

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRAULICAS

**MODELAGEM HIDROLOGICA COM USO DA ESTIMATIVA
DE CHUVA POR SENSORIAMENTO REMOTO**

Karena Quiroz Jiménez

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Walter Collischonn

Co-Orientador: Dr. Waldo Lavado Casimiro

Banca Examinadora:

Prof. Daniel G. Allasia Picilli

CT/UFSM

Prof^a. Nilza Maria dos Reis Castro

IPH/UFRGS

Prof. Juan Martín Bravo

IPH/UFRGS

Porto Alegre, Maio de 2011

CIP - Catalogação na Publicação

Quiroz Jiménez, Karena
Modelagem hidrológica com uso da estimativa de
chuva por sensoriamento remoto / Karena Quiroz
Jiménez. -- 2011.
144 f.

Orientador: Walter Collischonn.
Coorientador: Waldo Lavado.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas
Hidráulicas, Programa de Pós-Graduação em Recursos
Hídricos e Saneamento Ambiental, Porto Alegre, BR-RS,
2011.

1. Sensoriamento Remoto. 2. Modelo Hidrológico. 3.
Bacia do rio Amazonas. 4. 3B42. 5. CMORPH. I.
Collischonn, Walter, orient. II. Lavado, Waldo,
coorient. III. Título.

Este trabalho foi desenvolvido no Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, sob a orientação do Prof. Dr. Walter Collischonn da Universidade Federal do Rio Grande do Sul e co-orientado pelo Dr. Waldo Lavado do Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología do Peru.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de estudos do mestrado que possibilitou meus estudos para alcançar um dos objetivos importantes de minha vida.

Ao Professor Walter Collischonn, pelas orientações e disponibilidade que sempre mostrou durante a realização deste trabalho e a amizade brindada.

Ao Projeto Integrado de Cooperação Amazônica e de Modernização do Monitoramento Hidrológico por proporcionar os mapas de geoprocessamento da bacia Amazonas. Ao Servicio Nacional de Hidrologia e Meteorologia (SENAMHI) do Peru pela disposição dos dados hidrológicos e climatológicos necessários para o presente trabalho nas pessoas de Waldo Lavado e Elizabeth Silvestre.

Agradeço aos meus amigos da sala do Projeto pela amizade brindada e pela disposição a resolverem minhas dúvidas, Rodrigo, Mino, Diogo, Paulo, Margarita e Katiucia. Aos amigos das outras salas pela convivência agradável. A Jhan Carlo Espinoza por dispor comentários ao meu trabalho.

Aos professores da Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental pelos conhecimentos brindados. À secretaria da Pós Graduação, na figura de Nadir e Andréas. Assim mesmo, ao pessoal da biblioteca do IPH no especial à Srta. Jussara.

Agradeço ao Professor Armando M. Awruch, pelo apoio recebido para que minha estadia em Porto Alegre fosse a melhor possível.

Agradeço aos meus pais Victor e Celia, meus irmãos Edwin, Geraldine, Oliver e aos meus seis sobrinhos que sempre me fazem rir.

Agradeço de maneira especial ao meu esposo Jorge Luis pelo apoio brindado e por todo seu amor.

RESUMO

QUIROZ, J.K. Modelagem hidrológica com uso da estimativa de chuva por sensoriamento remoto. Dissertação – Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental do Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS, Porto Alegre.

