidrometeorológica com o valor do escoamento calculado pelo modelo (BROCCA et al., 2011).

O sistema monitora bacias com área de 100 a 6000 km², com previsões realizadas em intervalos de 30 minutos. O modelo é alimentado e calibrado a partir de dados provenientes de uma densa rede de coleta de dados hidrometeorológicos, que fornecem dados de temperatura, chuva e vazão a cada meia hora, além de dispor de um acervo histórico de mais de 20 anos (BROCCA et al., 2011), situação raramente encontrada em bacias hidrográficas brasileiras.

O sistema de previsão de inundações tem como finalidade disponibilizar alertas com antecedência suficiente para orientar as medidas de mitigação de danos. Ele permite gerar alertas com antecedência relativa ao tempo de deslocamento da onda de inundação de uma seção à montante até uma seção de interesse, à jusante (BROCCA et al., 2011).

Global Flood Monitoring System (GFMS)

Desde 2007, tem sido desenvolvido o sistema experimental GFMS para o monitoramento global de inundações (HONG et al., 2007). O sistema era originalmente baseado no método Curva Número, mostrando-se capaz de

detectar inundações, especialmente durante a fase inicial do evento provocado por intensas precipitações. Contudo, apresentava baixo desempenho nos estágios seguintes, relacionado à evolução da inundação na rede de drenagem (YILMAZ et al., 2010).

Atualmente o modelo utilizado é resultado do acoplamento de dois modelos: modelo de superfície *Variable Infiltration Capacity* (VIC) e o modelo de escoamento *Dominant River Tracing Based Runoff-Routing* (DRTR). O modelo VIC, entre suas capacidades, permite calcular o escoamento superficial e subsuperficial e trabalhar com dinâmicas de neve e superfícies congeladas. O módulo hidrológico DRTR descreve a rede de drenagem de forma simplificada e, através de parâmetros hidrológicos, reproduz escoamento da água calculado pelo modelo VIC de forma hierárquica, dos rios tributários até o canal principal e a saída da bacia hidrográfica. O sistema fornece como dados de saída, valores de lâmina de escoamento (mm), vazão (m^3s^{-1}) e ocorrências de inundações baseadas em limiares estatísticos (WU et al., 2014).

O GFMS (<http://flood.umd.edu>) estima a ocorrência de inundações com cobertura quase global (entre as latitudes 50° N e 50° S), com resolução espacial de 12 km e temporal de 3 horas. O sistema utiliza como dados de entrada, dados de precipitação fornecidos anteriormente pelo satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) e atualmente pelo *Global Precipitation Measurement* (GPM), dados de temperatura, velocidade do vento, uso e cobertura do solo e diversos parâmetros hidrológicos (declividade, direção de fluxo, área de drenagem, comprimento e largura do canal, entre outros) (WU et al., 2014).

Considerando a resolução temporal dos dados de precipitação (3 horas) e a resolução espacial do modelo utilizado (12 km), o GFMS se mostra adequado para regiões que apresentam inundações com características de desenvolvimento gradual e duração maior do que um dia (WU et al., 2012a).

As incertezas do sistema de monitoramento estão associadas aos dados de entrada, à estrutura do modelo e ao conjunto de parâmetros hidrológicos,

porém, ainda sem maiores detalhamentos (WU et al., 2014). O sistema ignora as atividades humanas, representadas pela presença de diques e barragens, que por conter a vazão dos rios, induz a geração de falsos alertas, diminuindo a confiabilidade de detecção de inundações para determinadas bacias hidrográficas.

Mekong Flood Forecasting System (MFFS)

Em abril de 1995, Camboja, Laos, Tailândia e Vietnã assinaram um acordo de desenvolvimento sustentável na bacia do baixo rio Mekong. Em 2000 e 2001 inundações extremas provocaram imensos prejuízos econômicos e um alto número de vítimas. Com a necessidade de ações imediatas, seguiu-se com a criação de um sistema de alerta com antecedência (PLATE; INSISIENGMAY, 2005). O sistema criado consistiu no monitoramento de uma parte da bacia do rio Mekong, de 600 mil km², localizado no sudeste asiático, durante os meses de junho a novembro, período de influência das monções.

Para o monitoramento da bacia, foi selecionado o modelo conceitual semidistribuído *Unified River Basin Simulator* (URBS), que combina dois módulos, sendo um componente dedicado a transformação da chuva em vazão e o segundo voltado a simular o escoamento do excesso de chuva estimado pelo primeiro módulo (TOSPORNNSAMPAN et al., 2010). O URBS divide a área monitorada em sub-bacias, gerando novas análises diárias e prevendo a variação do nível do rio Mekong para os próximos cinco dias, dado o comportamento lento e gradual de evolução dos eventos de inundações no rio.

O sistema de alerta é capaz de prever com até cinco dias de antecedência a evolução do nível fluviométrico em 23 pontos ao longo do seu rio principal (<http://www.mrcmekong.org/>) (TOSPORNNSAMPAN et al., 2010). E para medir a capacidade de previsão do MFFS, Tospornsampan et al. (2010) realizaram uma comparação com o antigo sistema, anteriormente baseado no modelo *Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation* (SSARR). Foi identificado que o novo sistema produziu resultados com maior precisão, sendo considerado também mais flexível e confiável do que seu antecessor. Entretanto, uma das

limitações encontradas pelos autores (TOSPORNAMPAN et al., 2010) foi referente à baixa capacidade do MFFS em prever eventos rápidos de inundações para a região, que são provocados por chuvas intensas e concentradas nos afluentes do rio Mekong, mas que causam mortes, danos às propriedades e às plantações (PLATE; INSISIENGMAY, 2005). A Tabela 2.3 resume algumas características dos sistemas de monitoramento abordados anteriormente.

Tabela 2.3 – Resumo dos sistemas de monitoramento.

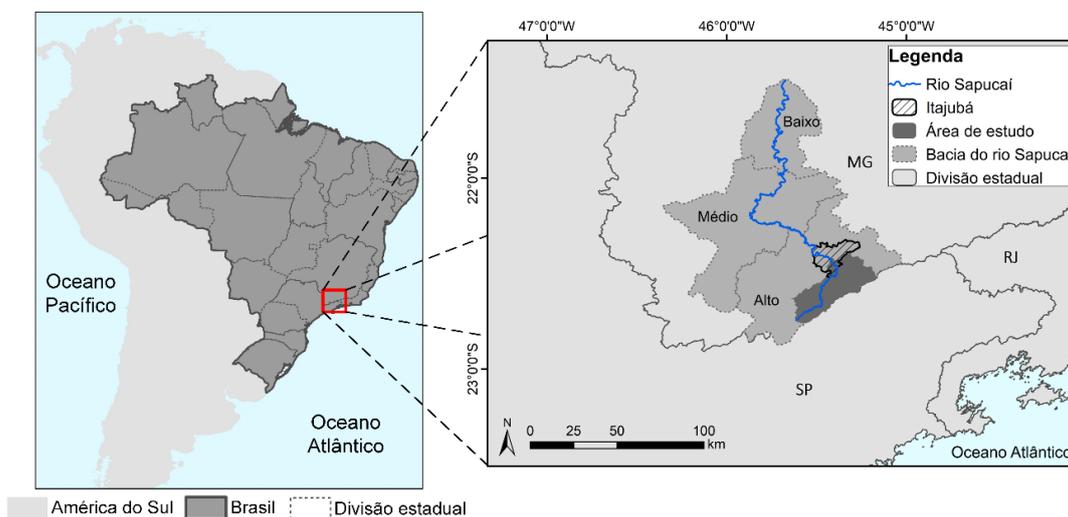
Nome do sistema	EFAS	Sistema italiano	GFMS	MFFS
Nome/Tipo do modelo	- LISFLOOD Conceitual/Físico Distribuído	- MISDc (modelo SWB; escoamento baseado no SCS- CN, HUI Geomorf., reserva linear HUI) Semidistribuído	Dois módulos: - VIC - DRTR	- URBS Conceitual Semidistribuído
Característica	- Desenvolvido para grandes bacias	- Indicados para bacias 100 a 6000 km ²	- Estimativa de inundações graduais e de grande duração	- Para bacias maiores que 250 mil km ²
Resolução temporal/espacial	- Rodadas horárias e diárias; - Grade de 5km	- Intervalos de 30 minutos - Dividido em sub- bacias	- 3 em 3 horas - 12 km	- Análises diárias - Dividido em sub- bacias
Dados de entrada	- Tipo de solo, uso e cobertura do solo - Topografia - Observação e previsão hidromet.	- Dados de observação meteorológica (temperatura e precipitação)	- Precipitação - Temperatura - Velocidade do vento - Uso e cobertura do solo - Parâmetros hidrológicos	- Precipitação - Nível fluviométrico
Dados de saída	Escoamento superficial (m ³ s ⁻¹)	- Vazão total (m ³ s ⁻¹) - Grau de saturação do solo	- Lâmina de escoamento (mm) - Vazão (m ³ s ⁻¹)	- Variação do nível fluviométrico

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Área de estudo

A bacia hidrográfica do rio Sapucaí integra a bacia do rio Grande, localizada nos estados de São Paulo (SP) e Minas Gerais (MG), na região Sudeste do Brasil (Figura 3.1). O rio Sapucaí nasce na Serra da Mantiqueira, no município de Campos do Jordão, estado de SP, a uma altitude de 1620 metros, percorrendo aproximadamente 343 km (34 km dentro do estado de SP e 309 km de MG) até desaguar no Lago de Furnas, entre os municípios de Paraguaçu e Três Pontas, em MG, com altitude de 780 metros (VIDA, 2010). A bacia é dividida em três trechos: alto, médio e baixo. Tendo em vista o objetivo do trabalho em estudar a viabilidade do uso do modelo LISFLOOD para estimar a vazão, com foco nos eventos de inundações, em uma seção do rio Sapucaí, no município de Itajubá (MG), torna-se importante o estudo de toda a área à montante do município. Portanto, a área de estudo deste trabalho compreende parte do trecho do alto Sapucaí, cobrindo uma extensão de 859 km².

Figura 3.1 – Localização da área de estudo no contexto nacional e regional.

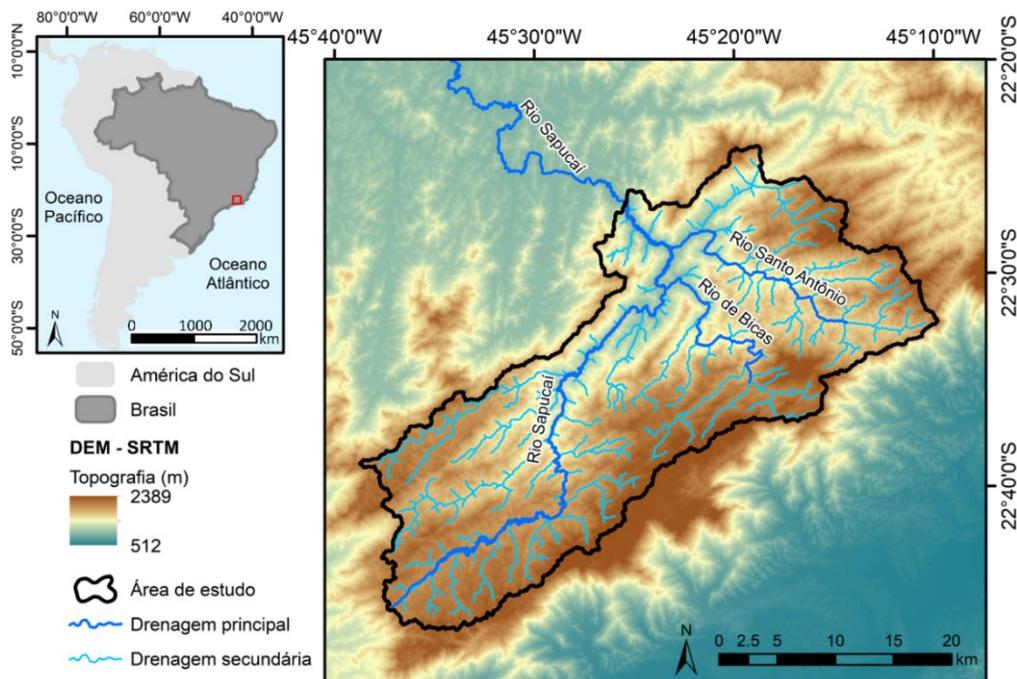


Fonte: Produção do autor.

A geomorfologia da região é definida pelo domínio tectônico do Escudo Brasileiro, cuja morfologia inclui o domínio dos Planaltos do Sul de Minas, a partir da Serra da Mantiqueira. O relevo predominante na região é em forma de

topo arredondado, com vertentes côncavo-convexas, planícies aluvionares abertas, vales encaixados e drenagem dendrítica. A área de estudo apresenta as maiores altitudes na região montanhosa da bacia, próximo as nascentes do rio Sapucaí, com elevações superiores a 2000 metros acima do nível do mar. Enquanto a área mais baixa localiza-se próximo a jusante da bacia, com valores de aproximadamente 850 metros de altitude (Figura 3.2).

Figura 3.2 – Rede de drenagem e topografia da área de estudo.



Fonte: Produção do autor.

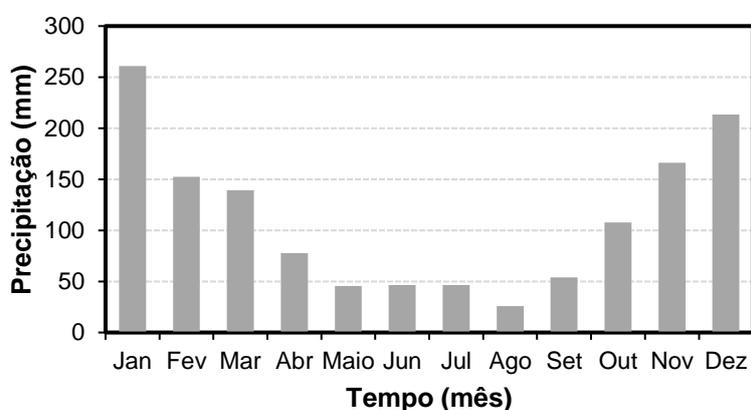
A vegetação original do trecho do alto Sapucaí corresponde às características do domínio da Mata Atlântica. Entretanto, as pressões - representadas pelas atividades econômicas, expansão urbana e de infraestrutura - sobre a vegetação no passado até os dias atuais, provocaram grandes alterações das características naturais da região. Foi observado um intenso desmatamento de seus ecossistemas naturais, com substituição da vegetação nativa por áreas de pastagens, culturas e silviculturas, além da expansão das áreas urbanas e da malha viária.

Seguindo a classificação climática de Köppen-Geiger, o clima da área é caracterizado pelo tipo Cwb (PEEL et al., 2007). Apresenta temperaturas

médias anuais entre 18°C e 19°C. Nos meses de setembro a março predominam as temperaturas mais elevadas, atingindo o máximo em dezembro e janeiro. Já nos meses de maio a agosto as temperaturas são consideravelmente baixas, atingindo o mínimo em junho e julho.

A precipitação média anual é de aproximadamente 1.500 mm e com base nos trabalhos de Reis et al. (2017b) e Rao et al. (2016), é possível identificar a variabilidade da precipitação ao longo do ano. Os seis meses mais chuvosos na região abrangem o período de outubro a março, sendo novembro, dezembro e janeiro os três meses com maiores valores médios de precipitação, e os seis meses mais secos correspondem ao período entre os meses de abril e setembro (Figura 3.3). O Plano Diretor da bacia do rio Sapucaí estimou uma vazão média do rio Sapucaí para a estação de coleta de dados em Itajubá de aproximadamente 21 m³ s⁻¹ e uma vazão máxima para o período de retorno de 10 anos de 207 m³ s⁻¹ (VIDA, 2010).

Figura 3.3 – Média mensal de precipitação entre os anos de 1970 e 2010 para a área de estudo.

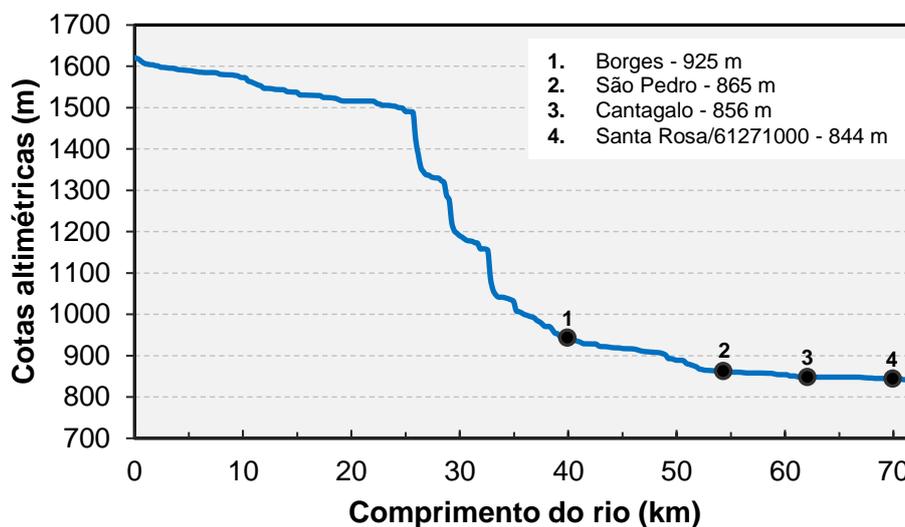


Fonte: Reis et al. (2017)

Com base no perfil longitudinal que descreve a variação da altitude do rio Sapucaí em relação a sua distância horizontal (Figura 3.4), o rio percorre uma distância de aproximadamente 72 km, desde sua nascente até a saída da área de estudo. As maiores declividades do rio Sapucaí encontram-se principalmente entre os quilômetros 25 e 40, que provocam uma maior

velocidade de escoamento do rio, aumentando a concentração na planície de inundação do rio no trecho a partir do quilômetro 55, local de baixa declividade do rio onde formou-se a área urbana de Itajubá (Figura 3.5), perfil que favorece as ocorrências de inundações. Portanto, o problema de inundações em Itajubá se dá, além das suas características geomorfológicas (REIS et al., 2017a), como resultado do processo histórico de formação do município, visto que sua área urbana se desenvolveu às margens do rio Sapucaí, em sua planície inundável, sendo recorrentemente atingido por este tipo de evento hidrometeorológico (Figura 3.5).

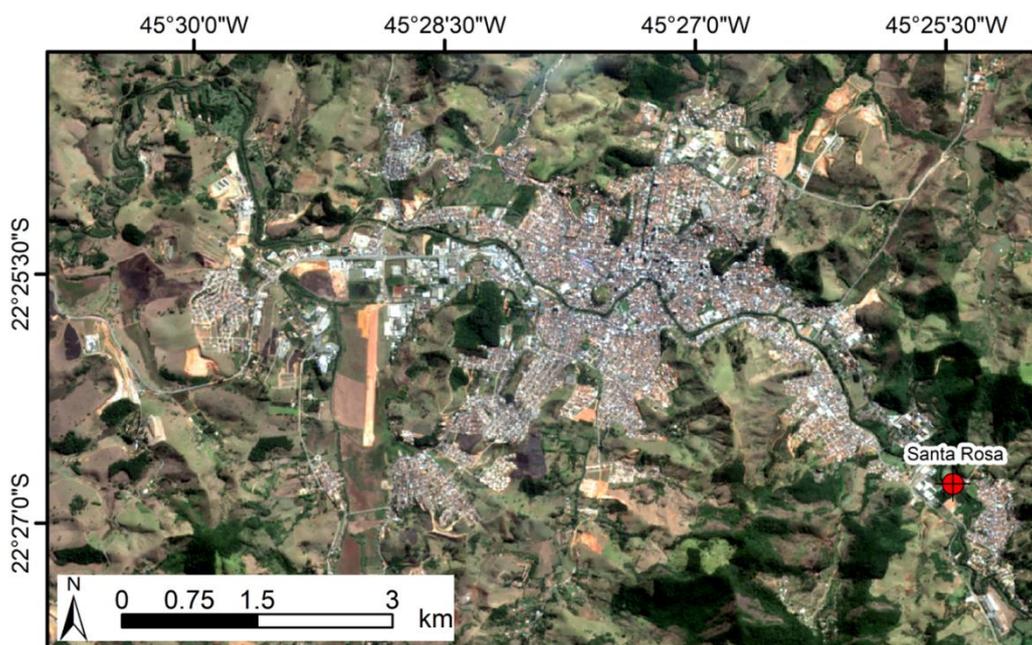
Figura 3.4 – Perfil longitudinal do rio Sapucaí presente na área de estudo extraído do MDE SRTM com a localização de 4 estações fluviométricas presentes.



Fonte: Produção do autor.

Pinheiro (2005) catalogou 74 eventos de inundações entre os anos de 1821 e 2003 no município de Itajubá e analisando a distribuição de chuvas na bacia com potencial de desencadear inundações no município, fez uma importante contribuição. Notadamente, a região está vulnerável à ocorrência de eventos hidrometeorológicos, porém, estes eventos ocorrem, principalmente, quando estão associados a chuvas distribuídas por toda a bacia. Os eventos de chuvas que desencadearam inundações, além da distribuição espacial, ainda apresentaram duração superior a 24 horas.

Figura 3.5 – Composição colorida R4G3B2 do Sentinel-2, adquirida em 26 de julho de 2016, sobre a área urbana de Itajubá e a localização da estação Santa Rosa e estação 61271000.



Fonte: Produção do autor.

A ocorrência de chuvas bem distribuídas espacialmente pela bacia, atingindo ao mesmo tempo as áreas de contribuição da cabeceira do rio Sapucaí e também dos seus principais afluentes à montante de Itajubá (rio de Bicas e Santo Antônio) (Figura 3.2) provoca o aumento do nível do rio Sapucaí, produzindo uma onda de cheia em direção à área urbana itajubense e, ocasionalmente, nos eventos mais extremos, resultando no transbordamento do rio e na ocorrência de inundação.

A Tabela 3.1 resume algumas características de doze grandes eventos de inundações ocorridos no município de Itajubá. O evento mais severo registrado aconteceu em 1874, quando o rio Sapucaí atingiu a cota 848,69 m, com pico de vazão de mais de $800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. O evento mais recente, ocorrido em 2009, superou a cota máxima do canal (cota 844 na altura da estação 61271000 da ANA), transbordando e atingindo a planície de inundação do rio Sapucaí com uma vazão estimada em aproximadamente $153 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. A Figura 3.6 contém

quatro imagens de eventos de inundações ocorridos em Itajubá ao longo dos anos.

Tabela 3.1 – Descrição de doze grandes eventos de inundações ocorridos no município de Itajubá entre 1874 e 2009.