As estimativas de chuva por meio do sensoriamento remoto são, atualmente, fonte potencialmente útil para as mais diversas aplicações hidrológicas e climatológicas, especialmente em regiões onde as medições convencionais são escassas, como a Amazônia. Neste trabalho, foram analisadas as estimativas de chuva por satélite como variáveis de entrada ao modelo hidrológico MGB-IPH (Collischonn, 2001). Este modelo simula o ciclo hidrológico através das relações físicas e conceituais de todo processo, sendo os produtos de chuva por satélite avaliados o 3B42, 3B42RT e CMORPH. A primeira área de estudo é a bacia do rio Huallaga localizada dentro do território do Peru, região caracterizada por ter uma topografia complexa e pertencente a uma das nascentes do rio Amazonas. A segunda avaliação foi feita para a bacia do rio Amazonas, sendo esta caracterizada por ter uma grande variabilidade climatológica a diferentes altitudes e regimes hidrológicos diferentes, além de uma pobre distribuição de postos pluviométricos. No caso da bacia do rio Huallaga foram realizadas comparações da chuva média estimada por satélite com observada em intervalos de tempo diário, mensal, sazonal e anual. Estes resultados mostram que os produtos 3B42 e CMORPH subestimam valores médios da bacia comparada com chuva média ponderada por pluviômetros. Na simulação da bacia do rio Huallaga se efetuaram calibrações dos parâmetros para cada fonte de chuva resultando com melhor ajuste de vazões máximas para o produto CMORPH e pior ajuste para o produto 3B42, estes ajustes melhoraram para a chuva do produto CMORPH corrigido com estações pluviométricas. Por outra parte, no caso de análises da bacia do rio Amazonas, foi calculada a chuva média anual para os três produtos de satélite (3B42, 3B42RT e CMORPH), os resultados mostraram maior chuva média a favor de CMORPH, seguido de 3B42RT e finalmente o produto 3B42. A simulação da bacia do rio Amazonas mostrou melhores coeficientes de Nash-Sutcliffe com o produto 3B42 em várias estações do Brasil. Com o produto 3B42RT mostram melhores coeficientes nas estações localizadas na rede principal do rio Amazonas, e com o produto CMORPH mostrou melhores coeficientes em algumas estações como na bacia dos rios Tapajós (Brasil) e Urubamba (Peru).

Palavras-chave: Sensoriamento Remoto; Chuva estimada por satélite; Modelo Hidrológico; Bacia do rio Amazonas; 3B42; 3B42RT; CMORPH.

ABSTRACT

QUIROZ, J. K. – Modeling Hydrological with use rainfall estimates of remote sensing- Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental do Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS, Porto Alegre.

Currently, satellite rainfall estimates using remote sensing are a potential source of information for hydrological and climatological applications. It applies mainly for regions where conventional measurements are scarce such as the Amazon Basin. In this work, the satellite rainfall estimates were analyzed as input variables to the hydrological model MGB-IPH (Collischonn, 2001). This model simulates the hydrological cycle through physical and conceptual relationships where products 3B42, 3B42RT and CMORPH are evaluated. The first evaluation case corresponds to the Huallaga basin located in Peru, being one of the current Amazon highlands characterized by a complex topography. The second evaluation case corresponds to the Amazon basin characterized by a great climatological variability at different altitudes, different hydrological regimes and poor distributions of raingauges. In the case of the Huallaga River basin, comparisons were made between the estimated average satellite rainfall and the observed rainfall for different intervals of time (daily, monthly, seasonal and annual). These results show that the products 3B42 and CMORPH underestimate the basin average rainfall when compared with the weighted average of rain gauge measurements. During the Huallaga basin simulation, calibrations of some parameters for each rainfall data were realized. Obtaining the best and worst fitting results with the CMORPH and 3B42 products for the case of maximum discharges, respectively. This rainfall fitting improves for the CMORPH product when rain gauge corrections are included. On the other hand, the annual average rainfall value was obtained for each satellite product (3B42, 3B42RT e CMORPH) for the analysis of the Amazon basin. In this calculation, the greater results for the annual average rainfall values are obtained in the following order CMORPH, 3B42RT and 3B42. Moreover, this simulation seems to yield best Nash-Sutcliffe coefficients for the 3B42 product for various Brazilian stations. For stations located in the main stream of the Amazon River the Nash-Sutcliffe coefficients obtained with the 3B42RT product are the best. The CMORPH product yield the best coefficients for the stations located in Tapajós (Brazil) and Urubamba (Peru) basin.