Ano	Altura (m)	Cota (m)	Vazão (m³ s⁻¹)	Probabilidade (%)	TR (anos)
1874	10,55	848,69	823,59	0,21	485,53
1919	8,17	846,31	330,85	8,39	11,91
1929	9,58	847,72	567,91	1,41	70,91
1935	8,12	846,26	324,57	8,8	11,36
1940	8,17	846,31	330,85	8,39	11,91
1945	9,47	847,61	544,47	1,68	59,44
1949	4,86	843,00	116,83	42,01	2,38
1957	9,42	847,56	534,14	1,82	55
1979	8,37	846,51	357,2	6,88	14,53
1991	8,37	846,51	357,2	6,88	14,53
2000	9,3	847,44	510,13	2,18	45,91
2007	7,02	845,16	212,93	20,38	4,91
2009	6	844,14	153,02	32	3,13

Fonte: Barbosa et. al. (2015).

Figura 3.6 – Fotos históricas de eventos de inundações ocorridos em Itajubá (MG).



(a) Praça Wenceslau Brás, próximo à casa do Pres. Wenceslau Brás. Data: 04/02/1945. (b) Av. Cel. Carneiro Junior, em frente à Casa Dois Irmãos. Data: 17/01/1957. (c) Rua Eng. Vicente Sanches, em frente ao Supermercado Pilar. Data: 16/01/1991. (d) Av. Dr. Antônio Braga Filho. Conjunto Universitário da FEPI. Data: 02/01/2000.

Fonte: Pinheiro (2005).

3.2. Material

Os recursos utilizados para a execução deste trabalho são apresentados a seguir.

3.2.1. Dados hidrometeorológicos

3.2.1.1. Dados de estações hidrometeorológicas

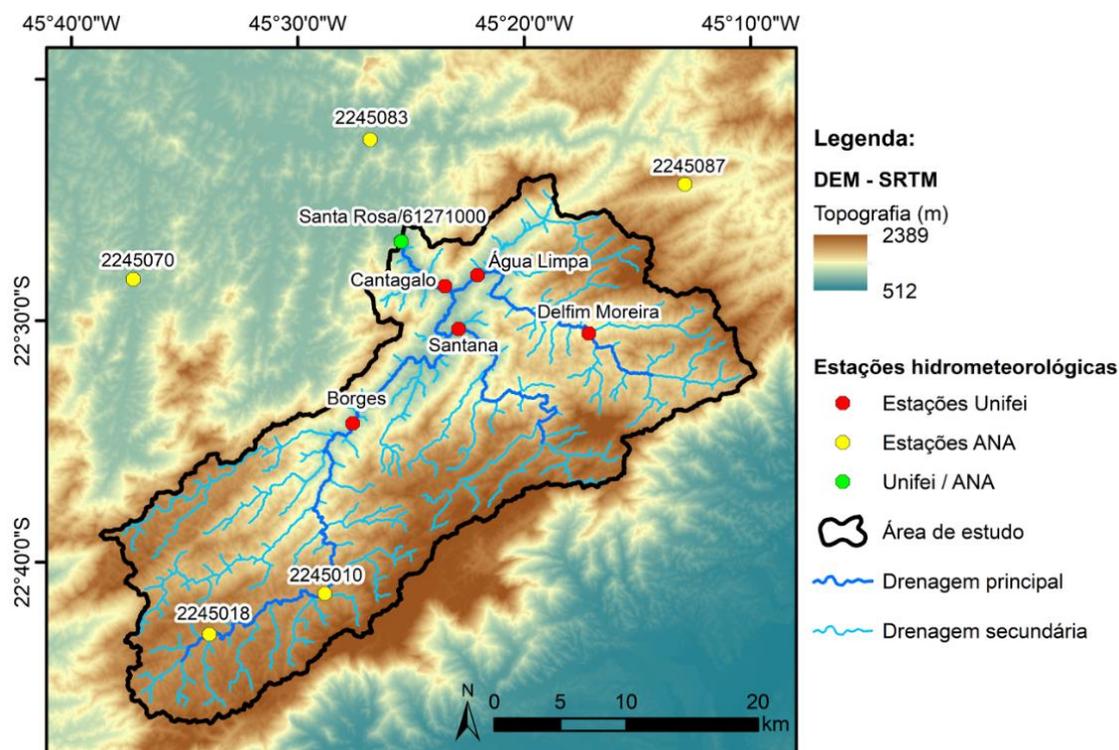
O conjunto de dados provenientes das estações hidrometeorológicas obtidos para a realização do trabalho foram fornecidos pela Universidade Federal de Itajubá (UNIFEI) por meio do Convênio UNIFEI-Copasa para o sistema de alerta de cheias na Bacia do Sapucaí e pela Agência Nacional de Águas (ANA)

através do Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH) (HidroWeb: <http://www.snirh.gov.br/hidroweb/>) (ANA, 2018).

O convênio entre a Companhia de Saneamento de Minas Gerais (Copasa) e a Universidade Federal de Itajubá (UNIFEI) surgiu em 2002 com o objetivo de criar um sistema de monitoramento de dados hidrometeorológicos por via de uma rede de coleta de dados. O sistema contou com um conjunto de estações de coleta de dados de precipitação e nível fluviométrico, distribuídos nos trechos do Alto e Médio Sapucaí. Contudo, tendo em vista a área de estudo deste trabalho, foram obtidos acesso aos dados de precipitação e nível fluviométrico de seis estações. Estes dados correspondem ao período de janeiro de 2009 a dezembro 2014, referentes às seguintes estações: Água Limpa, Borges, Cantagalo, Delfim Moreira, Santana e Santa Rosa – esta última localizada na saída da bacia hidrográfica (Figura 3.7).

Além dos dados cedidos pela UNIFEI, a ANA, através de seu portal Hidroweb, disponibiliza um grande conjunto de estações convencionais e por telemetria responsáveis pela coleta de dados de precipitação, nível e vazão de rios e dados de qualidade de água em todo território nacional. Para o trabalho, dados coletados por cinco estações pluviométricas (pontos amarelos na Figura 3.7) e uma série histórica de cota e vazão do rio Sapucaí oriundo da estação hidrológica 61271000 da ANA (ponto verde na Figura 3.7, localizado próximo à estação Santa Rosa) foram utilizados. Os dados abrangem o período de 1º de janeiro de 2007 a 31 de dezembro de 2014.

Figura 3.7 – Rede de drenagem e topografia da área de estudo com a localização das estações de coleta de dados.



Pontos vermelhos são as estações pluviométricas e fluviométricas cedidas pela UNIFEI; pontos amarelos representam dados das estações pluviométricas da ANA; e em verde a localização da estação Santa Rosa da UNIFEI e estação fluviométricas 61271000 da ANA.

Fonte: Produção do autor.

Todas as estações selecionadas e utilizadas neste trabalho foram escolhidas de acordo com a disponibilidade de dados para o período de análise (janeiro de 2007 a dezembro de 2014), pela baixa presença de falhas e pela sua distribuição espacial. Com o intuito de gerar melhores mapas de precipitação por interpolação da região, também foram consideradas estações pluviométricas localizadas fora da área de estudo, mas próximas (Figura 3.7). A Tabela 3.2 apresenta um resumo sobre as 12 estações de coleta de dados utilizadas no trabalho.

Tabela 3.2 – Resumo das estações de coleta de dados disponíveis. Na coluna Tipo, P são dados pluviométricos, N de nível do rio e V referente a disponibilidade de dados de vazão.

Estação/Responsável	Tipo	Elevação (m)	Latitude (°)	Longitude (°)
2245018/ANA	P	1585	-45,567	-22,717
2245087/ANA	P	1479	-45,215	-22,407
2245070/ANA	P	853	-45,622	-22,471
2245010/ANA	P	1516	-45,481	-22,689
2245083/ANA	P	854	-45,447	-22,376
61271000/ANA	N/V	844	-45,424	-22,446
Borges/UNIFEI	P/N	925	-45,460	-22,572
Água Limpa/UNIFEI	P/N	858	-45,368	-22,469
Delfim Moreira/UNIFEI	P/N	1203	-45,286	-22,510
Cantagalo/UNIFEI	P/N	856	-45,392	-22,477
Santa Rosa/UNIFEI	P/N	844	-45,424	-22,446
Santana/UNIFEI	P/N	864	-45,382	-22,507

Os dados de precipitação observada provenientes das estações pluviométricas deram origem a dois conjuntos de dados de precipitação: (i) uma série temporal com o valor médio diário de precipitação na área de estudo utilizada na fase de validação dos produtos de precipitação por satélite; e (ii) mapas diários de precipitação interpolada para servir como forçantes do modelo LISFLOOD. A série histórica de vazão foi empregada durante a fase de calibração e validação do modelo, servindo para comparar e avaliar o desempenho das simulações com o modelo.

Maiores detalhes sobre o processo de organização, preenchimento de falhas e interpolação espacial destes dados são apresentados na seção 3.3.2.

3.2.1.2. Dados sobre as condições de evapo(transpi)ração e temperatura

O modelo LISFLOOD exige dados de entrada de taxa de evaporação potencial da superfície terrestre (mm dia^{-1}), evapotranspiração potencial (mm dia^{-1}) e temperatura média diária ($^{\circ}\text{C}$). A seguir a fonte e descrição dos três conjuntos de dados utilizados.

O *Global Land Evaporation Amsterdam Model* (GLEAM) é um conjunto de algoritmos que estima, separadamente, diferentes componentes da evapotranspiração terrestre baseado em observações por satélites, dados de reanálises e de estações em superfície (MARTENS *et al.*, 2017). O método tem sido regularmente revisado desde seu início, em 2011, com objetivo de incorporar novas variáveis geofísicas observadas por satélites e melhorar a representação dos processos físicos. No método GLEAM a equação de Priestley e Taylor é utilizada para o cálculo da evaporação potencial baseado na temperatura do ar e no saldo de radiação (PRIESTLEY; TAYLOR, 1972). Uma série histórica de dados diários de evaporação potencial do período de 2007 a 2014, com resolução espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, distribuída gratuitamente no site do projeto (www.gleam.eu) foi adquirida para execução do modelo no presente trabalho.

O *United States Geological Survey* (USGS)/*Famine Early Warning System Network* (FEWS NET) com o objetivo de atender as necessidades dos projetos agro-hidrológicos para o monitoramento das condições de seca e inundação em regiões ausentes de dados ao redor do mundo, passou a estimar valores de evapotranspiração potencial (ETP) diário para todo o globo. A ETP é calculada a partir de dados de parâmetros climáticas extraídos das análises do *Global Data Assimilation System* (GDAS). O FEWS NET utiliza a equação de Penman-Monteith para cálculo de ETP diária, tendo como dados de entrada: temperatura do ar, pressão atmosférica, velocidade do vento, umidade relativa e radiação solar (ALLEN *et al.*, 1998). Os dados de ETP apresentam resolução espacial de 1° (~ 100 km), cobrindo toda a extensão global.

Dados de temperatura global disponibilizados pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) e *Earth System Research Laboratory* (ESRL) através do site <https://www.esrl.noaa.gov/psd/> foram utilizados para cálculo da temperatura média na área de estudo. Os dados de temperatura disponíveis são de mínima e máxima, atualizados diariamente e com resolução espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$.

3.2.2. Estimativas de precipitação por satélite

3.2.2.1. TRMM Multisatellite Precipitation Analysis

O *Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA)* foi projetado para combinar as estimativas de precipitação de vários satélites e, quando disponível, dados pluviométricos com o objetivo de fornecer o melhor mapa de precipitação global (HUFFMAN et al., 2007). A estimativa de precipitação é resultado de uma técnica multissensores que combina dados de microondas passivo coletados por vários satélites de baixa órbita e de dados do canal infravermelho (~10,7 μm) provenientes de uma constelação internacional de satélites em órbita geossíncrona. Dados da região de microondas possuem uma forte relação física com os hidrometeoros que resultam em precipitação, contudo cada satélite individualmente provê baixa amostragem espacial e temporal de ocorrência de precipitação. Esta carência de dados é suprida combinando dados de infravermelho que apresentam excelente cobertura espacial (4 x 4 km) e temporal (meia hora).

O TMPA é calculado duas vezes como parte da rotina de processamento dos dados TRMM: o primeiro é o produto de monitoramento em tempo real (3B42TR), disponibilizado aproximadamente 9 horas após a coleta dos dados, e o segundo o produto de pós-análise (3B42). O produto de pós-análise TRMM 3B42 passa por um processo adicional de calibração, onde são utilizadas estimativas do TRMM *Combined Instrument (TCI)*, que combina dados do TRMM *Microwave Imager (TMI)* e do *Precipitation Radar (PR)*, e de dados mensais de estações pluviométricas do *Global Precipitation Climatological Center (GPCC)* e do *Climate Assessment and Monitoring System (CAMS)*.

Para este trabalho, foi utilizado o produto de pós-análise TRMM 3B42 versão 7, com resolução temporal de 3 horas (mm h^{-1}) e espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ para o período de janeiro de 2007 até dezembro de 2014. Mais detalhes e informações sobre o algoritmo 3B42 pode ser encontrando em Huffman et al. (2007).

3.2.2.2. Algoritmo Hidroestimador

O Hidroestimador é um método automático que utiliza uma relação empírica exponencial entre a precipitação estimada por radar e a temperatura de brilho do topo das nuvens, extraídas do canal infravermelho do satélite *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES), para estimar taxas de precipitação em tempo real (CPTEC, 2018; SCOFIELD; KULIGOWSKI, 2003). O algoritmo utiliza dois importantes fatores para ajustar automaticamente a taxa de precipitação: (1) a correção *parallax* que é usada para proporcionar uma melhor localização dos núcleos de precipitação; e (2) e correção orográfica para ajustar a taxa de precipitação em terrenos complexos devido à falta de outras fontes de dados, como radar e pluviômetros (VINCENT et al., 2002).

O algoritmo Hidro foi desenvolvido com o intuito de superar, entre outras limitações, a dependência do método americano Autoestimador nas estimativas de precipitação por radar, visto que muitas regiões não possuem cobertura de radar ou estações pluviométricas para ajuste de suas estimativas (SCOFIELD; KULIGOWSKI, 2003). O atual Hidroestimador implementado operacionalmente na Divisão de Sistemas e Satélites Ambientais (DSA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) foi adaptado para as condições e estrutura da precipitação encontrada sobre a América do Sul (CPTEC, 2018).

Os produtos de estimativas de precipitação do Hidroestimador estão disponíveis em resolução espacial de 4 km e temporal de 15-30 minutos (mm h^{-1}), além do produto diário (mm d^{-1}).

3.2.3. Modelo digital de elevação

O projeto *Hydrological Data and Maps Based on Shuttle Elevation Derivates at Multiple Scales* (HydroSHEDS) foi desenvolvido no *Conservation Science Program* do *World Wildlife Fund* (WWF) e provê dados topográficos em múltiplas resoluções para diversas aplicações hidrológicas, dentre eles, para a execução de modelos hidrológicos distribuídos (LEHNER et al., 2008). Os mapas topográficos do projeto são gerados a partir de uma sequência de

processos de reamostragem da maior (90 m) até a menor resolução espacial (1 km), tendo como base principal os dados topográficos do modelo digital de elevação (MDE) *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) de resolução espacial 3 arco-segundos (aproximadamente 90 metros) (LEHNER et al., 2008).

O MDE adquirido para o trabalho apresenta resolução espacial de 30 arco-segundos, aproximadamente 1 km, e tem sido utilizado em diferentes aplicações hidrológicas que atestam a qualidade das informações (GONG et al., 2011, WU et al., 2012b, FLUET-CHOUINARD et al., 2015). A adoção da resolução espacial de 1 km, se deu em função da recomendação feita por Van der Kniff et al. (2008) para aplicações com o modelo LISFLOOD, capacidade computacional e compatibilidade com a resolução espacial dos demais dados de entrada do modelo.

Neste trabalho, o MDE serviu como dado de entrada para delimitação da bacia hidrográfica, extração da rede de drenagem, definição da direção de fluxo local (*local drainage direction* - LDD) e cálculo do gradiente topográfico. Os dados e informações hidrológicas geradas pelo projeto HydroSHEDS estão disponíveis na página <http://hydrosheds.org>.

3.2.4. Imagens de satélite

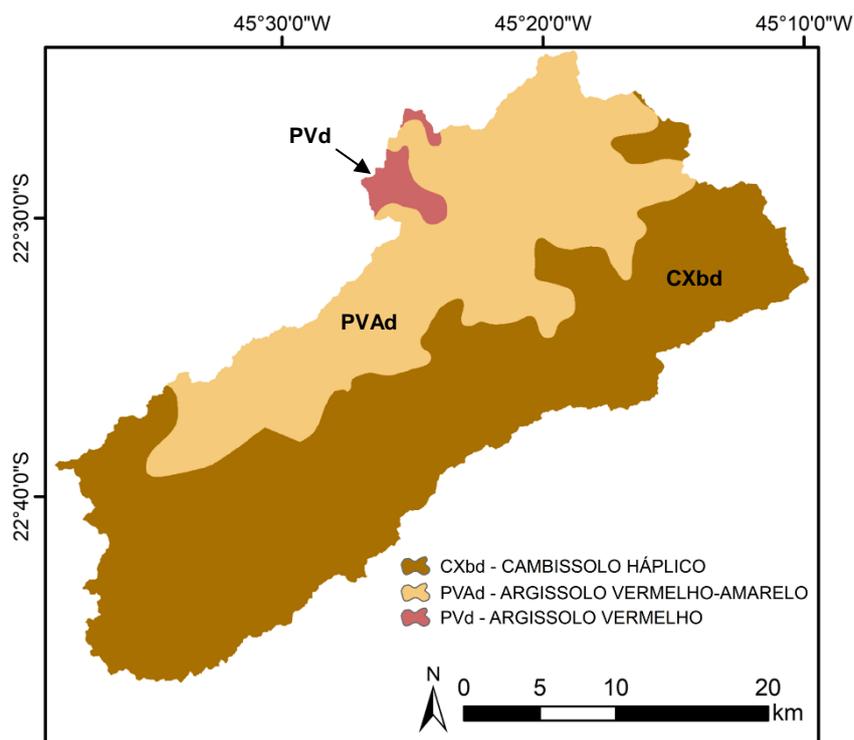
Uma imagem oriunda do sensor *Operational Land Imager* (OLI) a bordo do satélite Landsat 8 foi utilizada para classificação de uso e cobertura da terra. A imagem corresponde à órbita/ponto 218/76, adquirida em 19 de janeiro de 2015, apresentando resolução espacial de 30 metros (exceto para a banda pancromática de 15 metros) e radiométrica de 12 bits (4096 níveis de cinza) (ROY et al., 2014).

3.2.5. Dados de solo

Foram utilizados os mapas de solos elaborados pela Fundação Estadual do Meio Ambiente de Minas Gerais (FEAM) para todo o Estado de MG na escala de 1:650.000 (ABRAHÃO; MARQUES, 2013) e da Empresa Brasileira de

Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) na escala de 1:5.000.000 para preencher o trecho da área de estudo localizada no Estado de SP (EMBRAPA, 2006). O mapa de solos é apresentado na Figura 3.8. Os dados de solo atendem à demanda do modelo LISFLOOD sobre informações acerca das propriedades hidráulicas e profundidade do solo da região.

Figura 3.8 – Distribuição espacial dos tipos de solo na área de estudo.



Fonte: Produção do Autor

O acesso aos dados do Banco de Solos de Minas Gerais está disponível e pode ser consultado nos sites da FEAM (<http://www.feam.br>), da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (<http://www.sbcs.org.br>) ou Departamento de Solos da UFV (<http://www.dps.ufv.br>).

3.2.6. Índice de área foliar

O Índice de Área Foliar (IAF) é uma variável biofísica, descrita pela razão entre a área foliar do dossel e a unidade de superfície projetada no solo ($m^2 m^{-2}$) e que apresenta mudanças de forma relativamente lenta ao longo do tempo. O LISFLOOD faz uso do IAF para estimar os processos relacionados à

vegetação, tais como interceptação, evaporação e transpiração. Para caracterizar a dinâmica temporal e espacial, foram adquiridos mapas de IAF para cada mês dos anos do período de análise. Myneni et al. (2002) descreveram o produto MODIS-LAI, de cobertura global, como solução para aquisição dos valores de IAF, também utilizado na aplicação do modelo LISFLOOD por Van der Kniff et al. (2008). Neste trabalho, foi utilizado o produto MOD15A2H versão 6 MODIS nível 4, de resolução espacial de 500 metros e temporal de 8 dias. O algoritmo desenvolvido escolhe o “melhor” *pixel* disponível entre todas as aquisições do sensor MODIS durante o período de 8 dias para o cálculo do IAF.

3.2.7. Programas computacionais

Optou-se para o desenvolvimento do trabalho recursos computacionais de disponibilização gratuita e com potencial para manipular grandes conjuntos de dados geográficos.

TerraHidro

O Sistema para Modelagem Hidrológica Distribuída, denominada TerraHidro, é um *plugin* do aplicativo TerraView que tem como objetivo atender a demanda por ferramentas que auxiliem trabalhos e estudos na área de hidrologia. O aplicativo permite a geração automática de informações hidrológicas (extração da rede de drenagem, delimitação de bacias, correção da grade altimétrica, declividade, LDD, área de contribuição, entre outros) com base em uma grade regular (exemplo: MDE SRTM e HydroSHEDS), reduzindo o tempo de processamento e trabalho, porém, sem o detrimento da qualidade dos resultados (ROSIM et al., 2013).

PCRaster

O PCRaster é um sistema de informação geográfica (SIG) que possui sua própria linguagem de programação dinâmica incorporada, beneficiando sua utilização para aplicações de modelagem hidrológica distribuída (KARSSENBERG et al., 2010). O LISFLOOD está implementado no PCRaster

e é escrito em uma combinação da linguagem de modelagem dinâmica PCRaster com a linguagem de programação Python.

Python

Python é uma poderosa linguagem de programação, gerenciada pela organização sem fins lucrativos *Python Software Foundation* e distribuída gratuitamente (PYTHON, 2018). Apresenta uma linguagem de alto nível, orientada a objetos e funcional que prioriza a legibilidade do código. O Python combina poderosos recursos de sua biblioteca padrão com módulos desenvolvidos por terceiros, que ampliam sua capacidade de utilização para diferentes áreas de aplicações, como na manipulação de dados geoespaciais.

R

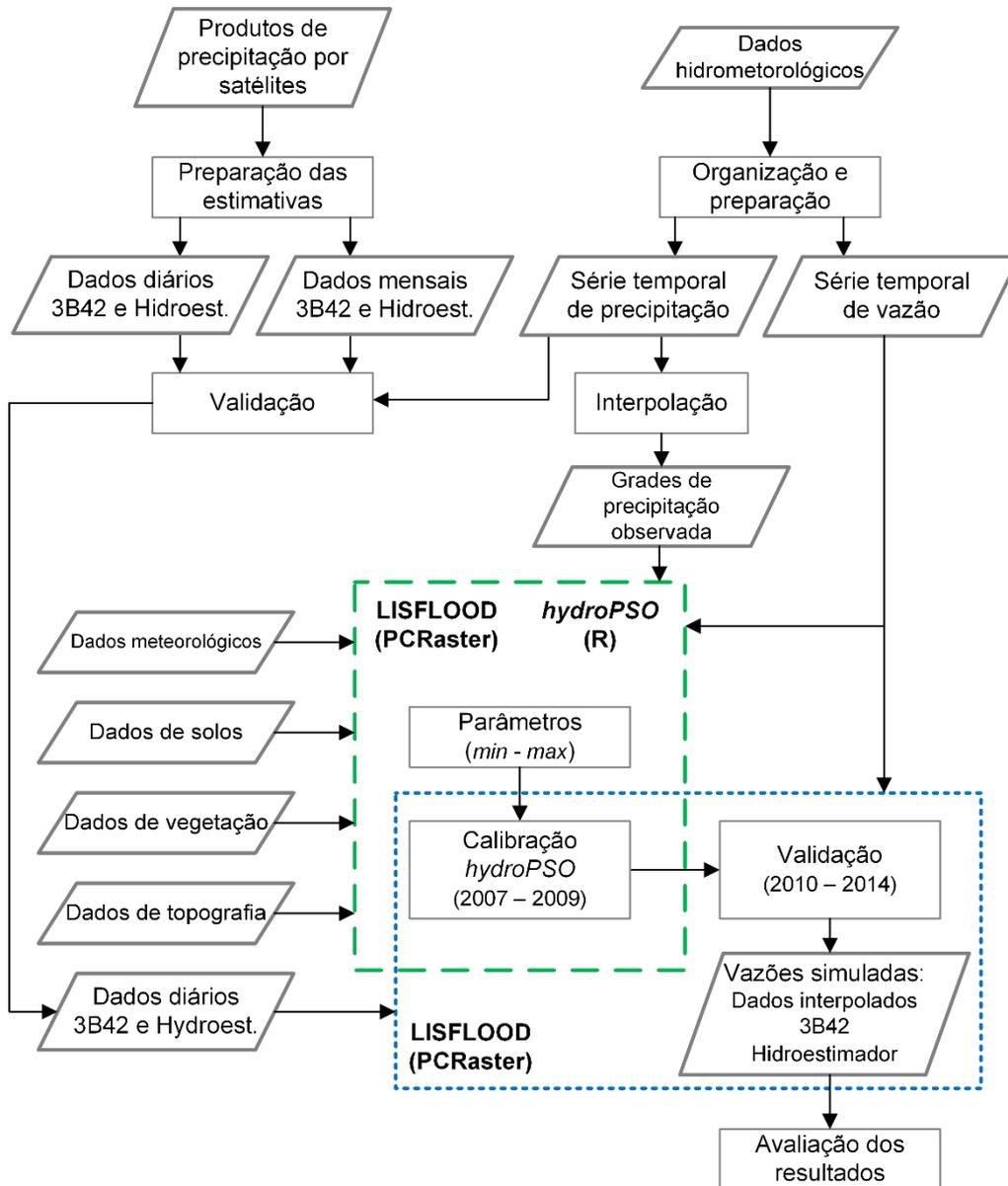
O R é uma linguagem de programação gratuita que, por meio de um ambiente de desenvolvimento integrado, permite o desenvolvimento de inúmeras análises estatísticas. R usa uma interface de linha de comando para maximizar seu potencial e flexibilidade, e sua funcionalidade se destaca na análise de dados exploratórios, na facilidade de produção de gráficos de alta qualidade e vasta documentação disponível. Além de seu propósito originalmente estatístico, a linguagem apresenta uma capacidade altamente expansível a partir da utilização de pacotes que oferecem funções específicas, por exemplo para a manipulação e a análise de dados geográficos (R, 2017).

3.3. Metodologia

Nesta seção, é descrita a sequência metodológica de desenvolvimento do trabalho. A metodologia divide-se em quatro principais etapas: (i) preparação e validação dos dados de precipitação por satélite, (ii) preparação dos dados de entrada do modelo LISFLOOD, (iii) calibração e a validação do modelo calibrado com os diferentes conjuntos de dados de precipitação e a (iv) avaliação dos resultados por meio de métricas estatísticas.

O fluxograma da Figura 3.9 apresenta as principais etapas da metodologia do trabalho. Os dados de precipitação por satélite foram previamente validados para testar sua confiabilidade para gerar estimativas de precipitação para a região. Na sequência foi realizado o levantamento, preparação e organização dos diferentes conjuntos de dados de entrada e dos dados hidrometeorológicos utilizados para calibração e validação do modelo LISFLOOD. Um grupo de parâmetros do LISFLOOD foi calibrado automaticamente por meio do pacote do R *hydroPSO*. O modelo calibrado passou por um processo de validação para avaliação da qualidade do ajuste.

Figura 3.9 – Fluxograma geral do trabalho.



Fonte: Produção do autor.

Por fim, foi feito uso de índices com base na tabela de contingência, tendo em vista fornecer informações sobre a capacidade do modelo ajustado em simular os picos de vazão, relacionados aos eventos de inundações na região.

3.3.1. Organização da série temporal de dados hidrometeorológicos

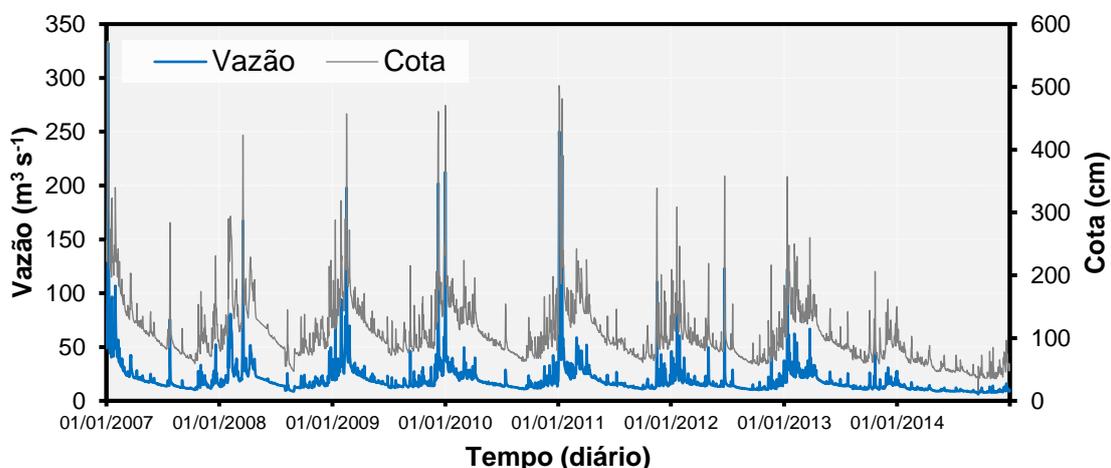
Os dados de cinco estações pluviométricas e uma fluviométrica da ANA (Figura 3.7) são coletados uma vez por dia, às 7 horas (-3 UTC). Dessa forma, o dado

diário de precipitação, por exemplo, representa o acumulado das 7 horas do dia anterior até as 7 horas do dia da medição. Enquanto os dados de precipitação e nível do rio provenientes das seis estações cedidas pela UNIFEI (Figura 3.7) são coletadas em intervalos menores de tempo, variando de 10 em 10 minutos até períodos com intervalos de 1 hora. A variação do intervalo dos dados da UNIFEI se deve ao fato da possibilidade e necessidade de aumentar a frequência de coleta de dados durante os eventos de precipitação, de modo a auxiliar na observação do fenômeno de formação de eventos de inundações.

Os dados de precipitação fornecidos pela UNIFEI foram acumulados em dados diários para coincidir com as observações diárias de pluviometria fornecidas pela ANA. Dessa forma, foi obtido uma série temporal de dados observados de precipitação em intervalos diários para o período de 2007 a 2014, sendo que os dados da UNIFEI cobrem apenas ao período de 2009 a 2014.

A série histórica de janeiro de 2007 a dezembro de 2014 de dados de vazão obtida da estação 61271000, localizada na saída da área de drenagem, foi utilizada como fonte de dados para a fase de calibração e validação do modelo hidrológico, assim como base para cálculo das estatísticas de desempenho do modelo. A Figura 3.10 apresenta toda a série histórica de cota e vazão disponível para o trabalho.

Figura 3.10 – Série temporal de cota e vazão da estação 61271000 da ANA.



Fonte: Produção do autor.

3.3.1.1. Precipitação média na área de estudo

Para validar os dados de precipitação por satélite, foram utilizados os dados dos pluviômetros disponíveis na região para a comparação e análise de cada produto de satélite utilizado no trabalho para simulação do modelo LISFLOOD.

O valor médio da precipitação observada sobre a bacia hidrográfica foi obtido pelo método do Polígono de Thiessen, que considera a não uniformidade na distribuição espacial das estações pluviométricas, na qual simplesmente admite uma variação linear da precipitação entre as estações (WMO, 1994; CURTARELLI et al., 2014). Sintetizando, o método define uma área de influência para cada estação dentro da bacia, na qual a precipitação média é calculada ponderando-se os valores de precipitação pela área de influência de cada estação (WMO, 1994). Os dados médios de precipitação foram organizados em dados diários e mensais.

3.3.1.2. Mapas diários de precipitação a partir das estações pluviométricas

A partir dos dados de precipitação das estações pluviométricas, foram gerados mapas diários representando a variabilidade espacial da precipitação na área

de estudo. Estes mapas foram utilizados como forçantes do modelo durante as fases de calibração e validação.

Os mapas de precipitação foram adquiridos aplicando o método de interpolação com base no Polígono de Thiessen, no qual se cria uma área de influência para cada estação dentro da bacia. Deste modo, atribuiu-se um valor de precipitação oriundo da estação pluviométrica mais próxima para cada *pixel* do mapa, resultando em uma grade com resolução espacial de 1 x 1 km. Como resultado, obteve-se mapas diários de precipitação para todo o período de janeiro de 2007 a dezembro de 2014.

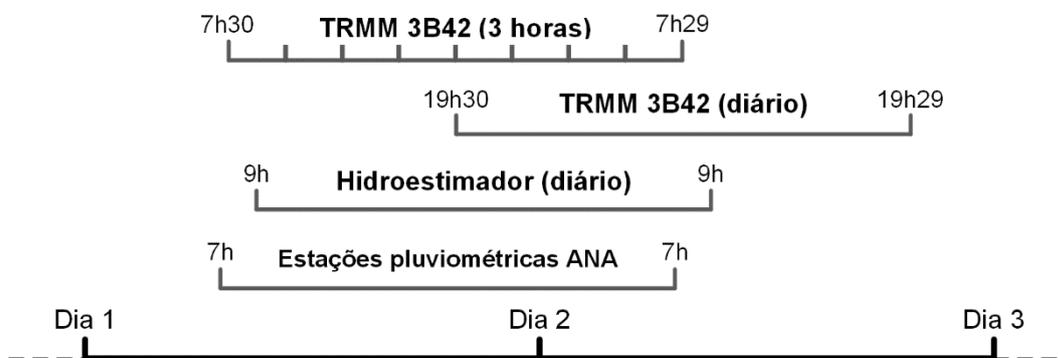
3.3.2. Preparação das estimativas de precipitação por satélite

Os dados diários de precipitação e vazão das estações da ANA são coletados diariamente às 7h do horário local (-3 UTC). Embora disponível, os produtos diários do TRMM 3B42 e do Hidroestimador são resultados da soma da precipitação em intervalos diferentes do acumulado pelas estações da ANA. O produto diário TRMM 3B42 original usa como referência o *Coordinated Universal Time* (UTC) e é derivado de oito arquivos do produto TRMM 3B42 de 3 horas de resolução temporal. O primeiro arquivo 3B42 tem início às 19h30 (-3 UTC) do dia anterior e o último termina às 19h29 (-3 UTC) do dia registrado no dado diário. Já o Hidroestimador é resultado do acumulado entre as 9h (-3 UTC) do dia anterior até as 9h (-3 UTC) do dia seguinte, que representa o dia de referência do dado diário. Portanto, os dados diários não coincidem com o horário de coleta dos pluviômetros da ANA, o que impede a comparação direta entre estes dados diários.

Para minimizar este problema, os valores de acumulado diário do TRMM foram calculados a partir dos valores referentes ao arquivo das 9h (-3 UTC) do dia anterior até às 6h (-3 UTC) do dia seguinte, que representa o dia de referência do dado diário. O produto diário do Hidroestimador foi calculado de forma a coincidir com os dados da ANA, resultado da soma dos dados das 7 horas do dia anterior, até as 7 horas do dia seguinte. A Figura 3.11 ilustra o que representa em horário local (-3 UTC) o dado diário utilizado no trabalho,

minimizando a falta de sincronia dos dados diário da ANA e do produto 3B42 diário.

Figura 3.11 – Referência horário de cada dado em horário local (-3 UTC).



Fonte: Produção do autor.

3.3.2.1. Precipitação média das estimativas de precipitação por satélite

A precipitação média diária na área de estudo foi obtida pelo método de média ponderada pela área do *pixel* contido dentro da área de estudo. Portanto, foram extraídas médias diárias de precipitação dos dados do produto 3B42 do TRMM e do Hidroestimador. Além do dado diário, foi calculado o acumulado mensal para comparação e análise com os dados de referência (estações pluviométricas da ANA e UNIFEI). O cálculo da média ponderada foi realizado no software estatístico R (R, 2016) com o pacote *raster* (HIJMANS, 2015).

3.3.2.2. Validação dos dados de precipitação por satélite

A avaliação das estimativas de precipitação por satélite para a área de estudo foi realizada para o período de 1º de janeiro de 2007 a 31 de dezembro de 2014, a partir da comparação entre a série temporal de valores médios diários de precipitação provenientes das estações pluviométricas com as duas séries temporais de precipitação média calculada com as estimativas de precipitação de cada produto de satélite.

A validação focou nas características da precipitação relevantes para aplicações hidrológicas, como o desempenho dos produtos por satélite em

estimar a precipitação nas escalas diária e mensal e a capacidade de reproduzir dias sem chuva e eventos diários com precipitação acima de um limiar fixo.

Baseado nos trabalhos de Curtarelli et al. (2014) e Duan e Bastiaanssen (2013), a validação foi realizada por meio da análise de erro ($P_{satélite} - P_{pluviômetro}$), correlação linear, viés e raiz do erro quadrático médio (REQM). Para facilitar a comparação e a discussão dos resultados com a literatura, foi calculado o valor relativo de cada indicador estatístico com base na precipitação média estimada pelos dados de referência para todas as escalas temporais. Foi considerado o REQM relativo para avaliar a confiabilidade dos produtos de precipitação por satélite, apoiado pelo trabalho de Franchito et al. (2009), que consideraram valores relativos inferiores a 50% como confiáveis.

Além das estatísticas mencionadas, a habilidade do sensor remoto em estimar eventos pluviométricos extremos (90º percentil dos dados observados) (Mehran; Aghakouchak, 2014) e dias sem chuva ($p = 0 \text{ mm dia}^{-1}$) foi feita com base em uma tabela de contingência (Tabela 3.2) (ALFIERI et al., 2013; THIEMIG et al., 2015). A tabela contém quatro valores que são calculados com base nas observações das estações pluviométricas e estimados por sensoriamento remoto.

Tabela 3.2 – Formato da tabela de contingência.

		Observado	
		Sim	Não
Estimado	Sim	Acerto (A)	Falso alerta (FA)
	Não	Falha (F)	Negativo verdadeiro (NV)

A partir dos valores da tabela de contingência, Peirce (1884) formulou uma medida para avaliar seus valores, denominada *Peirce Skill Score* (PSS), dada por:

$$PSS = POD - POFD = \frac{A}{A + F} - \frac{FA}{FA + NV}$$

onde POD é a probabilidade de detecção (*probability of detection*) e POFD representa a probabilidade de detecção de falso alerta (*probability of false detection*). O valor de PSS varia entre -1 e 1. PSS maior do que zero indica que o número de acertos foi superior ao número de falsos alertas, revelando que os dados por sensoriamento remoto têm alguma habilidade em estimar a precipitação na bacia hidrográfica (ALFIERI et al., 2013).

3.3.3. Mapa de uso e cobertura da terra

As classes de uso e ocupação da terra foram extraídas por meio de classificação supervisionada por *pixel*, através do algoritmo de Máxima Verossimilhança (*Maxver*), seguindo as orientações propostas por Xu (2007). O autor encontrou melhores resultados na classificação quando se utiliza os índices MNDWI (*Modified Normalized Difference Water Index*), NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) e NDBI (*Normalized Difference Built-up*), gerados a partir das imagens do sensor OLI a bordo do satélite Landsat 8. Foram definidas as classes (i) área urbana, (ii) solo exposto, (iii) campo, (iv) floresta e (v) corpos d'água para a classificação.

O resultado da classificação original foi um mapa de uso e cobertura da terra de resolução espacial de 30 metros. Em vista da resolução definida para execução do modelo LISFLOOD, de 1 km, o mapa original foi convertido para a resolução de 1 km, preservando a proporção original de cada classe dentro de cada *pixel*. No Apêndice A é apresentado a classificação e a validação do mapa original de uso e cobertura da terra utilizada no trabalho.

3.3.4. Informações do mapa de solos

Os dados de solo foram utilizados para informar o modelo LISFLOOD sobre profundidade e textura do solo na área de estudo. Segundo a EMBRAPA (2006), as classes CXbd (CAMBISSOLO HÁPLICO Distrófico), PVAd (ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico) e PVd (ARGISSOLO VERMELHO Distrófico) apresentam em torno de 100 cm de profundidade. De

acordo com a FEAM (2010), a textura do solo da região é argilosa para classe CXbd e média/argilosa para as classes PVAd e PVd.

Para utilização no LISFLOOD, cada classe textural é convertida em um valor adimensional, chamado de índice de tamanho de poros (*pore size index* - λ), para o cálculo da equação de van Genuchten (VAN GENUCHTEN, 1980), responsável pela simulação da condutividade hidráulica e condição de umidade do solo. Conforme a classificação de textura do solo para aplicação no LISFLOOD apresentada por Bódís (2009), a textura média/argilosa se enquadra na classe 3 ($\lambda = 0,2539$) e a textura argilosa na classe 4 ($\lambda = 0,1012$).

3.3.5. Extração de dados hidrológicos a partir do MDE

O TerraHidro foi utilizado para a geração automática das informações hidrológicas necessárias para o trabalho. Os dados foram extraídos a partir do MDE HydroSHEDS, de 1 km de resolução espacial, gerando mapas sobre a delimitação da bacia hidrográfica, rede de drenagem, a grade LDD e de gradiente topográfico.

3.3.6. Calibração e validação do modelo LISFLOOD

A calibração de um modelo é entendida como um processo pelo qual determinados parâmetros chave do modelo são ajustados dentro de intervalos fisicamente viáveis e que visam alcançar um bom ajuste entre as variáveis observadas e simuladas (ZAMBRANO-BIGIARINI; ROJAS, 2013). Assim como quase todos os modelos distribuídos, o LISFLOOD requer a calibração de alguns parâmetros antes de sua aplicação (VAN DER KNIFF et al., 2008). Para este trabalho foi realizada a calibração de parâmetros que exercem forte influência nos valores simulados de vazão pelo LISFLOOD.

A Tabela 3.3 apresenta os parâmetros para calibração do modelo. Os parâmetros *UZTC* e *LZTC* refletem o tempo de residência da água nas camadas subterrâneas superior e inferior, respectivamente, controlando o tempo e a quantidade do fluxo de saída da água reservada nestas camadas. O valor de percolação de água subterrânea (*GwPV*) controla o fluxo de água da

camada superior para a camada inferior de águas subterrâneas. A perda de água subterrânea (*GwLoss*) expressa a fração de perda da água que entra na camada subterrânea por percolação (*GwPV*). O parâmetro *b* do método de Xinanjiang (*b_Xinan*) representa um valor empírico utilizado para simular a infiltração, controlando a fração de área saturada dentro de uma célula da grade que contribui para o escoamento. A constante *PPrefFlow* é um parâmetro empírico da função que descreve o fluxo de água que ignora a matriz do solo e é drenada diretamente para a zona superior de água subterrânea. O parâmetro *CCM* é um multiplicador aplicado ao mapa de rugosidade de Manning do canal de drenagem. Quanto maior o valor de rugosidade, maior a resistência que a água sofrerá, resultando em um menor valor de fluxo de água. Por fim, considerando as incertezas existentes nos valores de evapotranspiração, o parâmetro *CalEvap* é um multiplicador que visa corrigir o viés dos dados de entrada de evapotranspiração no modelo.

Tabela 3.3 – Parâmetros do modelo LISFLOOD relevantes para calibração.

Nome do Parâmetro	ID	Unidade	Intervalo		Valor padrão
			Min	Max	
Tempo de permanência da água na zona superior	UZTC	d	3	40	15
Tempo de permanência da água na zona inferior	LZTC	d	50	2500	1000
Valor de percolação de água subterrânea	GwPV	mm d ⁻¹	0,5	2	0,5
Perda de água subterrânea	GwLoss	-	0,01	0,35	0
Parâmetro da equação de infiltração	b_Xinan	-	0,01	1	0,6
Constante da equação de fluxo preferencial para zona superior de água subterrânea	PPrefFlow	-	0,5	8	3,5
Multiplicador aplicado ao mapa de rugosidade de Manning do canal de drenagem	CCM	-	0,1	15	1,5
Multiplicador aplicado ao mapa de rugosidade de Manning	CCM2	-	0,1	15	3
Multiplicador para os dados de entrada de evapotranspiração	CalEvap	-	1	10	1

Em geral, o processo de calibração pode ser realizado de duas formas: (i) calibração semi-intuitiva ou manual, na qual demanda tempo e esforço (tentativa e erro); e (ii) calibração automática, mais rápida e baseada em algoritmos responsáveis por otimizar o ajuste dos parâmetros de forma automática a partir de regras (ZAMBRANO-BIGIARINI; ROJAS, 2013).

Zambrano-Bigiarini e Rojas (2013) desenvolveram o software *hydroPSO*, um pacote independente do R utilizado para a calibração automática de diversos modelos. O pacote possibilita a análise de sensibilidade, a calibração de parâmetros e a avaliação dos resultados da calibração de modelos. O *hydroPSO* baseia-se no algoritmo *Particle Swarm Optimisation* (PSO) (KENNED; EBERHART, 1995), mas dotado de novas implementações e funcionalidades que visam melhorar e flexibilizar sua aplicação por usuários de diversas áreas.

Em seu trabalho, Zambrano-Bigiarini e Rojas (2013) compararam a aplicação do *hydroPSO* com outros algoritmos de otimização frequentemente encontrados na literatura, indicando a maior eficiência do *hydroPSO* frente aos demais algoritmos. Somado a estes resultados, justifica-se a escolha pelo método de calibração PSO, o *hydroPSO* ser um pacote livre do R, sua flexibilidade para aplicações em diferentes modelos hidrológicos, demandando poucas alterações em seu código, capacidade de geração de gráficos para avaliação dos resultados da calibração, computação paralela e eficiência computacional.

Os dados disponíveis para a aplicação do modelo LISFLOOD compreende o período de janeiro de 2007 a dezembro de 2014. Definiu-se os anos de 2007 a 2009 para a calibração e o período de 2010 a 2014 para a validação do LISFLOOD. A calibração foi realizada utilizando como forçante do modelo os mapas diários de precipitação gerados a partir dos dados de precipitação das estações pluviométricas.