Key-words: remote sensing; satellite rainfall; hydrological model; Amazon basin; 3B42; 3B42RT; CMORPH.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE TABELAS.....	xii
LISTA DE SIMBOLOS.....	xiii
LISTA DE ABREVIATURAS	xv
1 APRESENTAÇÃO	1
1.1 INTRODUÇÃO.....	1
1.2 JUSTIFICATIVAS DO TRABALHO	3
1.3 OBJETIVOS.....	3
1.4 PRINCIPAIS ETAPAS DO TRABALHO.....	3
1.5 ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO	3
2 REVISÃO DA LITERATURA	5
2.1 CONCEITOS BÁSICOS.....	5
2.1.1 Princípios da radiação.....	6
2.1.2 Interação da energia eletromagnética com a atmosfera.....	8
2.2 SATÉLITES METEOROLÓGICOS.....	9
2.2.1 Satélite TRMM.....	10
2.2.2 Futuros satélites	12
2.3 ALGORITMOS PARA ESTIMAR CHUVA POR SATÉLITE.....	12
2.3.1 Estimativa de chuva por bandas visível e infravermelho	12
2.3.2 Estimativa de chuva por microonda	14
2.3.3 Estimativa de chuva por múltiplas fontes.....	15
2.3.4 TMPA	16
2.3.5 CMORPH	19
2.3.6 HIDROESTIMADOR	22
2.4 AVALIAÇÕES E USO DE ESTIMATIVA DE CHUVA POR SATÉLITE	24
2.4.1 Comparações entre campos de chuva.....	24
2.4.2 Uso em modelos chuva-vazão	27
2.4.3 Incertezas associadas ao uso de estimativas de chuva por satélites	30
3 METODOLOGIA	32
3.1 GENERALIDADES.....	32
3.2 BACIAS ANALISADAS	32
3.3 FONTE DE DADOS	33
3.3.1 Base de dados da chuva estimada por satélite	33
3.3.2 Dados hidrológicos.....	34
3.3.3 Dados climatológicos	35

3.4	COMPARAÇÃO ENTRE A PRECIPITAÇÃO MÉDIA DA BACIA	36
3.4.1	Testes estatísticos	37
3.5	MODELAGEM HIDROLÓGICA PARA AVALIAR AS ESTIMATIVAS DE CHUVA POR SATÉLITE.....	39
3.5.1	Procedimento de Interpolação	39
3.5.2	Descrição do modelo hidrológico MGB-IPH.....	40
3.5.3	Testes estatísticos	49
4	APLICAÇÃO NA BACIA DO RIO HUALLAGA	51
4.1	CARACTERIZAÇÃO DA BACIA	51
4.2	COMPARAÇÃO ENTRE FONTES DE CHUVA	53
4.2.1	Comparação de chuva diária	54
4.2.2	Comparação de chuva mensal	56
4.2.3	Comparação de chuva anual.....	59
4.3	SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA.....	61
4.3.1	Discretização	61
4.3.2	Dados Hidrológicos e Climatológicos.....	64
4.3.3	Simulação e Calibração do modelo	64
5	APLICAÇÃO NA BACIA DO RIO AMAZONAS.....	70
5.1	CARACTERIZAÇÃO DA BACIA	70
5.1.1	Relevo.....	71
5.1.2	Características Climáticas	72
5.1.3	Geomorfología.....	73
5.1.4	Regime Hidrológico	73
5.2	COMPARAÇÃO DE CHUVA MÉDIA ANUAL	74
5.3	SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA.....	80
5.3.1	Discretização do modelo	80
5.3.2	Unidades de Respostas Hidrológicas.....	82
5.3.3	Dados Climatológicos	83
5.3.4	Dados Hidrológicos	85
5.3.5	Simulação Hidrológica com produtos de estimativa de chuva por satélite	85
5.3.6	Procedimentos de Comparação	87
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	110
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	114
	APÊNDICE A	
	APÊNDICE B	
	APÊNDICE C	

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 Representação do Espetro Eletromagnético.....	6
Figura 2.2 Janela Atmosférica nas bandas visível a microondas.	9
Figura 2.3 Representação esquemática de satélite TRMM e os sensores a bordo..	12
Figura 2.4 Esquema do processo de propagação.....	21
Figura 2.5 Taxa de chuva para cada T_b para o método Hidroestimador.	23
Figura 3.1 Termos do balanço de água no solo para cada bloco.....	43
Figura 3.2 Estrutura de cálculo de uma célula com blocos.	46
Figura 4.1 Mapa de Localização da bacia do rio Huallaga. a) A bacia Huallaga dentro do Peru; b)A cor violeta indica a rede da bacia Huallaga respeito da bacia Amazonas	51
Figura 4.2 Modelo Numérico do Terreno da bacia Huallaga.....	52
Figura 4.3 Estações pluviométricas e centro de pixels para a bacia Huallaga.	54
Figura 4.4 Comparação entre a chuva média diária obtida dos pluviômetros e estimada pelo satélite para o período de 26/10/2003 a 27/02/2009 na bacia Huallaga.	55
Figura 4.5 Comparação entre a precipitação média diária obtida dos pluviômetros e estimada pelo satélite para o período de 26/10/2003 a 27/02/2009 na bacia Huallaga	56
Figura 4.6 Comparação entre a precipitação média mensal obtida dos pluviômetros e estimada pelo satélite para o período de 1/01/2004 a 31/12/2008. a) comparação com 3B42. b) comparação com CMORPH.....	57
Figura 4.7 Coeficientes estatísticos para valores de chuva média mensal a)r coeficiente de correlação, b) RMS quadrado médio da raiz, c) <i>Bias</i> d) EM erro médio, e) NS Nash-Sutcliffe. f) Chuva média mensal da bacia Huallaga.....	58
Figura 4.8 Chuva média anual da bacia Huallaga com pluviômetros, 3B42 e CMORPH.....	59
Figura 4.9 Mapa de isoietas da chuva média anual para o período (2004-2009), de cor cinza com interpolação de pluviômetros, 3B42 de cor vermelho e CMORPH de cor azul	60
Figura 4.10 Discretização da bacia do rio Huallaga.....	62
Figura 4.11 Mapa de Unidades de resposta Hidrológica da bacia Huallaga.	63
Figura 4.12 Localização dos postos pluviômetros e fluviométricos na bacia Huallaga.....	64
Figura 4.13 Hidrogramas com modelo MGB-IPH na bacia Huallaga no período de 1/7/2006 a 30/06/2007. a) usando chuva por interpolação de pluviômetros (preto), chuva por 3B42 (vermelho), CMORPH (azul) e a vazão observada com a cor cinza.	66