A avaliação da performance do modelo calibrado foi realizada com base nas estatísticas: Coeficiente de Eficiência de Nash-Sutcliffe (Nash-Sutcliffe

efficiency - NSE), REQM, Erro Médio Quadrático (EMA) e Coeficiente de Eficiência Kling-Gupta modificado (Kling-Gupta *efficiency* – KGE'). Os três primeiros índices estatísticos são amplamente utilizados para avaliação de modelos hidrológicos quando comparados com séries históricas observadas. Gupta et al. (2009), Thiemig et al. (2013) e Thiemig et al. (2015) sugerem o KGE' para avaliação da performance de modelos hidrológicos, visto que considera em sua equação a correlação, o viés e a variabilidade dos resultados. A Tabela 3.4 apresenta as equações dos índices utilizados para avaliação da performance do modelo.

Tabela 3.4 – Índices estatísticos utilizados na avaliação da performance do modelo.

$REQM = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2}$	Duan e Bastiaanssen (2013)
$EMA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i)$	Duan e Bastiaanssen (2013)
$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \mu_o)^2}$	Nash e Sutcliffe (1970)
$KGE' = 1 - \sqrt{K + L + M}$	
$K = (r - 1)^2$	
$L = (\beta - 1)^2 \quad \text{sendo: } \beta = \frac{\mu_s}{\mu_o}$	Kling et al. (2012)
$M = (\gamma - 1)^2 \quad \text{sendo: } \gamma = \frac{CV_s}{CV_o} = \frac{\sigma_s/\mu_s}{\sigma_o/\mu_o}$	

Legenda: O_i representa a vazão observada no tempo i ; S_i a vazão simulada pelo modelo no tempo i ; N o número de pontos avaliados; r representa o coeficiente de correlação de Pearson entre a vazão simulada e observada; μ_o e μ_s a média da vazão observada e simulada, respectivamente; σ_s e σ_o o desvio padrão das vazões simuladas e observadas, respectivamente; e CV_s o coeficiente de variação entre a vazão simulada e observada, CV_o . Na equação de KGE' K é o termo referente a correlação, L o termo de viés e M o termo de variabilidade, sendo que β é a razão entre a média das vazões simuladas e observadas, γ a razão entre o coeficiente de variação entre a vazão simulada e observada.

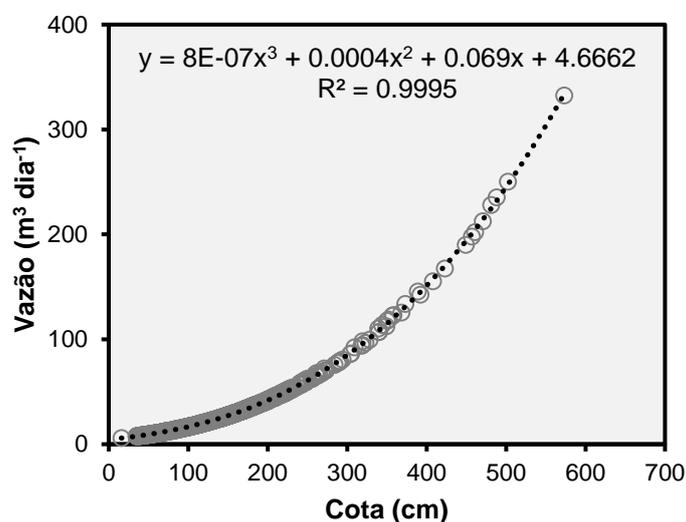
A performance do modelo hidrológico pode ser classificada com base nos valores de KGE', utilizando os seguintes critérios (THIEMIG et al., 2013, BISSELINK et al., 2016):

- Bom se $KGE' \geq 0,75$;
- Intermediário se $0,75 > KGE' \geq 0,5$;
- Ruim se $0,5 > KGE' > 0$; e
- Muito ruim se $KGE' \leq 0$.

3.3.7. Identificação de níveis críticos do rio Sapucaí

A curva-chave relaciona o nível fluviométrico com a vazão escoada. Através dela também é possível converter valores, tanto de nível para vazão, quanto de vazão para o nível do rio correspondente. Tendo em vista que para um sistema de monitoramento de inundações é importante o conhecimento sobre a variação do nível do rio, a curva chave se torna crucial para a conversão dos valores de vazão em nível. A Figura 3.12 apresenta a curva chave ajustada com os dados de cota e vazão do período de 2007 a 2014 proveniente da estação 61271000 da ANA.

Figura 3.12 – Curva-chave da estação hidrológica 61271000 da ANA.



Fonte: Produção do autor.

Os níveis utilizados para detecção de estados críticos do rio Sapucaí foram estabelecidos através das informações disponibilizadas pelo Laboratório de Informações Hídricas (LIH) da UNIFEI (LIH, 2014). O LIH identificou a cota 843

m como estado de Atenção e a cota 844 m como nível de Alerta, no qual a água transborda a calha do rio Sapucaí na altura da estação 61271000/Santa Rosa. Desta maneira, com base nas informações da Tabela 3.1, foi possível identificar a vazão aproximada do rio Sapucaí quando este atinge a cota 843 e 844, sendo $116,83 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e $153,02 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectivamente.

3.3.8. Avaliação de desempenho do modelo por tabela de contingência

A determinação da habilidade do modelo em simular um evento extremo, um estado crítico com capacidade de culminar em um evento de inundação pode ser feito por meio da tabela de contingência (Tabela 3.2) (ALFIERI et al., 2013; THIEMIG et al., 2015). A tabela e a descrição dos índices calculados através dela e utilizados nesta etapa do trabalho, estão detalhados no capítulo 3.3.2.2.

A habilidade do modelo em simular eventos críticos, quando o nível do rio Sapucaí atinge a cota 843 m, serviu de limiar para o cálculo dos índices gerados pela tabela de contingência (POD, POFD e PSS), que são calculados com base no conjunto de valores observados e os simulados pelo modelo LISFLOOD. Um bom valor de PSS sugere que o modelo calibrado e testado seguindo a metodologia aqui descrita, pode ser futuramente utilizado em um sistema de monitoramento de inundação em tempo real. Por outro lado, caso o valor de PSS seja menor do que 0, este fato pode indicar a necessidade de mais estudos, melhores dados de entrada que representem adequadamente a variação espacial e temporal da bacia hidrográfica e novos testes de simulação hidrológica na bacia hidrográfica do rio Sapucaí.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

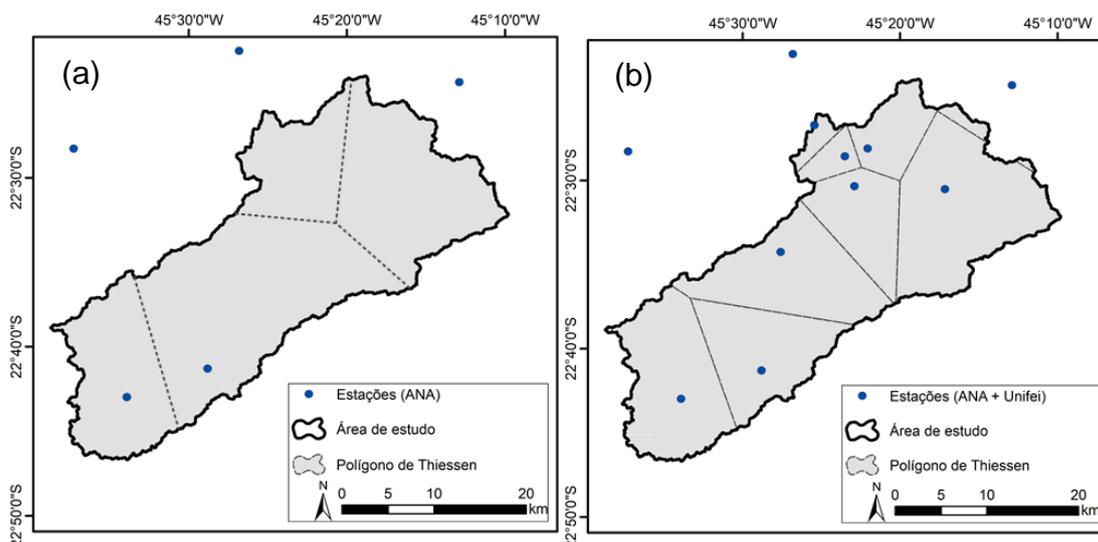
A seguir são apresentados e discutidos os resultados da validação dos produtos de precipitação por satélite, do processo de calibração e validação do modelo LISFLOOD, assim como os resultados gerados pela simulação do modelo calibrado para cada dado de entrada utilizado. Por fim, é apresentada uma avaliação sobre o desempenho do modelo em estimar eventos críticos.

4.1. Validação dos dados de precipitação por satélite

Após a organização dos dados de precipitação coletados por instrumentos em superfície, aqui representados pelos dados provenientes dos pluviômetros gerenciados pela ANA e pela UNIFEI, foram realizadas uma série de análises para comparar e validar os dados de precipitação estimados por sensores remotos (produto 3B42 do TRMM e dados do Hidroestimador). A comparação e validação foram feitas com a série temporal com o valor médio diário de precipitação calculada para cada conjunto de dado de precipitação. A série temporal com o valor médio de precipitação dos dados de referência foi calculado a partir da média ponderada pela área obtida com o método Polígono de Thiessen e a série temporal de cada produto de satélite (TRMM e Hidroestimador) foi adquirida aplicando a média ponderada pela área do *pixel* contida dentro do limite da bacia.

Visto que os dados de precipitação disponibilizados pelo UNIFEI correspondem ao período de 2009 a 2014, não cobrindo todo o período de estudo (2007 a 2014), foram gerados dois Polígonos de Thiessen para se obter a área de influência de cada estação disponível, com a finalidade de se calcular a precipitação média diária na área de estudo. A Figura 4.1 apresenta o Polígono de Thiessen utilizado para o cálculo da precipitação média diária nos anos de 2007 e 2008 (Figura 4.1a) e nos anos entre 2009 e 2014.

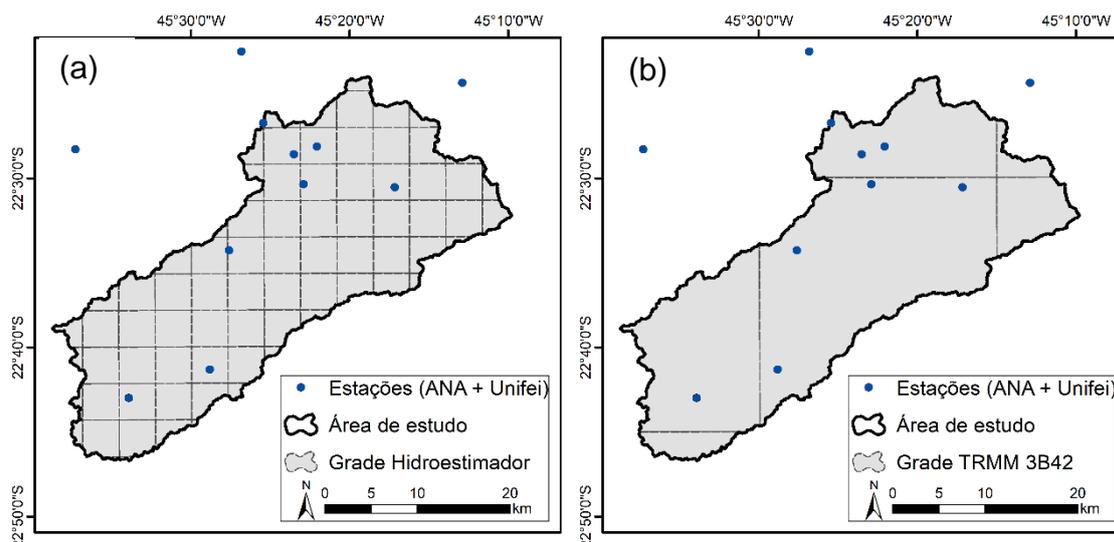
Figura 4.1 – Distribuição espacial das estações pluviométricas da ANA (a) e da ANA e UNIFEI (b) junto com o Polígono de Thiessen gerado para cada conjunto pluviômetros.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.2 apresenta a grade do produto 3B42 do TRMM (resolução espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$) e do Hidroestimador (resolução espacial de 4×4 km).

Figura 4.2 – Distribuição espacial das estações pluviométricas da ANA e da Unifei com a grade do Hidroestimador e do produto 3B42 do TRMM.



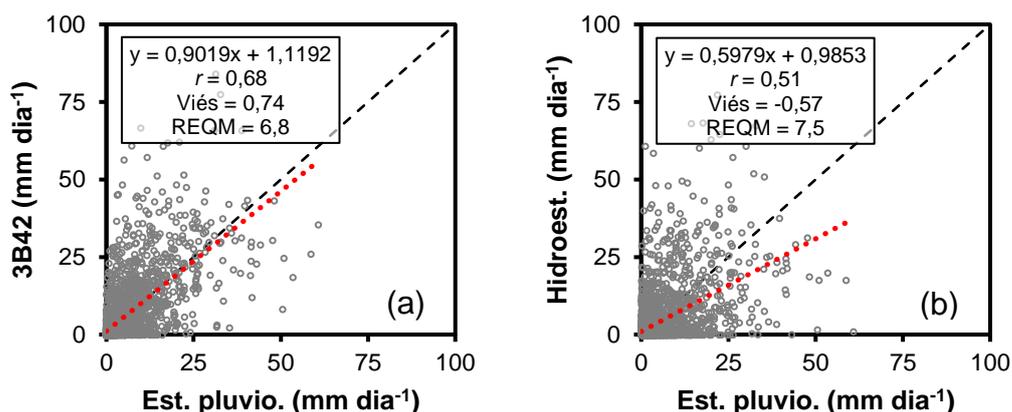
Fonte: Produção do autor.

A seguir os resultados são apresentados em tópicos: resultado da análise dos dados diários e do acumulado mensal.

4.1.1. Escala diária

Com base nos resultados apresentados nas Figuras 4.3a e 4.3b, o produto 3B42 apresentou um coeficiente de correlação linear (r) de 0,68, um viés de 0,74 mm (19,22%) e um valor de REQM de 6,8 mm (177%), o que sugere que a estimativa diária de 3B42 não é confiável. Enquanto os dados da TRMM indicavam uma superestimação, os dados da Hidroestimador subestimaram as observações dos dados de referência com um viés de -0,57 mm (-14,66%), valor de r de 0,51 e REQM de 7,5 mm (194,16%), resultados piores do que aqueles com o produto 3B42.

Figura 4.3 – Scatter-plot entre valores diários de precipitação obtidos com as estações pluviométricas de referência e com os produtos de sensoriamento remoto TRMM 3B42 (a) e Hidroestimador (b).



Resultados das estatísticas na caixa, sendo os valores de viés e REMQ em milímetros. Linha de tendência em vermelho e razão 1:1 representada pela linha preta tracejada.

Fonte: Produção do autor.

Os resultados obtidos são semelhantes aos relatados em estudos anteriores. Os valores de r do produto TRMM 3B42 para a bacia do Sapucaí foram mais elevados do que os encontrados por Collischonn et al. (2007) e semelhantes aos de Nóbrega et al. (2008). Nóbrega et al. (2008) observaram que o bom desempenho dos dados diários do TRMM está relacionado com a predominância de chuvas convectivas na bacia do rio Jamari, em Rondônia.

Soares et al. (2016) encontraram valores mais altos de coeficiente de correlação (entre 0,75 e 0,89) para quatro mesorregiões do estado da Paraíba do que os resultados neste estudo ($r = 0,68$ com o TRMM e $r = 0,51$ com Hidroestimador). A diferença de desempenho pode estar relacionada aos regimes de precipitação de cada região. A bacia hidrográfica do rio Sapucaí tem uma precipitação anual média de 1500 mm, enquanto o estado da Paraíba, localizado na região semiárida, varia de 300 a 1000 mm, sugerindo que o desempenho pode estar associado ao índice pluviométrico de cada região (maior correlação para regiões de menor acumulado pluviométrico).

Kim et al. (2016) avaliaram produtos de precipitação por satélite em uma região montanhosa da Coreia do Sul, identificando que o desempenho do produto TRMM depende da elevação local, obtendo melhores valores de r em regiões de baixas elevações e piores valores de correlação nas áreas mais elevadas.

As estimativas diárias de precipitação do produto 3B42 apresentaram melhor correlação com os dados de referência do que as estimativas do Hidroestimador. Comportamento corroborado encontrado por Falck (2015) e Falck et al. (2015), que analisaram a correlação da precipitação observada na bacia do Tocantins-Araguaia com produtos de satélite, encontrando valores médios de 0,5 com o produto 3B42RT e levemente menor com o Hidroestimador.

De modo geral, os melhores resultados das estimativas de precipitação do produto do TRMM 3B42 em relação ao Hidroestimador podem estar relacionadas às técnicas utilizadas para converter os sinais detectados por satélite em estimativas de precipitação. O algoritmo Hidroestimador faz uso da temperatura de brilho do topo das nuvens, extraídas do canal IR do satélite GOES para obter taxas de precipitação. Produtos de precipitação a partir da temperatura de brilho do topo da nuvem, derivados de dados da região do infravermelho e/ou visível, são relacionadas a nuvens espessas, que por sua vez são mais propensas a estar associadas à precipitação (KIDD; LEVIZZANI, 2010; SCOFIELD; KULIGOWSKI, 2003). Embora isso seja verdade para a precipitação convectiva, essa relação é indireta e problemática para alguns

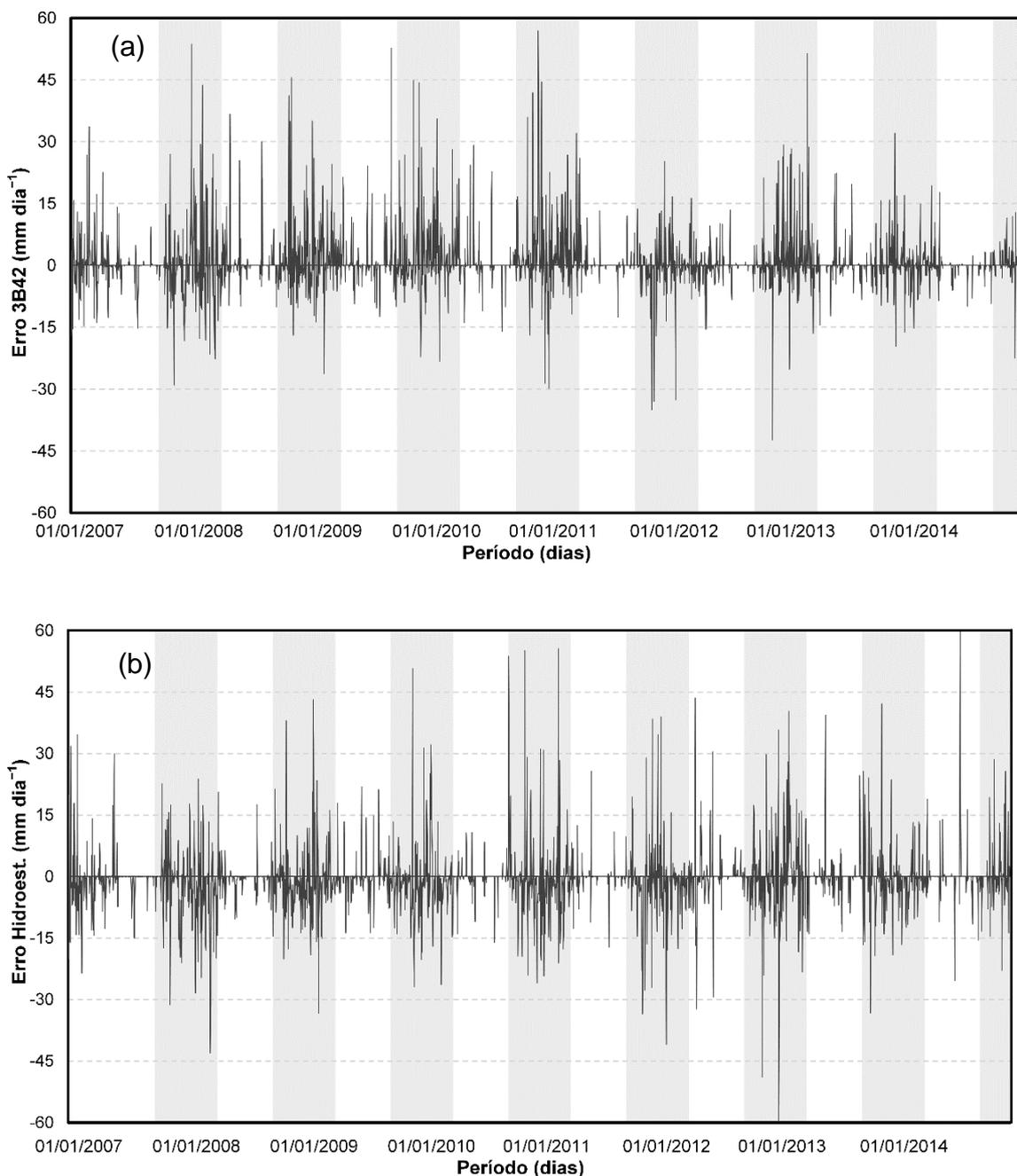
tipos de nuvens, como *nimbostratus* e nuvens *cirrus* não precipitantes (SCOFIELD; KULIGOWSKI, 2003).

O TRMM utiliza uma técnica multisensor, combinando estimativas de precipitação de sensores operando na região do infravermelho/visível e da região de micro-ondas, com intuito que cada fonte de dado se complemente com suas potencialidades e limitações. Dados do micro-ondas possuem uma forte relação física com os hidrometeoros que resultam em precipitação, mas cada satélite fornece uma amostragem muito dispersa das ocorrências espaciais de precipitação, muitas vezes incompatíveis com a necessidade operacional (SCOFIELD; KULIGOWSKI, 2003).

Os maiores erros do produto 3B42 e do Hidroestimador apresentam sazonalidade compatível com os períodos de altos índices pluviométricos da região da bacia hidrográfica. Os períodos chuvosos, de dezembro a fevereiro (verão no hemisfério sul), apresentam os maiores erros de estimativas diárias de precipitação, enquanto os períodos de seca (inverno no hemisfério sul) apresentam erros menores (Figuras 4.4a e 4.4b).

O comportamento identificado pela análise do erro diário (Figura 4.4a e 4.4b) envolve a capacidade dos produtos de satélite em reproduzir a precipitação observada durante a estação chuvosa, período com maiores taxas de precipitação. Ao usar as métricas POD, POFD e PSS a partir da tabela de contingência (Tabela 4.1), é possível determinar a capacidade dos produtos de precipitação por satélites (TRMM 3B42 e Hidroestimador) em detectar dias sem chuva ($p = 0 \text{ mm dia}^{-1}$) e eventos intensos (90º percentil dos dados observados, $p > 12,07 \text{ mm dia}^{-1}$). Este conhecimento é importante para estudos hidrológicos com foco em escassez hídrica, com predominância de dias sem chuva, e para estudos voltados à ocorrência de inundações, atrelados aos altos índices pluviométricos.

Figura 4.4 – Análise do erro diário. Série temporal do erro do TRMM (a) e do Hidroestimador (b).



A linha cinza escuro representa o erro e a barra cinza clara destaca o período chuvoso.

Fonte: Produção do autor.

Os dados de precipitação por satélites TRMM e Hidroestimador produziram valores positivos de PSS (ou seja, $PSS > 0$) em ambas as análises (Tabela 4.1).

O produto 3B42 ($PSS > 0,50$) apresentou melhor capacidade de representar a precipitação local do que o Hidroestimador. No entanto, isolando a análise POD para dias sem chuva, indica-se uma maior habilidade do Hidroest. ($POD = 0,93$), embora o POFD tenha sido alto ($0,46$). Este POFD elevado sugere que o algoritmo Hidroestimador é insensível a baixos valores de precipitação; em outras palavras, considera dias com baixa taxa de precipitação como dias de $p = 0$ mm.

Tabela 4.1 – Tabela de contingência para dias sem chuva e para chuva maior do que $12,07$ mm dia^{-1} . E valores dos índices POD, POFD e PSS dos dados de precipitação por satélite versus observados pelas estações pluviométricas.

	$p = 0$ mm dia^{-1}	Est. pluvio.		$p > 12,07$ mm dia^{-1}	Est. pluvio.			
		Sim	Não		Sim	Não		
3B42	Sim	887	512	3B42	Sim	193	215	
	Não	125	1398		Não	98	2416	
Hidroest.	Sim	941	883	Hidroest.	Sim	118	146	
	Não	71	1027		Não	173	2485	
		POD	POFD	PSS		POD	POFD	PSS
	3B42	0,88	0,27	0,61	3B42	0,66	0,08	0,58
	Hidroest.	0,93	0,46	0,47	Hidroest.	0,41	0,06	0,35

Ainda com base nos valores de PSS da Tabela 4.1, observa-se que os dois produtos de satélite foram melhores na detecção de dias sem precipitação do que os com eventos de precipitação maiores do que 12 mm. Desse modo, o melhor desempenho pode ser explicado pela maior capacidade em estimar dias sem chuva do que dias chuvosos. Essas descobertas precisam ser interpretadas com cautela. Um estudo anterior (JIANG et al., 2016) sugeriu que a capacidade do TRMM 3B42 na detecção de eventos de chuva é influenciada pela combinação do regime de precipitação, latitude e distância do oceano.

Ouatiki et al. (2017) e Yuan et al. (2017) encontraram valores de POD mais baixos do que os obtidos aqui com o produto 3B42 ($POD = 0,66$), enquanto o valor de POD com o produto Hidroestimador ($POD = 0,41$) foi semelhante aos

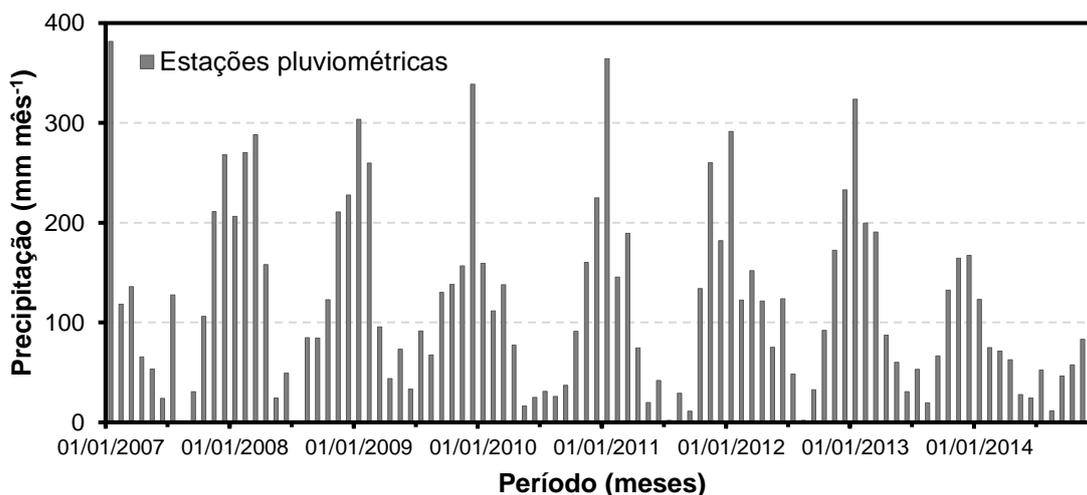
valores encontrados por Ouatiki et al. (2017) e superior ao relatado por Yuan et al. (2017).

Alfieri et al. (2013) considerou $PSS > 0,5$ como um bom indicador da capacidade de um sistema em estimar valores de precipitação. Nesta perspectiva, apenas o produto 3B42 apresentou valores superiores a 0,5 para ambas as análises, portanto, apresentando um melhor desempenho do que o produto Hidroestimador.

4.1.2. Escala mensal

A Figura 4.5 apresenta os valores acumulados mensais de precipitação dos dados de referência. Os dados mensais do TRMM e Hidroestimador foram capazes de representar a variação sazonal durante o verão (período chuvoso) e inverno (baixa taxa de precipitação) do Hemisfério Sul. A precipitação mensal do TRMM variou de 0 mm (agosto de 2010) a 425 mm (janeiro de 2013). O Hidroestimador teve um valor mensal mínimo de 0 mm (agosto de 2010) e máximo de 365 mm (fevereiro de 2013).

Figura 4.5 – Acumulado mensal de precipitação referente as estações pluviométricas durante o período de estudo (2007-2014).

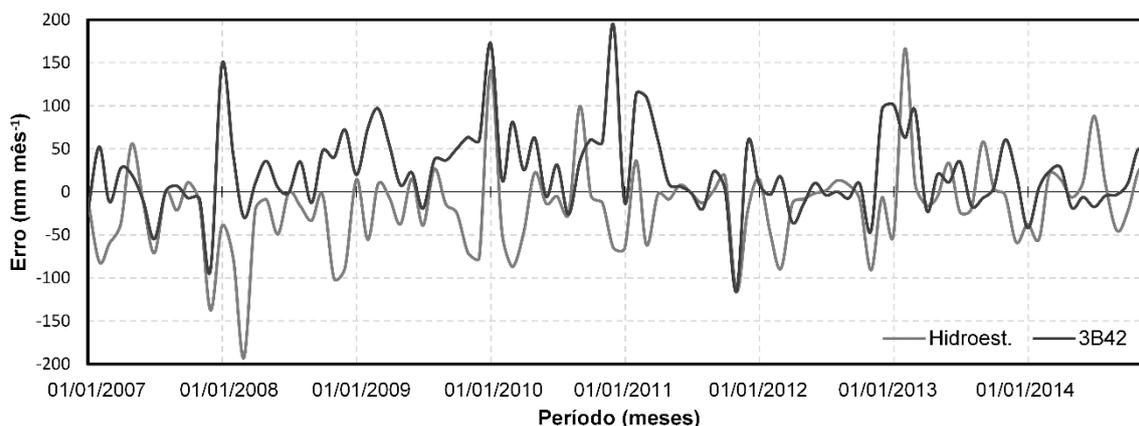


Fonte: Produção do autor.

Contudo, apesar de representar a variação sazonal da precipitação da região, os dados de satélites apresentaram erros, sendo que os erros encontrados

com o TRMM variaram de -115,5 a 194,25 mm e o Hidroestimador erros de -192 ao máximo de 165 mm (Figura 4.6).

Figura 4.6 – Análise da variação temporal do erro da precipitação média mensal do TRMM e do Hidroestimador.



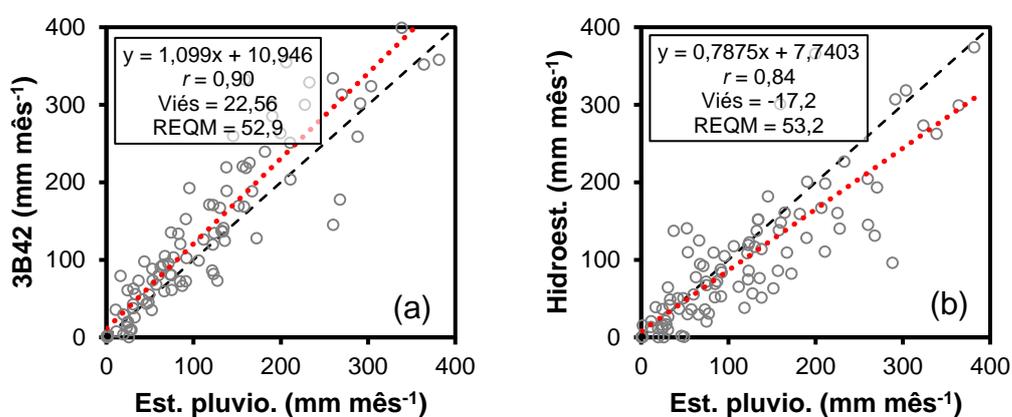
Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.7 apresenta as avaliações das estimativas mensais de precipitação do TRMM e do Hidroestimador. O produto 3B42 apresentou maior valor de r (0,90) do que Hidroestimador ($r = 0,84$). Semelhante ao comportamento diário, os dados mensais 3B42 tendem a superestimar a precipitação dentro da bacia hidrográfica em 22,5 mm (19%). O Hidroestimador subestimou a precipitação com viés de -17,2 mm (-14%). Os valores de REQM foram consideravelmente reduzidos em comparação com os resultados diários. Os valores relativos de REQM foram inferiores a 50% para ambos os produtos de satélite, sugerindo que TRMM e Hidroestimador são mais adequados para aplicações mensais do que diárias.

Embora os valores estatísticos dos dados mensais terem melhorado em relação aos resultados da análise diária, Curtarelli et al. (2014) avaliou a precipitação média mensal estimada com o produto TRMM 3B43 sobre a área de drenagem do Reservatório de Itumbiara e encontrou melhores valores das estatísticas r e REQM ($r = 0,96$ e REQM relativo inferior a 20%). Franchito et al. (2009) analisaram os dados do TRMM PR para a região sudeste do Brasil e obtiveram valores mais baixos de r do que os dois produtos aqui analisados.

Oliveira et al. (2014) encontraram valores de r e REQM semelhantes aos obtidos aqui com dados do produto 3B42, mas maiores do que os valores encontrados com dados do Hidroestimador. Thiemig et al. (2012) apontaram deficiências nos dados do TRMM 3B42 para áreas montanhosas na África, onde a precipitação foi geralmente subestimada.

Figura 4.7 – Scatter-plot entre valores de acumulado mensal de precipitação obtidos com as estações pluviométricas de referência e com os produtos de sensoriamento remoto TRMM 3B42 (a) e Hidroestimador (b).



Resultados das estatísticas na caixa, sendo os valores de viés e REMQ em milímetros. Linha de tendência em vermelho e razão 1:1 representada pela linha preta tracejada.

Fonte: Produção do autor.

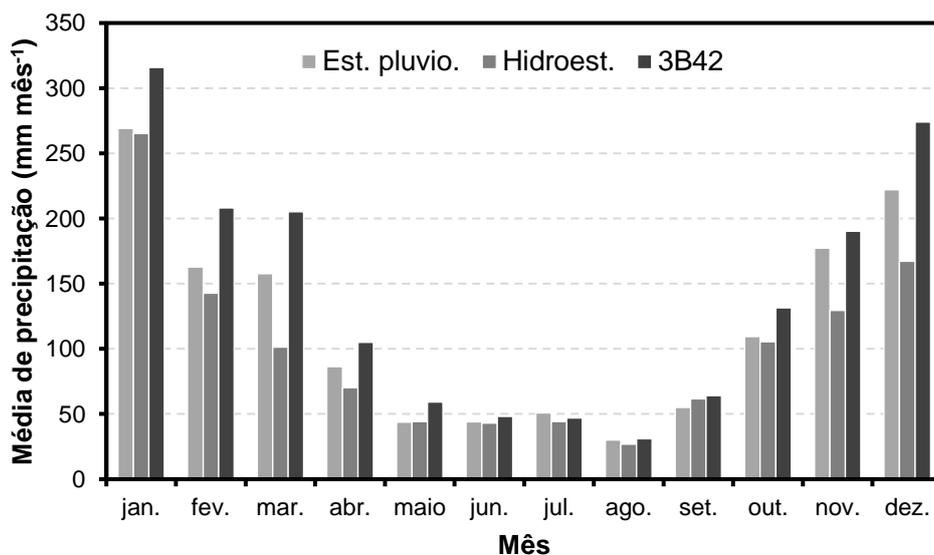
O melhor desempenho do TRMM em relação ao Hidroestimador pode ser vinculado à correção de polarização, que depende de dados de pluviômetros, e da técnica multissensor. No entanto, para ampliar as aplicações dos produtos TRMM em estudos hidrológicos, a capacidade de detecção do produto 3B42 precisa ser aprimorada, especialmente na escala diária. Neste contexto, espera-se que o *Global Precipitation Measurement* (GPM) melhore a próxima geração de satélites globais de observação de precipitação.

Com os resultados das análises para os dados mensais (Figuras 4.7a e 4.7b), observa-se que quando se integra os dados no tempo, os dados de precipitação estimados por satélite apresentam uma melhor performance, reproduzindo os acumulados de precipitação da bacia hidrográfica com maior

precisão. Este fato pode ser explicado devido a maior variabilidade temporal da precipitação na escala diária, tornando-se um maior desafio aos estimadores por sensoriamento remoto. Integrando os dados estimados em um maior espaço de tempo permite compensar possíveis erros na escala diária, gerando acumulado mensal mais próximo ao valor mensal observado pelos pluviômetros em superfície (SOARES et al., 2016).

A precipitação média mensal do período estudado, entre janeiro de 2007 e dezembro de 2014, é apresentada na Figura 4.8. Com base na figura, é possível detectar os seis meses mais chuvosos (outubro, novembro, dezembro, janeiro, fevereiro e março) e os seis meses mais secos (abril, maio, junho, julho, agosto e setembro), perfil de precipitação semelhante ao encontrado por Rao et al. (2016) para a região do sul de Minas Gerais. O produto 3B42 reproduz o padrão de precipitação mensal da região, mas subestima a precipitação média observada apenas no mês de julho, enquanto o algoritmo Hidroestimador superestima os meses de maio e setembro, enquanto subestima a precipitação média dos dados de referência nos outros meses do ano.

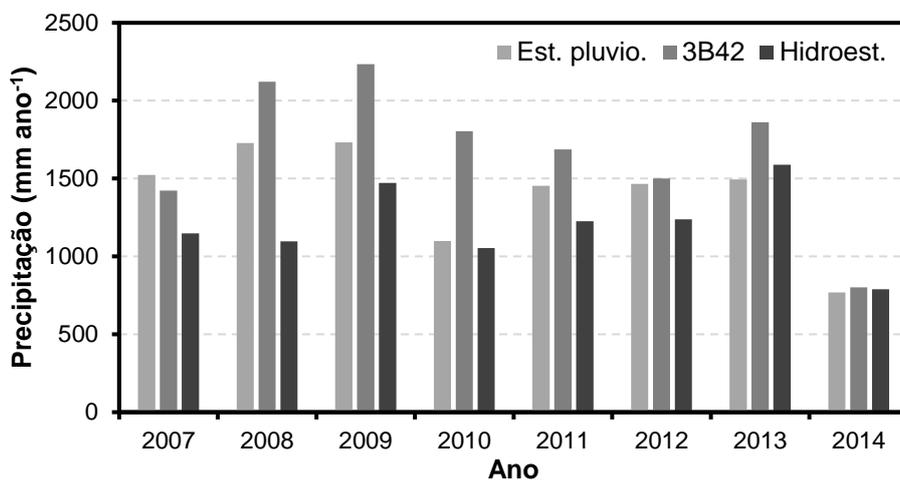
Figura 4.8 – Acumulado médio mensal para o período de 2007 a 2014.



Fonte: Produção do autor.

Por fim, a Figura 4.9 apresenta a precipitação anual observada pelos dados de referência e estimada pelos produtos de satélite para o período de 2007 a 2014, na área de estudo.

Figura 4.9 – Precipitação anual para o período de 2007 a 2014.



Fonte: Produção do autor.

4.2. Calibração do modelo

O pacote livre do R *hydroPSO* foi utilizado para a calibração do modelo LISFLOOD em um trecho da bacia hidrográfica do rio Sapucaí estudada neste trabalho. O período reservado para a fase de calibração foi de janeiro de 2007 a dezembro de 2009, executando o modelo em intervalos diários.

Devido aos erros e incertezas dos produtos de satélite, a fase de calibração do LISFLOOD foi realizada a partir do melhor conjunto de dados disponível que descrevem a precipitação da área de estudo, sendo neste caso os dados interpolados provenientes da rede de estações pluviométricas. Os valores finais de cada parâmetro calibrado foram obtidos após 3200 interações do modelo realizadas pelo *hydroPSO*. Os valores finais dos parâmetros são apresentados na Tabela 4.2.

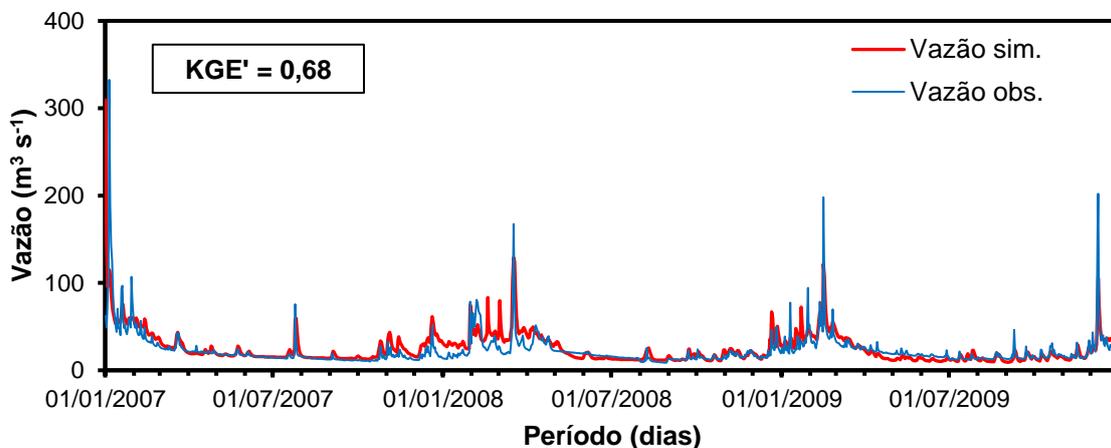
O Hidrograma da Figura 4.10 apresenta o melhor valor de KGE' obtido durante a fase de calibração do modelo ($KGE' = 0,68$), sendo o valor considerado intermediário. A Figura 4.10 destaca a vazão simulada e a observada durante o

período de calibração, utilizando o melhor conjunto de valores dos parâmetros calibrados pelo *hydroPSO* no período de 2007 a 2009 (Tabela 4.2).

Tabela 4.2 – Valores dos parâmetros calibrados do modelo LISFLOOD.

Parâmetros	Unidade	Valor calibrado
UZTC	d	40
LZTC	d	654,98
GwPV	mm d ⁻¹	2
GwLoss	-	0,35
b_Xinan	-	0,33
PPrefFlow	-	5,03
CCM	-	3,9
CCM2	-	0,82
CalEvap	-	3

Figura 4.10 – Hidrograma das vazões observada e simulada pelo modelo LISFLOOD calibrado a partir dos dados interpolados de precipitação observada.



Fonte: Produção do autor.

Foi calculada a contribuição relativa dos termos K , L e M ($100 * \frac{K, L \text{ ou } M}{K+L+M}$) da equação KGE' (Tabela 3.4) obtidos na fase de calibração para poder identificar o fator limitante para que a estatística KGE' atingisse o seu valor ideal, 1.

A contribuição relativa como fator limitante do valor do $KG E'$ foi de 73,6% para K , que representa o impacto da correlação linear; L com 6,7%, relacionado ao viés; e M com 19,7% relativo entre a variabilidade da vazão observada e a simulada nos resultados da calibração. Assim como nos resultados encontrados no trabalho de Bisselink et al. (2016), fica claro que a performance, classificada como intermediária, do modelo calibrado se deu em função principalmente da fraca correlação entre os valores simulados e observados de vazão (alto valor de K). Além de K , M representou quase 20% da limitação do coeficiente $KG E'$, o que está atrelado à alta variabilidade dos valores simulados e observados. Este fato pode ser explicado devido à área de estudo ser relativamente pequena, apresentando respostas rápidas aos eventos de chuva localizadas e, por consequência, maior espalhamento/variabilidade da vazão.

A calibração do LISFLOOD permitiu compensar, até certo ponto, erros e incertezas nos dados de entrada do modelo, de modo a obter o melhor conjunto de valores dos parâmetros para representar o comportamento hidrológico da bacia. O modelo se mostra sensível aos valores dos parâmetros $UZTC$, $PPrefFlow$ e b_Xinan , relacionados a geração de escoamento rápido, aos parâmetros $LZTC$ e $GwPV$, que controlam os mecanismos de geração de escoamento lento (VAN DER KNIFF et al., 2008), e aos dados de entrada de evapotranspiração ($CalEvap$).

Três parâmetros do modelo atingiram os limites superiores estipulados na Tabela 3.3 ($UZTC$, $GwPV$ e $GwLoss$), o que significa que o comportamento da bacia hidrográfica não pôde ser capturado dentro dos intervalos propostos para cada parâmetro. Como efeito dos parâmetros $GwPV$ e $GwLoss$ terem atingido seus limites superiores, os valores de vazão simulado tendem a superestimar a vazão observada do rio Sapucaí (BISSELINK et al., 2016).

Ressalta-se que a modelagem hidrológica distribuída tem buscado desenvolver teorias gerais que descrevam os processos hidrológicos, mas a tentativa de criar modelos gerais conduz a erros e incertezas, posto que um único modelo é

considerado incapaz de reproduzir as heterogeneidades e particularidades de cada bacia hidrográfica (BEVEN, 2001). Neste aspecto, o LISFLOOD permite que as heterogeneidades de cada bacia sejam consideradas, apresentando parâmetros calibráveis (Tabela 3.3). Porém, mesmo com a realização da calibração dos parâmetros, diferentes períodos de calibração (com variação nos valores de precipitação e vazão) podem resultar em diferentes valores dos parâmetros obtidos na fase de calibração. Segundo Beven (2001), este comportamento reflete a condição de não-estacionaridade dos valores de cada parâmetro. Para tanto, diante da impossibilidade de considerar um modelo como perfeito, Beven (2001) fez uso do conceito da equifinalidade para justificar que diferentes conjuntos de dados e diferentes estruturas de modelos podem ser capazes de simular o comportamento hidrológico com certa confiabilidade.

4.3. Simulação e validação do modelo calibrado para diferentes dados de precipitação

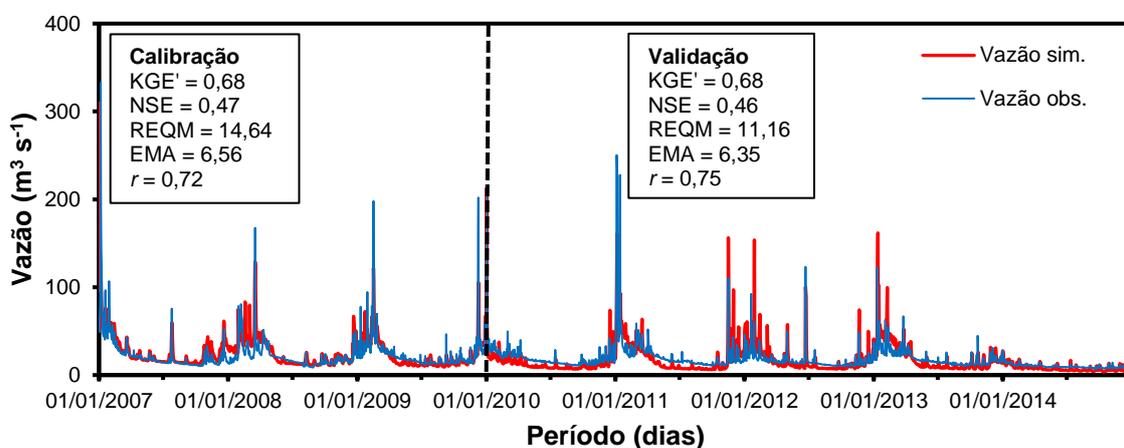
O modelo LISFLOOD foi calibrado a partir dos dados observados de precipitação. Para testar a robustez dos parâmetros do modelo obtidos na etapa de calibração, foi realizada a validação (de janeiro de 2010 a dezembro de 2014) para examinar a capacidade do modelo em reproduzir a vazão observada. As estatísticas de desempenho obtidos para a série temporal de vazão simulada com os dados observados de precipitação foram definidas como referência, tendo em vista servir de base para detectar o aumento ou deterioração da qualidade dos resultados das simulações realizadas com os produtos de satélite.

A seguir são apresentados os hidrogramas e as estatísticas para cada simulação com o LISFLOOD, com base nos dados observados de precipitação das estações pluviométricas e os estimados pelo TRMM e Hidroestimador. Embora o modelo não tenha sido recalibrado para cada diferente produto de precipitação por satélite (TRMM e Hidroestimador), as simulações foram realizadas para os períodos de calibração e de validação para análises dos resultados.

Os resultados da Figura 4.11 atestam que, de forma geral, o LISFLOOD conseguiu simular a vazão diária com base nos dados observados de precipitação para o trecho da bacia do rio Sapucaí. A vazão simulada conseguiu reproduzir a sazonalidade dos dados de vazão nos períodos chuvosos e de estiagens.

A simulação com os dados observados apresentou comportamento semelhante nas fases de calibração e validação, com valores de KGE' de 0,68 para ambas as fases (Figura 4.11). Pequenas diferenças entre os valores de REQM e de r nas fases de validação e calibração podem ser explicadas devido ao ano atípico de 2014, que apresentou baixos volumes de precipitação mensal, sendo o ano com menor taxa pluviométrica do período de estudo, o que provocou uma menor variabilidade da vazão durante o ano de 2014, resultando em uma queda no valor de REQM para a fase de validação (Figura 4.9).

Figura 4.11 – Hidrograma das vazões observada e simulada com os dados interpolados pelas estações pluviométricas no modelo LISFLOOD calibrado.



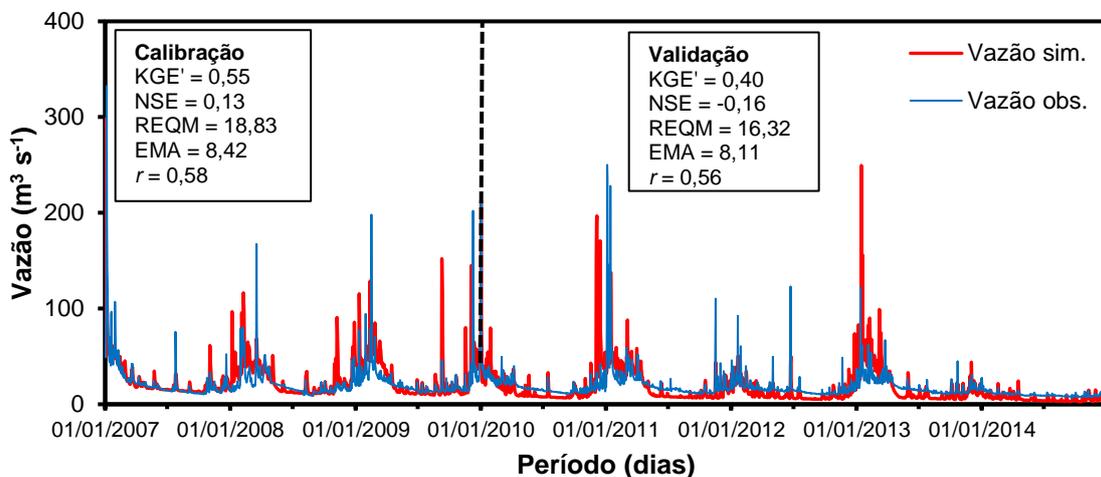
Série temporal da vazão diária observada (linha cinza escura) e da vazão simulada pelo modelo hidrológico LISFLOOD (linha cinza clara). A linha tracejada vertical separa os períodos de calibração e validação. Unidades das estatísticas REQM e EMA em $m^3 s^{-1}$.

Fonte: Produção do autor.

A performance da simulação do modelo com os dados de precipitação por satélite do TRMM 3B42 apresentou um desempenho inferior em relação aos

resultados obtidos a partir da simulação com os dados observados de precipitação. A vazão simulada com o produto 3B42 reproduziu a vazão observada com melhor qualidade durante a fase de calibração ($KGE' = 0,55$) do que na fase de validação ($KGE' = 0,40$). No período de validação o valor de KGE' foi inferior a 0,5, indicando, de acordo com os limiares propostos por Thiemi et al. (2013), um desempenho ruim do modelo (Figura 4.12).

Figura 4.12 – Hidrograma das vazões observada e simulada com os dados do TRMM 3B42 no modelo LISFLOOD calibrado.



Série temporal da vazão diária observada (linha cinza escura) e da vazão simulada pelo modelo hidrológico LISFLOOD (linha cinza clara). A linha tracejada vertical separa os períodos de calibração e validação. Unidades das estatísticas REQM e EMA em $m^3 s^{-1}$.

Fonte: Produção do autor.

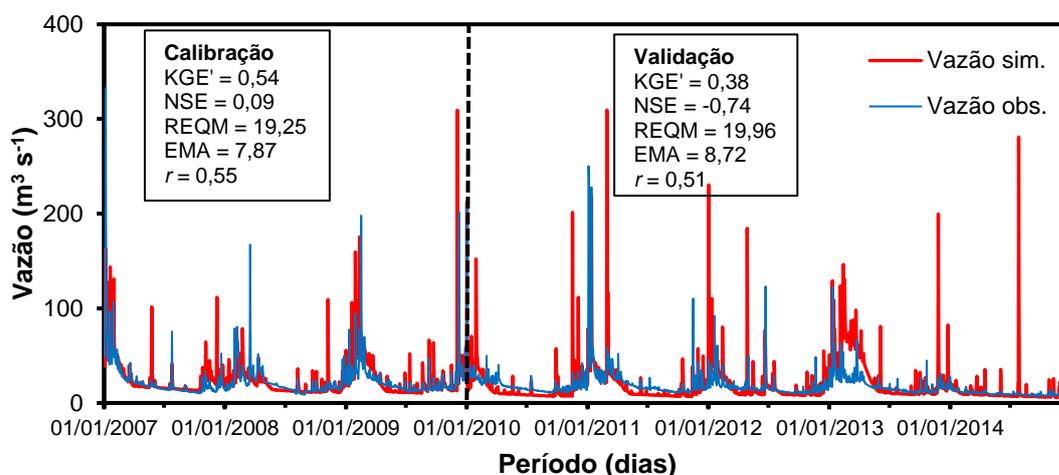
A validação dos dados de precipitação diária do TRMM permitiu identificar a baixa correlação com a precipitação observada na área de estudo, o que pode estar relacionado com complexidade topográfica e pelo tipo e intensidade da precipitação na região (Figura 4.3a). As limitações e incertezas do TRMM em reproduzir a precipitação local propaga, conseqüentemente, para as simulações dos valores de vazão. Como discutido na seção 4.1.1, o alto valor da REQM (valor relativo da REQM de 177%), sugere que a estimativa diária do produto 3B42 não é confiável. Embora exista tal limitação, a simulação

conseguiu reproduzir a variação sazonal da vazão durante todo o período (Figura 4.12).

Além do mais, a resolução espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ do produto 3B42 pode ser considerada muito grosseira para a detecção precisa de eventos locais de precipitação na bacia do rio Sapucaí. Como reflexo, as simulações do modelo com os dados do TRMM podem não capturar de forma adequada o volume e o tempo dos picos de vazão, especialmente em pequenas bacias hidrográficas, como é o caso da área de estudo deste trabalho. Como levantado por Ciabatta et al. (2016), um erro ou a redução do desempenho das estimativas de precipitação do TRMM pode ter um impacto significativo na simulação hidrológica, podendo esse erro se propagar nas rodadas seguintes da simulação. Em um período curto em que as estimativas de precipitação são menos precisas, pode ter como resultado a geração de erros consideráveis na simulação de vazão (CIABATTA et al., 2016), causando, dessa forma, o baixo desempenho observado na simulação com dados do TRMM no período de validação.

A validação do modelo com os dados de precipitação do Hidroestimador (Figura 4.13) apresentou estatísticas com valores inferiores aos encontrados com as duas simulações anteriores (Figura 4.11 e 4.12). O baixo valor de KGE' ($KGE' = 0,38$), de correlação ($r = 0,52$) e o alto valor dos erros (EMA e REQM) indicam uma performance ruim do modelo.

Figura 4.13 – Hidrograma das vazões observada e simulada com os dados diários do Hidroestimador no modelo LISFLOOD calibrado.



Série temporal da vazão diária observada (linha cinza escura) e da vazão simulada pelo modelo hidrológico LISFLOOD (linha cinza clara). A linha tracejada vertical separa os períodos de calibração e validação. Unidades das estatísticas REQM e EMA em $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$.

Fonte: Produção do autor.

Destaca-se na série temporal simulada, as superestimativas dos valores de vazão no período de janeiro a maio de 2013 (Figura 4.13), embora algoritmo Hidroestimador tenha apresentado o viés em subestimar a precipitação local (Figura 4.3b). Apesar do viés em subestimar a precipitação de forma geral, a Figura 4.4b revelou que o algoritmo apresentou erros positivos nos primeiros meses do ano de 2013, o que provocou os erros nas estimativas de vazão. A diferença de padrão de viés encontrado com o produto Hidroestimador pode ser explicado pela alta variabilidade do regime de precipitação de ano para ano na região, o que pode levar a ocorrência de valores dinâmicos de vieses para um mesmo produto de precipitação por satélite.

Os resultados obtidos com os três conjuntos de dados de precipitação mostram que o modelo hidrológico LISFLOOD conseguiu simular a série temporal de vazão observada pela estação 61271000 da ANA. O modelo foi capaz de reproduzir a sazonalidade dos dados de vazão no período chuvoso (outubro a março) e no período de seca (abril a setembro). A análise visual dos gráficos permitiu observar que a vazão simulada com os dados observados de

precipitação foram os que melhor representaram as vazões máximas, médias e mínimas (Figura 4.11), enquanto constatou-se uma performance inferior para as simulações com dados estimados por satélite. A simulação com os dados do Hidroestimador gerou picos de vazão que não ocorreram na série temporal de vazão observada, o que está relacionado aos erros nas suas estimativas de precipitação (Figura 4.13).

Em alguns casos, o modelo hidrológico não conseguiu representar bem os picos de vazão. No caso das simulações com dados observados de precipitação, este fato pode estar associado a erros nos dados coletados pelos pluviômetros em superfície e/ou limitação do método de interpolação em representar a variabilidade espacial da precipitação na área da bacia. Por outro lado, os dados estimados por satélite forneceram estimativas de precipitação enviesadas, como discutido na seção 4.1.1, e baseado nos valores de PSS da Tabela 4.1, os dois produtos de satélite (3B42 e Hidroestimador) foram melhores na detecção de dias sem precipitação do que dias com eventos de precipitação maiores do que 12 mm, o que sugere a omissão de eventos de precipitação que causaram alguns dos picos de vazão observados.

Importante destacar que além da limitação e das incertezas associadas à capacidade de cada produto de satélite em representar variabilidade espacial e temporal da precipitação na área de estudo, os erros encontrados nas simulações com o LISFLOOD também podem estar atrelados aos demais dados de entrada do modelo. Como exemplo os dados que descrevem as condições diárias de evapotranspiração potencial. Dados de evapotranspiração contam com resolução espacial grosseira, omitindo com tal resolução, a variabilidade presente na região.

A modelagem hidrológica é especialmente difícil em bacias pequenas, as quais apresentam respostas rápidas e por consequência maior espalhamento/variabilidade dos valores de vazão. O trecho da bacia do rio Sapucaí selecionado como área de estudo do trabalho, localiza-se no trecho do Alto Sapucaí (Figura 3.1), região de cabeceira, onde o terreno se torna mais

complexo em relação à topografia e a resposta hidrológica da bacia é mais sensível às precipitações localizadas.

A resposta de uma bacia hidrográfica torna-se mais rápida à medida que a área à montante diminui (ALFIERI et al., 2012), portanto, a vazão observada em rios de pequenas bacias pode variar significativamente durante o intervalo de tempo utilizado neste trabalho (intervalos diários de análise). Tendo em vista que se considerou apenas um valor diário de vazão, as simulações do modelo podem não conseguir representar adequadamente a variabilidade da vazão do rio Sapucaí.

As simulações realizadas aqui com os produtos de precipitação por satélite podem fornecer informações sobre o potencial e limitação de cada produto para aplicações em bacias que não possuem uma rede de monitoramento por estações pluviométricas. Entretanto, a resolução espacial destes produtos, principalmente do produto 3B42, pode muitas vezes não conseguir reproduzir eventos de chuva rápida e localizada com potencial de produzir inundações em bacias hidrográficas pequenas, como a do rio Sapucaí. Consequentemente, picos de vazões observados podem ser subestimados durante as simulações.

Diferentemente de pequenas bacias hidrográficas, em grandes bacias os efeitos das chuvas localizadas têm resposta diluída no hidrograma de vazão conforme maior é a área de drenagem (FALCK, 2015). Outro benefício importante quando se estuda grandes bacias está relacionado à maior capacidade dos produtos de satélites em estimar eventos de precipitação de maior duração e extensão, que são os responsáveis em provocar a ocorrência de inundações em grandes áreas de drenagem.

Foi avaliada a performance do modelo calibrado durante todo o período de dados disponíveis (2007 a 2014). Os resultados do período completo indicam que as simulações com dados observados de precipitação e com o produto TRMM geraram os melhores resultados, com valores de $KGE' > 0,5$, indicando uma performance satisfatória (intermediária) (Tabela 4.3).

Tabela 4.3 – Análises estatísticas das simulações com o modelo calibrado para todo o período de dados disponível (2007 a 2014). Unidade das estatísticas EMA e REMQ em $m^3 s^{-1}$.

	Período 2007-2014				
	<i>r</i>	EMA	REMQ	NSE	KGE'
Estações pluvio.	0,74	6,43	12,58	0,48	0,74
TRMM 3B42	0,58	8,23	17,30	0,01	0,55
Hidroestimador	0,52	8,40	19,70	-0,28	0,49

Importante ressaltar que o modelo LISFLOOD dispõe de formas para incluir a vazão de saída de estruturas artificiais, como barragens e reservatórios, em suas simulações. Entretanto, estas estruturas não foram consideradas em nenhuma das simulações realizadas neste trabalho, visto a ausência de dados informando a vazão de saída das duas PCH existentes na área.

4.4. Capacidade do modelo calibrado em simular eventos críticos

Tendo em vista a periodicidade de eventos de inundações no município de Itajubá, o objetivo do trabalho foi, primordialmente, testar a confiabilidade do modelo em simular eventos críticos. Os eventos de inundações que ocorrem na região são deflagrados por chuvas intensas, que sucedem principalmente durante o período chuvoso, em especial nos meses de dezembro a fevereiro.

Foram realizadas análises durante o período chuvoso e seco para detectar a qualidade do modelo em simular as vazões nos dois regimes pluviométricos distintos. Os seis meses de maior índice pluviométrico mensal (outubro a março) denota o período chuvoso, enquanto o período seco compreende os meses de abril a setembro (Figura 4.8).

A análise isolada dos meses mais chuvosos e dos seis meses mais secos durante todo o período de dados (2007 a 2014) permitiu identificar a melhor habilidade do modelo calibrado em simular a vazão do rio Sapucaí durante o período chuvoso (Tabela 4.4), característica especialmente importante haja vista o objetivo deste trabalho. Os valores de KGE' para os três dados de precipitação foram superiores quando comparados com os resultados obtidos durante o período seco.

Tabela 4.4 – Análises estatísticas das simulações com o modelo calibrado durante todos os meses mais chuvosos (outubro a março) e durante todos os meses mais secos (abril a setembro) do período. Unidade das estatísticas EMA e REQM em $m^3 s^{-1}$.

		Est. pluvio.	TRMM 3B42	Hidroest.
Período chuvoso	<i>r</i>	0,72	0,54	0,51
	EMA	8,34	10,74	11,15
	REMQ	16,12	22,13	24,01
	NSE	0,46	-0,02	-0,21
	KGE'	0,70	0,53	0,49
Período seco	<i>r</i>	0,79	0,65	0,39
	EMA	3,99	5,01	4,89
	REMQ	5,29	7,47	12,10
	NSE	0,31	-0,37	-2,59
	KGE'	0,51	0,15	-0,26

O cálculo da contribuição relativa de cada termo da equação (*K*, *L* e *M*) como fator limitante para alcançar o valor máximo do KGE' durante o período chuvoso, mostrou que para os três conjuntos de dados de precipitação, a maior contribuição se deu em função de *K* ($K > 90\%$ para as três simulações), indicando o impacto que a correlação entre os dados simulados e observados possuíram no valor de KGE' apresentados na Tabela 4.4.

Embora tenham apresentado menores valores de KGE', os valores de REQM e EMA do período seco foram menores do que os encontrados no período chuvoso, o que pode ser explicado devido às menores taxas de precipitação e pela presença de valores mínimos de vazão. Apesar dos erros menores (REQM e EMA), os menores valores de KGE' indicam uma menor habilidade do modelo em representar o período de estiagem, quando o rio Sapucaí apresenta os menores valores de vazão.

Duas questões podem ser levantadas para explicar a pior performance em condições de estiagem. A primeira, como detalhado na descrição do LISFLOOD (seção 2.2.3.1), encontra suporte no cálculo simplificado do fluxo vertical da água no solo pelo modelo, que resulta no fluxo sempre em sentido descendente, o que pode ter implicações para o uso do modelo em condições

secas, ou em casos com influência de sistemas de águas subterrâneas profundas (VAN DER KNIFF et al., 2008). A segunda questão considera que o modelo foi calibrado durante o período de 2007 a 2009, anos em que o volume anual de chuva foi superior a 1500 mm (Figura 4.9). Como visto, o ano de 2014 foi atípico, registrando baixos volumes de chuva durante todo o ano (com precipitação anual de 770 mm, abaixo da média para a região). Sugere-se, portanto, que o modelo não foi calibrado adequadamente para situações de estiagem extrema, como o ano de 2014, sendo necessário um maior período de dados para calibração que abranja períodos chuvosos e de estiagem para poder representar melhor ambos períodos.

A segunda questão levantada para explicar a performance do modelo no período de estiagem encontra respaldo nos trabalhos de Li et al. (2012) e Vaze et al. (2010). Os resultados de Li et al. (2012) mostraram que o desempenho de dois modelos hidrológicos diferiu de acordo com a calibração de cada modelo. Quando um modelo hidrológico for designado para simular o escoamento para cenários úmidos, ele deve ser calibrado a partir de um registro histórico chuvoso, e de forma semelhante, dados referentes a períodos de seca devem ser utilizados para cenários climáticos secos. Vaze et al. (2010) concluem que é mais difícil para um modelo calibrado em um período chuvoso prever o escoamento em um período seco, do que um modelo calibrado durante um período seco prever o escoamento em um período úmido.

A partir das cotas determinadas como estado de atenção e alerta pelo LIH da UNIFEI e com as informações da Tabela 3.1, identificou-se que o rio Sapucaí apresenta vazão de aproximadamente $116 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ quando atinge o estado de Atenção e $153 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, quando alcança a cota referente ao estado de Alerta.

Foi verificada a capacidade do modelo em simular níveis críticos de vazão (vazão $> 116 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) a partir da tabela de contingência (Tabela 3.2). Ao utilizar as métricas POD, POFD e PSS, é possível determinar a capacidade do modelo em simular os picos de vazões durante o período de estudo. A Tabela 4.5 apresenta a tabela de contingência e os valores de POD, POFD e PSS para as

simulações utilizando os dados observados de precipitação e os produtos de satélites do TRMM e Hidroestimador.

Tabela 4.5 – Tabela de contingência para dias com vazão maior do que $117 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. E valores dos índices POD, POFD e PSS dos dados simulados por cada conjunto de dados de precipitação *versus* vazão observada.

Vazão > $116 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$		Vazão obs.	
		<i>Sim</i>	<i>Não</i>
Estações pluvio.	<i>Sim</i>	9	1
	<i>Não</i>	9	2903
TRMM 3B42	<i>Sim</i>	3	21
	<i>Não</i>	15	2883
Hidroestimador	<i>Sim</i>	2	34
	<i>Não</i>	16	2870
	POD	POFD	PSS
Estações pluvio.	0,50	0,00	0,50
TRMM 3B42	0,17	0,01	0,16
Hidroestimador	0,11	0,01	0,10

Foram observados 18 eventos críticos na série temporal de vazão medida pela estação 61271000, nas quais o nível do rio Sapucaí alcançou ou superou a cota 843 m. O valor de PSS foi positivo para as três simulações, indicando certa habilidade das simulações em representar valores críticos de vazão. A simulação com base nos dados observados pelos pluviômetros teve os melhores valores para POD e PSS, sendo capaz de simular 9 dos 18 eventos críticos ocorridos no período. Assim como nas análises dos produtos de precipitação por satélite, a simulação da vazão com o produto 3B42 apresentou um melhor desempenho em relação ao produto do Hidroestimador.

Nota-se, porém, que a probabilidade de detecção de picos de vazão com os produtos de satélite foi baixa (POD do 3B42 igual a 0,17 e do Hidroestimador igual a 0,11), omitindo a ocorrência destes eventos em suas simulações. Alfieri et al. (2012) alertam que podem ocorrer alguns vieses nas estimativas de picos de vazão, dependendo da resolução espacial e temporal dos dados de entrada de precipitação e sua relação com o tamanho da bacia hidrográfica e seu

tempo de resposta. Desse modo, o uso de produtos de satélite com resolução grosseira (TRMM 3B42) pode fazer com que as simulações do modelo subestimem a vazão do rio, especialmente em pequenas bacias hidrográficas propensas a eventos rápidos de inundações.

5 CONCLUSÕES

Este trabalho buscou avaliar a viabilidade do uso do modelo hidrológico distribuído do tipo chuva-vazão, LISFLOOD, para estimar a vazão do rio Sapucaí, com foco nas ocorrências de inundações, no município de Itajubá (MG), a partir de três conjuntos de dados de precipitação. Com base nos resultados obtidos em cada etapa de desenvolvimento desta pesquisa, foi possível traçar as conclusões expostas a seguir.

Primeiramente foi realizada a validação dos dados de precipitação por satélite, aqui representados pelos produtos diários do TRMM 3B42 e do algoritmo Hidroestimador. A validação foi feita por meio da comparação entre os dados estimados por satélite com dados coletados pelos pluviômetros em superfície disponibilizados pela ANA e pela UNIFEI. Durante o período de dados analisado, 2007 a 2014, a região registrou uma precipitação média anual de 1400 mm, sendo o ano 2009 com maior volume de chuva (1700 mm) e o ano de 2014 o mais seco (770 mm). Os resultados demonstraram o melhor desempenho do TRMM em representar a precipitação local nas escalas diária e mensal. No entanto, os dois produtos de satélite mostraram vieses distintos. Enquanto o produto 3B42 superestimou, o Hidroestimador subestimou a precipitação sobre a bacia hidrográfica.

Além das avaliações em escalas diária e mensal, o trabalho avaliou a capacidade dos produtos de satélite em reproduzir chuvas intensas e dias sem chuva com base na tabela de contingência. O produto 3B42 foi o que melhor representou as chuvas intensas (PSS = 0,58) e os dias sem chuva (PSS = 0,61), com valores de PSS > 0,5, ao passo que o produto Hidroestimador obteve valores inferiores a 0,5 (PSS = 0,35 para chuvas intensas e 0,47 para dias sem chuva). Os resultados da validação indicaram que os produtos de precipitação por satélite são mais adequados para aplicações em escala mensal do que na escala diária, sendo necessários aprimoramentos nas estimativas de precipitação para reduzir os erros presentes nos produtos diários.

O processo de validação dos dados de precipitação por satélite ajudou a compreender a capacidade dos dois produtos em estimar a precipitação sobre a bacia hidrográfica de Sapucaí, pois mostra a precisão destes produtos de precipitação por sensoriamento remoto sobre uma região montanhosa, visto que regiões montanhosas geralmente apresentam escassa cobertura de estações pluviométricas ao redor do mundo. Em resumo, os resultados permitem discriminar entre os produtos de satélites disponíveis, o mais adequado para aplicações em regiões com cobertura escassa ou sem pluviômetros. Vale ressaltar que os erros, incertezas, potencialidades e limitações de cada produto devam ser considerados.

Na etapa seguinte do trabalho, foi feita a calibração do modelo hidrológico LISFLOOD. O processo foi realizado com o pacote gratuito do R *hydroPSO*, baseado no algoritmo *Particle Swarm Optimisation* (PSO). A calibração do modelo consistiu no ajuste dos parâmetros que controlam a percolação da água para as camadas subterrâneas (zona superior e inferior), capacidade de infiltração, fluxo preferencial para o topo da zona de águas subterrâneas, parâmetros de rotina da água no canal de drenagem e um multiplicador para corrigir o viés dos dados de entrada de evapotranspiração.

O LISFLOOD foi calibrado para o período de 2007 a 2009 com o melhor conjunto de dados disponível que descrevem a precipitação da área de estudo, neste caso os dados observados de precipitação, que foram interpolados para representar a precipitação na região. Vale notar que diferentes períodos para calibração poderiam resultar em diferentes valores dos parâmetros calibrados, refletindo a condição de não-estacionariedade nas estimativas dos parâmetros.

Como resultado, apesar de conseguir representar a variação da vazão ao longo da série temporal, o valor de KGE' de 0,68 indicou uma performance intermediária do modelo calibrado, sendo que os maiores fatores limitantes do valor ideal de KGE' foram a correlação (73,6%) e a variabilidade (19,7%) entre a vazão observada e a simulada.

A calibração do LISFLOOD permitiu compensar, até certo ponto, erros e incertezas nos dados de entrada do modelo, de modo a obter o melhor conjunto de valores dos parâmetros para representar as respostas hidrológicas da bacia aos eventos de chuva. O modelo se mostrou sensível aos valores dos parâmetros relacionados à infiltração (*PPreFlow* e *b_Xinan*), à perda de água subterrânea (*GwLoss*) e aos dados de entrada de evapotranspiração (*CalEvap*).

Três parâmetros do modelo atingiram os limites superiores estipulados na fase de calibração (*UZTC*, *GwPV* e *GwLoss*), o que significa que o comportamento da bacia hidrográfica não pôde ser perfeitamente capturado dentro dos intervalos propostos para cada parâmetro. Como efeito, isto faz com que os valores de vazão simulado superestimem a vazão observada do rio Sapucaí.

Os bons resultados, a eficiência e facilidade de utilização justificaram a escolha do software *hydroPSO*. Ele permitiu a calibração dos parâmetros de forma automática e a avaliação dos resultados do processo de calibração do modelo por meio de estatísticas e gráficos. Importante destacar que o *hydroPSO* é um pacote livre do R, flexível e de fácil configuração para aplicações com diferentes modelos hidrológicos, demandando poucas alterações em seu código, como foi o caso dos ajustes para calibração neste trabalho.

De posse do modelo calibrado a partir dos dados observados de precipitação para o período de 2007 a 2009, foi realizada a validação, que compreendeu os anos de 2010 a 2014. Além da validação dos dados observados de precipitação, foram utilizados outros dois conjuntos de dados diários de precipitação estimados por satélite (TRMM 3B42 e o algoritmo Hidroestimador) como forçantes no modelo LISFLOOD, a fim de validar a qualidade destes dados como fonte de informações para a simulação das respostas hidrológicas na bacia hidrográfica.

As simulações do modelo LISFLOOD durante a fase de validação mostraram que, de forma geral, o modelo foi capaz de simular a vazão do rio Sapucaí a partir dos dados observados de precipitação e dos dois produtos de satélite,

reproduzindo a sazonalidade da vazão observada nos períodos chuvosos e de estiagem. No entanto, no caso das simulações com o Hidroestimador, o modelo não conseguiu representar de forma precisa os picos de vazões, o que pode estar associado à qualidade inferior dos dados de precipitação estimados pelo algoritmo Hidroestimador.

Foi possível identificar uma performance inferior na fase de validação em relação à fase de calibração para as simulações com os produtos de satélites como forçantes do modelo. Ao mesmo tempo o modelo apresentou melhores resultados em ambas as fases utilizando os dados observados de precipitação em relação aos encontrados com as simulações realizadas com os dados estimados por satélites.

Importante dizer que o trabalho não almejou fornecer uma resposta definitiva sobre a qualidade dos dados de precipitação por sensoriamento remoto, assim como sobre a confiabilidade destes como forçantes em um modelo hidrológico. Em vez disso, buscou-se mostrar como a integração de diferentes fontes de precipitação pode ser aplicado na modelagem hidrológica e apresentar seus resultados, mas ciente que nenhum dos conjuntos de dados pode ser considerado livre de erros. O trabalho pode servir de base para aplicações em outras áreas que não dispõem de pluviômetros em superfície, contando, portanto, apenas com os dados por sensoriamento remoto para representar a precipitação.

O uso de modelos hidrológicos em pequenas bacias hidrográficas ainda é um desafio, especialmente no Brasil, onde há pouca disponibilidade de dados que representem as características da área com qualidade e resolução adequadas. Pequenas bacias situadas em regiões de cabeceira, como é o caso do trecho da bacia do rio Sapucaí estudado neste trabalho, são complexas em virtude de sua topografia, com respostas rápidas a eventos de chuvas localizadas. Dessa forma, além das incertezas associadas à própria capacidade do modelo em representar os principais processos hidrológicos da bacia hidrográfica, são necessários dados confiáveis acerca da precipitação. Citando como exemplo os dados de precipitação do TRMM, que estão disponíveis com resolução

espacial relativamente grosseira para o tamanho da área de estudo e ainda apresentam a necessidade de aprimoramentos da sua capacidade em estimar a precipitação diária. Lançado em 2014, o GPM conta com melhor resolução espacial ($0,1^\circ \times 0,1^\circ$) e temporal (30 min) comparado ao TRMM e se espera que suas estimativas de precipitação global sejam mais confiáveis para aplicações na área de hidrologia.

Concluindo, este estudo demonstrou a aplicação do modelo hidrológico distribuído do tipo chuva-vazão LISFLOOD para a simulação das respostas hidrológicas em uma pequena bacia hidrográfica localizada no sul de Minas Gerais. A região, destacando-se o município de Itajubá, apresenta a recorrência de eventos de inundações, tornando trabalhos como estes essenciais, visto que os resultados aqui encontrados podem subsidiar trabalhos futuros que visem fornecer informações sobre a condição hidrológica do rio Sapucaí.

Embora originalmente desenvolvido para aplicações em bacias transnacionais na Europa, o LISFLOOD se mostrou versátil e com potencial de ser aplicado em bacias hidrográficas no Brasil, como demonstrado neste trabalho. O modelo apresenta um conjunto de parâmetros que podem ser calibrados, de modo a se ajustar às particularidades de diferentes áreas de estudos.

São necessários estudos adicionais para complementar e avançar com os resultados encontrados nesta pesquisa. Ainda assim, a implementação do LISFLOOD, juntamente com a calibração pelo software *hydroPSO*, de forma geral, apresentaram grande potencial para gerar simulações hidrológicas para a bacia do rio Sapucaí.

Finalmente, vale destacar que o trabalho foi desenvolvido utilizando apenas dados públicos, produzidos e disponibilizados gratuitamente por diversas instituições, assim como os softwares responsáveis pela manipulação e organização dos dados de entrada do modelo LISFLOOD, tendo em vista tornar a sequência metodológica deste trabalho replicáveis para outras regiões, em especial no Brasil.

6 RECOMENDAÇÕES

São feitas aqui algumas recomendações para orientar trabalhos futuros.

Deve-se buscar dados que melhor representem a variabilidade espacial e temporal das características da bacia hidrográfica. Os dados de evapotranspiração potencial contam com uma resolução espacial de 1° (~ 100 km), omitindo com tal resolução, a variabilidade presente na região. A utilização de dados diários de evapotranspiração potencial com resolução espacial mais refinada é especialmente importante visto a sensibilidade do modelo LISFLOOD aos valores de evapotranspiração.

Durante o processo de calibração pelo *hydroPSO*, os parâmetros *UZTC*, *GwPV* e *GwLoss* atingiram os limiares máximos estipulados. Assim, deve-se aumentar os intervalos destes parâmetros e incluir outro parâmetro para calibração, neste caso um multiplicador para os dados de entrada de precipitação, que possibilita corrigir o viés e o erro dos dados de entrada de precipitação. A calibração de um multiplicador para os dados de precipitação pode ajudar a melhorar a performance do modelo, ao mesmo tempo pode não ser uma solução definitiva devido à alta variabilidade do regime de chuva de ano para ano na região, o que exigiria uma correção dinâmica do viés.

O *hydroPSO* permite configurar o número de interações que são realizadas a fim de encontrar o melhor valor de cada parâmetro durante a fase de calibração. Visto a limitação computacional e a duração de cada processo de calibração encontrados na realização deste trabalho, definiu-se um valor menor de interações. Portanto, sugere-se o aumento do número de interações durante a calibração, que acarretará em uma maior demanda computacional e tempo de execução do processo de calibração pelo *hydroPSO*.

Sugere-se também avaliar a possibilidade de calibrar o modelo para dois momentos pluviométricos distintos na região: período chuvoso e período seco. A utilização de um conjunto de valores dos parâmetros de acordo com a variabilidade da precipitação na bacia hidrográfica poderia melhor representar a

sazonalidade da vazão do rio Sapucaí, capturando com maior precisão tantos os picos de vazão como as mínimas durante o período de estiagem.

Os resultados deste trabalho devem subsidiar estudos futuros com foco na gestão de riscos de inundações, como a adoção de medidas não estruturais, em especial a concepção de sistemas de monitoramento e previsão de inundações para a bacia do rio Sapucaí. A geração de informações com caráter preventivo exige a avaliação de utilização de dados provenientes de modelos de previsão numérica do tempo. A assimilação destes dados possibilita informar sobre a possibilidade de chuva no futuro, e desta forma, prever com relativa antecedência a variação da vazão do rio Sapucaí. Dentre os dados de previsão do tempo, pode-se indicar a utilização dos dados de previsão desenvolvidos pelo Centro de Estudos e Previsão do Tempo e Clima de Minas Gerais (CEPreMG) da UNIFEI, que visa fornecer informações para Itajubá e região do alto da Mantiqueira.

Por fim, sugere-se investigar a possibilidade de utilização da plataforma TerraMA² como suporte computacional para o desenvolvimento de um sistema de monitoramento e previsão de inundações para a geração de alertas que possam informar a população sobre o estado crítico de aumento do nível do rio Sapucaí (<http://www.dpi.inpe.br/terraama2/>). O TerraMA² é desenvolvido na Divisão de Processamento de Imagens (DPI) do INPE e provê a infraestrutura tecnológica necessária ao desenvolvimento de sistemas operacionais para monitoramento de riscos ambientais por meio da integração de dados ambientais de diversas fontes através de um modelo de análise, que neste caso seria por meio de um modelo hidrológico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRAHÃO, W. A. P.; MARQUES, J. J. **Manual de coleta de solos para valores de referência de qualidade no Estado de Minas Gerais**. Belo Horizonte, MG: Fundação Estadual do Meio ambiente, 2013. 28 p.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, D. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO, 1998. (FAO irrigation and drainage papers, 56).
- ALFIERI, L.; SMITH, P.; THIELEN, J.; BEVEN, K. A staggered approach to flash flood forecasting: case study in the Cevennes Region. **Advances in Geosciences**, v. 29, p. 13–20, 2011.
- ALFIERI, L.; THIELEN, J.; PAPPENBERGER, F. Ensemble hydro-meteorological simulation for flash flood early detection in southern Switzerland. **Journal of Hydrology**, v. 424/425, p. 143-153, 2012.
- ALFIERI, L.; BUREK, P.; DUTRA, E.; KRZEMINSKI, D.; THIELEN, J.; PAPPENBERGER, F. GloFAS: global ensemble streamflow forecasting and flood early warning. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 17, p. 1161-1175, 2013.
- AMARAL, R.; RIBEIRO, R. R. Inundação e enchentes. In: TOMINAGA, L. K.; SANTORO, J.; AMARAL, R. (Orgs.). **Desastres naturais: conhecer para prevenir**. São Paulo: Instituto Geológico, 2009.
- ANA – AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **HidroWeb**: sistema de informações hidrológicas. Disponível em: <www.snirh.gov.br/hidroweb/>. Acesso em: mar. 2018.
- ASTON, A. R. Rainfall interception by eight small trees. **Journal of Hydrology**, v. 42, p. 383-396, 1979.
- BARBOSA, A. A.; OLVEIRA, G. M.; OLIVEIRA, T. J. Histórico de enchentes em Itajubá/MG. **Revista Meio Ambiente e Sustentabilidade**, v. 9, n.4, p. 125-140, 2015.

BEVEN, K. How far can we go in distributed hydrology modelling? **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 5, n. 1, p. 1-12, 2001.

BISSELINK, B.; ZAMBRANO-BIGIARINI, M.; BUREK, P.; DE ROO, A. Assessing the role of uncertain precipitation estimates on the robustness of hydrological model parameters under highly variable climate conditions. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 8, p. 112-129, 2016.

BLÖSCHL, G. Scaling in hydrology. **Hydrological Processes**, v. 15, p. 709-711, 2001.

BÓDIS, K. **Development of a data set for continental hydrologic modelling**: Input layers related to topography, channel geometry, land cover and soil characteristics of European and African river basins. Luxemburg: Office for Official Publications of the European Communities, 80 p., 2009.

BRASIL. Lei nº 12.608, de 10 de abril de 2012. Institui a política nacional de proteção e defesa civil – PNDEC. **Diário Oficial da União**. Brasília, DF, 11 abr. 2012a.

BRASIL. **Classificação e Codificação Brasileira de Desastres (COBRADE)**. 2012b. Disponível em: <http://www.integracao.gov.br/c/document_library/get_file?uuid=2a09db34-e59a-4138-b568-e1f00df81ead&groupId=185960>. Acesso em: mar. 2018.

BROCCA, L.; MELONE, F.; MORAMARCO, T. Distributed rainfall-runoff modelling for flood forecasting. **Hydrological Processes**, v. 25, p.2801-2813, 2011.

BROCCA, L.; MELONE, F.; MORAMARCO, T.; SINGH, V. P. Assimilation of observed soil moisture data in storm rainfall-runoff modeling. **Journal of Hydrology**, v. 364, n. 1, p. 73-87, 2009.

BRUTSAERT, W. **Hydrology**: an Introduction. New York: Cambridge University Press, 2005. 618 p.

BUREK, P.; VAN DER KNIJFF, J.; DE ROO, A. **LISFLOOD, distributed water balance and flood simulation model**: revised user manual 2013. Ispra: Institute for Environment and Sustainability, 2013.

CARVALHO, C. S.; MACEDO, E. S.; OGURA, A. T. **Mapeamento de riscos de encostas e margens de rios**. Brasília, DF: Ministério das Cidades; Instituto de Pesquisas Tecnológicas – IPT, 2007. 176 p.

CASTRO, A. L. C. **Manual de desastres**: desastres naturais. Brasília, DF: Ministério da Integração Nacional, 2003. 174 p.

CIABATTA, L.; BROCCA, L.; MASSARI, C.; MORAMARCO, T.; GABELLANI, S.; PUCA, S.; WAGNER, W. Rainfall-runoff modelling by using SM2RAIN-derived and state-of-the-art satellite rainfall products over Italy. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 48, p.163–173, 2016.

CLARKE, R. T. A review of some mathematical models used in hydrology, with on their calibration and use. **Journal of Hydrology**, v. 19, p. 1-20, 1973.

CPTEC. **Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos**. 2018. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: mar. 2018.

COLLISCHONN, B.; ALLASIA, D.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C.E.M. Desempenho do satélite TRMM na estimativa de precipitação sobre a bacia do Paraguai superior. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 59, p. 93-99, 2007.

CROW, W. T.; RYU, D. A new data assimilation approach for improving runoff prediction using remotely-sensed soil moisture retrievals. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 13, n. 1, p. 1-16, 2009.

CURTARELLI, M.P.; RENNÓ, C.D.; ALCÂNTARA, E.H.E. Evaluation of the tropical rainfall measuring mission 3B43 product over an inland area in Brazil and the effects of satellite boost on rainfall estimates. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 8, n.1, e083589, 2014.

DANKERS, R.; BØSSING, C.; HRISTENSEN, O.; FEYEN, L.; KALAS, M.; DE ROO, A. P. J. Evaluation of very high-resolution climate model data for simulating flood hazards in the Upper Danube Basin. **Journal of Hydrology**, v. 347, p. 319–331, 2007.

DANKERS, R.; FEYEN, L. Climate change impact on flood hazard in Europe: an assessment based on high-resolution climate simulations. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, p. 1-17, 2008.

DUAN, Z.; BASTIAANSEN, W. F. M. First results from Version 7 TRMM 3B43 precipitation product in combination with a new downscaling-calibration procedure. **Remote Sensing of Environment**, v., 131, p.1-13, 2013.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGOPECUÁRIA - EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2.ed. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos; EMBRAPA Solos, 2006. 306 p.

FALCK, A. S. **Avaliação da incerteza nas estimativas de precipitação por satélite e sua propagação no modelo hidrológico distribuído MHD-INPE**. 187 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

FALCK, A. S.; MAGGIONI, J. T.; VILA, D. A.; DINIZ, F. L. R. Propagation of satellite precipitation uncertainties through a distributed hydrologic model: a case study in the Tocantins-Araguaia basin in Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 527, p. 943-957, 2015.

FEAM. **Mapa de solos do Estado de Minas Gerais**: legenda expandida. Belo Horizonte, Fundação Estadual do Meio Ambiente, 2010. 49p.

FLUET-CHOINARD, E.; LEHNER, B.; REBELO, L. M.; PAPA, F.; HAMILTON, S. K. Development of a global inundation map at high spatial resolution from topographic downscaling of coarse-scale remote sensing data. **Remote Sensing of Environment**, v. 158, p. 348-361, 2015.

FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B.; VASQUES, A. C.; SANTO, C. M. E.; CONFORTE, J. C. Validation of TRMM precipitation radar monthly rainfall estimates over Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, D02105, 2009.

GEETHA, K.; MISHRA, S. K.; ELDHO, T. I.; RASTOGI, A. K.; PANDEY, R. P. Modifications to SCS-CN method for long-term hydrologic simulation. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 133, n. 5, p. 475-486, 2007.

GEETHA, K.; MISHRA, S. K.; ELDO, T. I.; RASTOGI, A. K.; PANDEY, R. P. SCS-CN-based continuous simulation model for hydrologic forecasting. **Water Resources Management**, v. 22, n. 2, p. 165-190, 2008.

GIGLIO, J. N.; KOBAYAMA, M. Uso de registros históricos para análise de inundações: estudo de caso do município de Rio Negrinho. In SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 19., 2011, Maceió, AL. **Anais...** Maceió: ABRH, 2011. p. 1-17.

GOERL, R. F.; KOBAYAMA, M. Considerações sobre as inundações no Brasil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 16., 2005, João Pessoa, PB, **Anais...** ABRH, 2005.

GONG, L.; HALLDIN, S.; XU, C. Y. Global-scale river routing: an efficient time-delay algorithm based on HydroSHEDS high-resolution hydrography. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 7, p. 1114-1128, 2011.

GUHA-SAPIR, D.; HOYOIS, P. H.; BELOW, R. **Annual Disaster Statistical Review 2013**: the numbers and trends. Brussels: CRED, 2014.

GUHA-SAPIR, D.; HOYOIS, P. H.; BELOW, R. **Annual Disaster Statistical Review 2016**: the numbers and trends. Brussels: CRED, 2016.

GUPTA, H. V.; KLING, H.; YILMAZ, K. K.; MARTINEZ, G. F. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. **Journal of Hydrology**, v. 377, p. 80-91, 2009.

HIJMANS, R.J. **Raster**: geographic data analysis and modeling: R package version 2.5–2. 2015. Disponível em: <https://CRAN.R-project.org/package=raster>. Acesso em: mar. 2018.

HONG, Y.; ADLER, R. F.; HOSSAIN, F.; CURTIS, S.; HUFFMAN, G. J. A first approach to global runoff simulation using satellite rainfall estimation. **Water Resource Research**, v. 43, W08502, 2007.

HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; BOLVIN, D. T.; GU, G.; NELKIN, E. J.; BOWMAN, K. P.; HONG, Y.; STOCKER, E. F.; WOLFF, D. B. The TRMM multisatellite precipitation analysis: quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scale. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, p. 38–55, 2007.

JIANG, D.; ZHANG, H.; LI, R. Performance evaluation of TMPA version 7 estimates for precipitation and its extremes in Circum-Bohai-Sea region, China. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 130, n. 3/4, p. 1021-1033, 2016.

KARSSENBERG, D.; SCHMITZ, O.; SALAMON, P.; DE JONG, K.; BIERKENS, M. F. P. A software framework for construction of process-based stochastic spatio-temporal models and data assimilation. **Environmental Modelling and Software**, v. 25, n.4, p. 489-502, 2010.

KENNEDY, J.; EBERHART, R. Particle swarm optimization. In: IEEE INTERNATIONAL CONFERENCE ON NEURAL NETWORKS, 1995, Perth, WA, Australia. **Proceedings...** IEEE, 1995. p. 1942-1948.

KIDD, C.; LEVIZZANI, V. Status of satellite precipitation retrievals. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, p. 1109-1116, 2010.

KIM, J. P.; JUNG, I. W.; PARK, K. W.; YOON, S. K.; LEE, D. Hydrological utility and uncertainty of multi-satellite precipitation products in the mountainous region of South Korea. **Remote Sensing**, v. 8, n.608, p. 2-19, 2016.

KLING, H.; FUCHS, M.; PAULIN, M. Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. **Journal of Hydrology**, v. 424–425, p. 264-277, 2012.

KOBIYAMA, M.; MENDONÇA, M.; MORENO, D. A.; MARCELINO, I. P. V. O.; MARCELINO, E. V.; GONÇALVES, E. F.; BRAZETTI, L. L. P.; GOERL, R. F.; MOLLERI, G. S. F.; RUDORFF, F. M. **Prevenção de desastres naturais: conceitos básicos**. Florianópolis: Organic Trading, 2006. 109p.

KUNDZEWICZ, Z. W.; KANAE, S.; SENEVIRATNE, S. I.; HANDMER, J.; NICHOLLS, N.; PEDUZZI, P.; MECHLER, R.; BOUWER, L. M.; ARNELL, N.; MACH, K.; MUIR-WOOD, R.; BRAKENRIDGE, G. R.; KRON, W.; BENITO, G.; HONDA, Y.; TAKAHASHI, K.; SHERSTYUKOV, B. Flood risk and climate change: global and regional perspectives. **Hydrological Sciences Journal**, v. 59, n. 1, p. 1-28, 2013.

LI, C. Z.; ZHANG, L.; WANG, H.; ZHANG, Y. Q.; YU, F. L.; YAN, D. H. The transferability of hydrological models under nonstationary climatic conditions. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, p. 1239-1254, 2012.

LIH – LABORATÓRIO DE INFORMAÇÕES HÍDRICAS. **Sistema de Monitoramento de Enchentes**. Itajubá, MG: UNIFEI, 2014.

LAL, M.; MISHRA, S. K.; PANDEY, A. Physical verification of the effect of land features and antecedent moisture on runoff curve number. **Catena**, v. 133, p. 318-327, 2015.

LEHNER, B.; VERDIN, K.; JARVIS, A. New global hydrography derived from spaceborne elevation data. **EOS, Transactions of the American Geophysical Union**, v. 89, p. 93-94, 2008.

MASSARI, C.; BROCCA, L.; MORAMARCO, T.; TRAMBLAY, Y.; LESCOT, J. F. D. Potential of soil moisture observations in flood modelling: Estimating initial conditions and correcting rainfall. **Advances in Water Resources**, v. 74, p. 44-53, 2014.

MARTENS, B.; MIRALLES, D. G.; LIEVENS, H.; VAN DER SCHALIE, R.; DE JEU, R. A. M.; FERNÁNDEZ-PRIETO, D.; BECK, H. E.; DORIGO, W. A.; VERHOEST, N. E. C. GLEAM v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture. **Geoscientific Model Development**, v. 10, p. 1903-1925, 2017.

MCBEAN, G.; RODGERS, C. Climate hazards and disasters: the need for capacity building. **Climate Change**, v. 1, n. 6, p. 871-884, nov./dez. 2010.

MEHRAN, A.; AGHAKOUCHAK, A. Capabilities of satellite precipitation datasets to estimate heavy precipitation rates at different temporal accumulations. **Hydrological Processes**, v. 28, p. 2262–2270, 2014.

MERRIAM, R. A. A note on the interception loss equation. **Journal of Geophysical Research**, v. 65, p. 3850-3851, 1960.

MILLY, P. C. D.; BETANCOURT, J.; FALKENMARK, M.; HIRSCH, R. M.; KUNDZEWICZ, Z. W.; LETTENMAIER, D. P.; STOUFFER, R. J. Stationarity is dead: whither water management? **Science**, v. 319, p. 573-574, 2008.

MYNENIA, R. B.; HOFFMAN, S.; KNYAZIKHIN, Y.; PRIVETTE, J. L.; GLASSY, J.; TIAN, Y.; WANG, Y.; SONG, X.; ZHANG, Y.; SMITH, G. R.; LOTSCH, A.; FRIEDL, M.; MORISETTE, J. T.; VOTAVA, P.; NEMANI, R. R.; RUNNING, S. W. Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, n.1/2, p. 214-231, 2002.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models part I: a discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v. 10, n.3, p. 282–290, 1970.

NÓBREGA, R. S.; SOUZA, E. P.; GALVÍNICO, J. D. Análise da estimativa de precipitação do TRMM em uma sub-bacia da Amazônia Ocidental. **Revista De Geografia**, v. 25, p. 6–20, 2008.

OLIVEIRA, P. T. S.; NEARING, M. A.; MORAN, M. S.; GOODRICH, D. C.; WENDLAND, E.; GUPTA, H. V. Trends in water balance components across the Brazilian Cerrado. **Water Resource Research**, v. 50, p. 7100–7114, 2014.

OUATIKI, H.; BOUDHAR, A.; TRAMBLAY, Y.; JARLAN, L.; BENABDELOUHAB, T.; HANICH, L.; MESLOUHI, M. R. E.; CHEHBOUNI, A. Evaluation of TRMM 3B42 v7 rainfall product over the Oum Er Rbia watershed in Morocco. **Climate**, v. 5, n.1, p. 1-17, 2017.

PAPPENBERGER, F.; THIELEN, J.; MEDICO, M. D. The impact of weather forecast improvements on large scale hydrology: analyzing a decade of forecasts of the European Flood Alert System. **Hydrological Processes**, v. 25, p. 1091-1113, 2011.

PEDUZZI, P.; CHATENOUX, B.; DAO, H.; DE BONO, A.; HEROLD, C.; KOSSIN, J.; MOUTON, F.; NORDBECK, O. Global trends in tropical cyclones risk. **Nature Climate Change**, v. 2, n. 4, p. 289-294, 2012.

PEEL, M. C.; FINLAYSON, B. I.; MCMAHON, T. A. Update world map of the Köppen-Geiger climate classification. **Hidrology and Earth System Sciences**, v. 11, p. 1633-1644, 2007.

PEIRCE, C. S. The numerical measure of the success of predictions. **Science**, v. 4, p. 453–454, 1884.

PEREIRA, L. M. **Modelagem hidrológica dinâmica distribuída para estimativa do escoamento superficial em uma microbacia urbana**. 2009, 93 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

PINHEIRO, V. M. **Avaliação técnica e histórica das enchentes em Itajubá – MG**. Dissertação (Mestrado em Engenharia da Energia) – Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, 2005.

PLATE, E. J.; INSISIENGMAY, T. Early Warning System for the Lower Mekong River. **Water International**, v. 30, n. 1, p. 99-107, 2005.

PRIESTLEY, J. H. C.; TAYLOR, J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Monthly Weather Review**, v. 100, p. 81–92, 1972.

PONCE, V.; HAWKINS, R. Runoff curve number: has it reached maturity? **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 1, n. 1, p. 11–19, 1996.

PYTHON SOFTWARE FOUNDATION. **Python**. Disponível em: <<https://www.python.org/>>. Acesso em: mar. 2018.

R CORE TEAM. **R: a language and environment for statistical computing**. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing, 2017. Disponível em: <<https://www.R-project.org/>>. Acesso em: mar. 2018.

RAO, V. B.; FRANCHITO, S. H.; SANTO, C. M. E.; GAN, M. A. An update on the rainfall characteristics of Brazil: seasonal variations and trends in 1979–2011. **International Journal of Climatology**, v. 36, p. 291–302, 2016.

REIS, J. B. C.; BERTONCINI, A. L. S.; RENNÓ, C. D. Mapeamento da planície de inundação do Rio Sapucaí para a área urbana do município de Itajubá (MG). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 18., 2017a, Santos - SP. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2017a. p. 3719-3726.

REIS, J. B. C.; RENNÓ, C. D.; LOPES, E. S. S. Validation of satellite rainfall products over a mountainous watershed in a humid subtropical climate region of Brazil. **Remote Sensing**, v. 9, n.1240, 2017b.

RODRIGUEZ, J.; VOS, F.; BELOW, R.; GUHA-SAPIR, D. **Annual disaster statistical review 2008**: the numbers and trends. Brussels: CRED; 2009.

ROSIM, S.; OLIVEIRA, J. R. F.; JARDIM, A. C.; NAMIKAWA, L. M.; RENNÓ, C. D. TerraHidro: a distributed hydrology modelling system with high quality drainage extraction. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ADVANCED GEOGRAPHIC INFORMATION SYSTEMS, APPLICATIONS, AND SERVICES, 5., 2013, Nice. **Proceedings...** 2013. p. 161-167.

ROY, D. P.; WULDER, M. A.; LOVELAND, T. R.; WOODCOCK, C. E.; ALLEN, R. G.; ANDERSON, M. C.; HELDER, D.; IRONS, J. R.; JOHNSON, D. M.; KENNEDY, R.; SCAMBOS, T. A.; SCHAAF, C. B.; SCHOTT, J. R.; SHENG, Y.; VERMOTE, E. F.; BELWARD, A. S.; BINDSCHADLER, R.; COHEN, W. B.; GAO, F.; HIPPLE, J. D.; HOSTERT, P.; HUNTINGTON, J.; JUSTICE, C. O.; KILIC, A.; KOVALSKYY, V.; LEE, Z. P.; LYMBURNER, L.; MASEK, J. G.; MCCORKEL, J.; SHUAI, Y.; TREZZA, R.; VOGELMANN, J.; WYNNE, R. H.; ZHU, Z. Landsat-8: science and product vision for terrestrial global change research. **Remote Sensing of Environment**, v. 145, p. 154-172, 2014.

SAUSEN, T. M.; NARVAES, I. S. Sensoriamento remoto para inundação e enxurrada. In: SAUSEN, T. M.; LACRUZ, M. S. P. (Orgs.). **Sensoriamento remoto para desastres**. São Paulo: Oficina de Textos, 2015. p.119-148.

SCOFIELD, R. A.; KULIGOWSKI, R. J. Status and outlook of operational satellite precipitation algorithms for extreme-precipitation events. **Weather Forecasting**, v. 18, p. 1037–1051, 2003.

SEDEC. **Secretaria Nacional de Proteção e Defesa Civil**. Ministério da Integração Nacional, 2015. Disponível em: <<http://s2id.mi.gov.br/>>. Acesso em: mar. 2018.

SINGH, V. P. Watershed modeling. In: SINGH, V. P. (Ed.). **Computer models of watershed hydrology**. Highlands Ranch, CO: Water Resources, 1995. 1130p.

SIVAKUMAR, B.; SINGH, V.; BERNDTSSON, R.; KHAN, S. Catchment classification framework in hydrology: challenges and directions. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 20, A4014002, 2015.

SOARES, A. S. D.; PAZ, A. R.; PICCILLI, D. G. A. Avaliação das estimativas de chuva do satélite TRMM no Estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 21, p. 288–299, 2016.

STEFFEN, W.; SANDERSON, A.; TYSON, P. D.; JÄGER, J.; MATSON, P. A.; MOORE III, B.; OLDFIELD, F.; RICHARDSON, K.; SCHELLNHUBER, H. J.; TURNER II, B. L.; WASSON, R. J. **Global change and the Earth system: a planet under pressure**. Berlin: Springer, 2005. 44 p.

SUPIT, I.; HOOIJER, A. A.; VAN DIEPEN, C. A. (Eds). **System description of the WOFOST 6.0 Crop Simulation Model implemented in CGMS: theory and algorithms**. Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities, 1994.

SUPIT, I.; VAN DER GOOT, E. (Eds). **Updated System Description of the WOFOST Crop Growth Simulation Model as Implemented in the Crop Growth Monitoring System Applied by the European Commission**. Heelsum: Treemail, 2003.

THIELEN, J.; BARTHOLMES, J.; RAMOS, M. H.; DE ROO, A. The European Flood Alert System: concept and development. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 13, p. 125-140, 2009.

THIEMIG, V.; ROJAS, R.; ZAMBRANO-BIGIARINI, M.; LEVIZZANI, V.; DE ROO, A. Validation of satellite-based precipitation products over sparsely-gauged African river basins. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, p. 1760–1783, 2012.

THIEMIG, V.; ROJAS, R.; ZAMBRANO-BIGIARINI, M.; DE ROO, A. Hydrological evaluation of satellite-based rainfall estimates over the Volta and Baro-Akobo Basin. **Journal of Hydrology**, v. 499, p. 324-338, 2013.

THIEMIG, V.; BISSELINK, B.; PAPPENBERGER, F.; THIELEN, J. A pan-African medium-range ensemble flood forecast system. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 19, p. 1-21, 2015.

TODINI, E. The ARNO rainfall-runoff model. **Journal of Hydrology**, v. 175, p. 339-382, 1996.

TOSPORNAMPAN, J.; KATRY, P.; AN, H. P. **The Mekong Flood Forecasting and Flash Flood Guidance Systems at the Regional Flood Management and Mitigation Centre**. Phnom Penh – Cambodia: FMMC, 2010. p. 180-193.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. Porto Alegre: Editora da Universidade, 1998.

TUCCI, C. E. M (Org.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. 3. ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS; ABRH, 2002.

UFSC - UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA. CENTRO UNIVERSITÁRIO DE ESTUDOS E PESQUISAS SOBRE DESASTRES. **Atlas brasileiro de desastres naturais 1991 a 2010**: volume Brasil. Florianópolis: CEPED UFSC, 2012. 94 p.

UNFPA - UNITED NATIONS POPULATION FUND. **The state of world population 2001**: people and possibilities in a world of 7 billion. New York: UNFPA, 2001.

UN-ISDR - UNITED NATIONS INTERNATIONAL STRATEGY FOR DISASTER REDUCTION. **Living with risk**: a global review of disaster reduction initiatives. Genebra, Suíça: Inter-Agency Secretariat International Strategy for Disaster Reduction (ISDR), 2004. 457 p.

UN-ISDR - UNITED NATIONS INTERNATIONAL STRATEGY FOR DISASTER REDUCTION. **Revealing risk, redefining development**: summary and main findings. Genebra, Suíça: UNISDR, 2011. 24 p.

USDA SCS - SOIL CONSERVATION SERVICE. **National engineering handbook**: section 4: hydrology. Washington: USDA-SCS, 1985.

VAN DER KNIJFF, J. M.; YOUNIS, J.; DE ROO, A. P. J. LISFLOOD: a GIS-based distributed model for river basin scale water balance and flood simulation. **International Journal of Geographical Information Science**, v.24, n.2, p. 1–24, nov. 2008.

VAN GENUCHTEN, M. T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, p. 892-898, 1980.

VAZE, J.; POST, D. A.; CHIEW, F. H. S.; PERRAUD, J. M.; VINEY, N. R.; TENG, J.. Climate non-stationarity: validity of calibrated rainfall-runoff models for use in climate change studies. **Journal of Hydrology**, v. 394, p. 447–457, 2010.

VINCENT, G.; DAVENPORT, J. C.; SCOFIELD, R. A. The role of orographic and parallax corrections on real time high resolution satellite rainfall rate distribution. **International Journal of Remote Sensing**, v. 23, p. 221–230, 2002.

VIDA. **Plano diretor de recursos hídricos da Bacia Hidrográfica do rio Sapucaí**: resumo executivo. Belo Horizonte, MG: IGAM, 2010. Disponível em: http://www.igam.mg.gov.br/images/stories/planos_diretores_BH/sapucaí.pdf. Acesso em: mar. 2018.

XIAO, B.; WANG, Q. H.; FAN, J.; HAN, F. P.; DAI, Q. H. Application of the SCS-CN model to runoff estimation in a small watershed with high spatial heterogeneity. **Pedosphere**, v. 21, n. 6, p. 738-749, 2011.

XU, H. Extraction of urban built-up land features from Landsat imagery using a thematic oriented index combination technique. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 73, n. 12, p. 1381-1391, dez. 2007.

ZAMBRANO-BIGIARINI, M.; ROJAS, R. A model-independent Particle Swarm Optimisation software for model calibration. **Environmental Modelling and Software**, v. 43, p. 5-25, 2013.

ZHAO, R. J.; LIU, X. R. The Xinanjiang model. In: SINGH, V. P. (Ed.). **Computer models of watershed hydrology**. Highlands Ranch, CO: Water Resources Publications, 1995. p. 215-232.

WAGENER, T.; SIVAPALAN, M.; MCGLYNN, B. Catchment classification and services: toward a new paradigm for catchment hydrology driven by societal needs. In: Anderson, M. G. (Ed.). **Encyclopedia of hydrological sciences**. New York: Wiley, 2008.

WAGENER, T.; SIVAPALAN, M.; TROCH, P. A.; MCGLYNN, B. L.; HARMAN, C. J.; GUPTA, H. V.; KUMAR, P.; RAO, P. S. C.; BASU, N. B.; WILSON, J. S. The future of hydrology: an evolving science for a changing world. **Water Resources Research**, v. 46, W05301, 2010.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO). **Guide to hydrological practices**: data acquisition and processing, analysis, forecasting and other applications. 5. ed.; Geneva, Switzerland: WMO, 1994.

WOODS, R. Seeing catchment with new eyes. **Hydrological Processes**, v. 16, p. 1111-1113, 2002.

WU, H.; ADLER, R. F.; HONG, Y.; TIAN, Y.; POLICELLI, F. Evaluation of global flood detection using satellite-based rainfall and a hydrologic model. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, p. 1268-1284, 2012a.

WU, H.; ADLER, R. F.; TIAN, Y.; HUFFMAN, J. G.; LI, H.; WANG, J. Real-time global flood estimation using satellite-based precipitation and a coupled land surface and routing model. **Water Resources Research**, v. 50, p. 2693-2717, 2014.

WU, H.; KIMBALL, J. S.; LI, H.; HUANG, M.; LEUNG, L. R.; ADLER, R.F. A new global river network database for macroscale hydrologic modeling. **Water Resources Research**, v. 48, n.9, w09701, 2012b.

YILMAZ, K. K.; ADLER, R. F.; TIAN, Y.; HONG, Y.; PIERCE, H. F. Evaluation of a satellite-based global flood monitoring system. **International Journal of Remote Sensing**, v. 31, p. 3763-782, 2010.

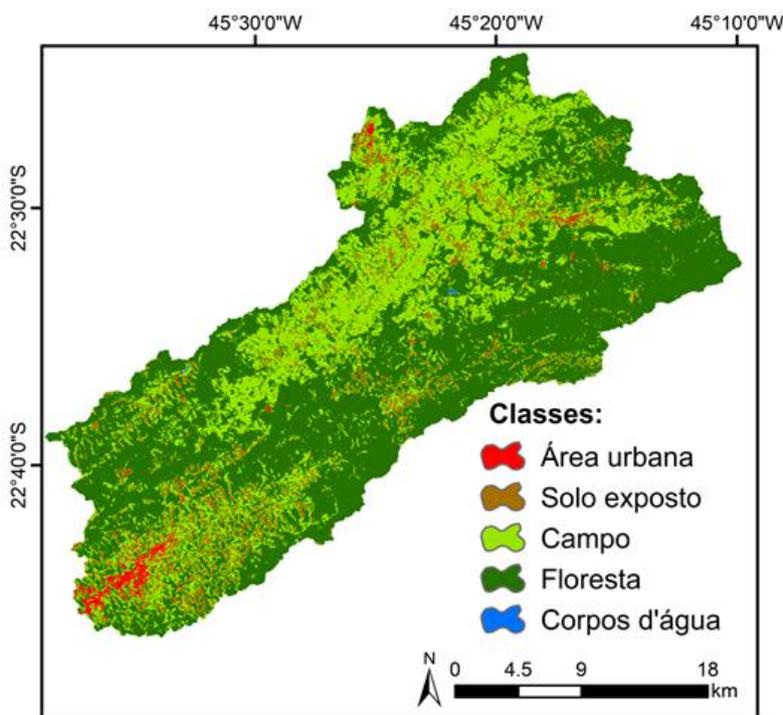
YUAN, F.; ZHANG, L.; WIN, K. W. W.; REN, L.; ZHAO, C.; ZHU, Y.; JIANG, S.; LIU, Y. Assessment of GPM and TRMM multi-satellite precipitation products in streamflow simulations in a data-sparse mountainous watershed in Myanmar. **Remote Sensing**, v. 9, n. 3, p. 302, 2017.

APÊNDICE A - CLASSIFICAÇÃO E VALIDAÇÃO DO USO E COBERTURA DA TERRA

O desempenho da classificação foi avaliado pelo Índice *Kappa* e pela Exatidão Total. Para esta finalidade, foram gerados 250 pontos amostrais distribuídos de forma aleatória, sendo estes considerados como dados de referência. A classe de cada ponto amostral foi obtida através do Google *Earth*.

A área de estudo corresponde a aproximadamente 859 km². Como resultado do processo de classificação, a área urbana representa 1,77% (15,18 km²) da área total, o solo exposto compreende 5,34% (45,91 km²), corpos d'água 0,03% (0,24 km²), a classe pastagem corresponde a 32,43% (278,57 km²) e a floresta, que predomina na área de estudo, ocupa 60,43% (519,11 km²) da área (Figura A.1).

Figura A.1 – Mapa da classificação de uso e cobertura da terra da área de estudo.



Fonte: Produção do autor.

De acordo com os resultados apresentados na Tabela A.1, o índice *Kappa* para a classificação da imagem foi de 0,78 e o valor da Exatidão Total de 86%. As

maiores confusões foram encontradas entre as classes solo exposto e área urbana e floresta e pastagem.

Tabela A.1 – Matriz de confusão da classificação supervisionada por *pixel* e os índices Kappa e Exatidão Total.

		Referência					
		Área urbana	Solo exposto	Pastagem	Floresta	Água	Total
Classificação	Área urbana	14	5	0	0	0	19
	Solo exposto	1	26	2	0	0	29
	Pastagem	3	3	57	13	1	77
	Floresta	0	0	6	115	0	121
	Água	1	0	0	0	3	4
	Total	19	34	65	128	4	250
		Índice Kappa = 0,78			Exatidão total = 0,86 %		

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programa de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o International Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. São aceitos tanto programas fonte quanto executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.