Figura 4.14 Curva de permanência de vazões diárias calculadas e observadas na bacia Amazonas em Chazuta no período de 26/10/2003 a 27/02/2009	67
Figura 4.15 - Hidrograma resultante do modelo MISTO na bacia Huallaga no período de 27/10/2003 a 26/02/2009.	68
Figura 4.16 Curva de permanência de vazões diárias observadas e calculadas com MISTO na bacia do rio Chazuta no período de 26/10/2003 a 27/02/2009	68
Figura 5.1 Mapa de localização da bacia do rio Amazonas e principais afluentes	71
Figura 5.2 Relevo da bacia do rio Amazonas.	72
Figura 5.3 Histograma de chuva média anual na bacia do rio Amazonas para o período de 2004-2009	75
Figura 5.4 Distribuição espacial da chuva média anual com 3B42 sobre a bacia do rio Amazonas em pixel de 0,25° x 0,25° para o período de 2004-2009	76
Figura 5.5 Distribuição espacial da chuva média anual com CMORPH sobre a bacia do rio Amazonas em pixel de 0,25° x 0,25° para o período de 2004-2009	76
Figura 5.6 Distribuição espacial da chuva média anual da diferença entre CMORPH e 3B42 sobre a bacia do rio Amazonas para o período de 2004-2009.	77
Figura 5.7 Histograma de chuva média anual na bacia do rio Amazonas para o ano 2009	78
Figura 5.8 Distribuição espacial da chuva média anual com 3B42RT sobre a bacia do rio Amazonas em pixel de 0,25° x 0,25° para o ano 2009.	79
Figura 5.9 Distribuição média anual da diferença entre CMORPH e 3B42RT sobre a bacia do rio Amazonas para o ano 2009.	79
Figura 5.10 Distribuição média anual da diferença entre 3B42RT e 3B42 sobre a bacia do rio Amazonas para o ano 2009.	80
Figura 5.11 Discretização da bacia do rio Amazonas em minibacias para o modelo. (Fonte: Paiva, 2009; ICA-MMH, 2008).	81
Figura 5.12 Rede de drenagem da bacia de Amazonas.	81
Figura 5.13 Mapa de Unidades de Resposta Hidrológica (URH) da bacia Amazonas.	82
Figura 5.14 Localização dos centros dos pixels para os produtos de estimativa por satélite para a bacia Amazonas	84
Figura 5.15 Diagrama para os processo de simulação com MGB-IPH.	86
Figura 5.16 Mapa de Coeficientes de Avaliação entre a Vazão Observada versus a Vazão Simulada com 3B42 para o período entre Jan/1998 – Dez/2009 sobre a bacia do rio Amazonas. a) Nash Sutcliffe, b) Nash Sutcliffe para logaritmos, c) Erro no Volume.	89

Figura 5.17 Mapa de Coeficientes de Avaliação entre a Vazão Observada versus a Vazão Simulada com CMORPH para o período Jan/2003 – Dez/2009 sobre a bacia do rio Amazonas. a) Nash Sutcliffe, b) Nash Sutcliffe para logaritmos, c) Erro no Volume.	90
Figura 5.18 Mapa de Coeficientes de Avaliação entre a Vazão Observada versus a Vazão Simulada com 3B42 RT para o período Out/2008 – Dez/2009 sobre a bacia do rio Amazonas. a) Nash Sutcliffe, b) Nash Sutcliffe para logaritmos, c) Erro no Volume.	91
Figura 5.19 Mapa de Coeficientes de Avaliação entre a Vazão Simulada 3B42 versus a Vazão Simulada 3B42 RT para o período Out/2008 – Dez/2009 sobre a bacia do rio Amazonas. a) Nash Sutcliffe, b) Nash Sutcliffe para logaritmos, c) Erro no Volume.	92
Figura 5.20 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Chazuta	94
Figura 5.21 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Pucallpa	94
Figura 5.22 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Requena	95
Figura 5.23 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Tamshiyacu.....	95
Figura 5.24 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Gavião.....	96
Figura 5.25 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Envira	96
Figura 5.26 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Ipixuna.....	97
Figura 5.27 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Lábrea	97
Figura 5.28 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Manicoré.....	98
Figura 5.29 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Guajará-Mrim	98
Figura 5.30 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Fortaleza	99
Figura 5.31 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Cachoeirão	99
Figura 5.32 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Altamira.....	100
Figura 5.33 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Boa Esperança	100
Figura 5.34 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Vila Bittencourt	101
Figura 5.35 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Caracarai.....	101
Figura 5.36 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Serrinha.....	102
Figura 5.37 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação São Felipe	102
Figura 5.38 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Manacapuru	103
Figura 5.39 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Santo Antonio do Içá	103

Figura 5.40 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação S. Paulo de Olivença	104
Figura 5.41 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Óbidos.....	104
Figura 5.42 Localização dos postos fluviométricos da bacia Amazonas	105

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 Descrição dos principais satélites meteorológicos	10
Tabela 2.2 Características do produtos do TMPA.....	19
Tabela 2.3 Características do produto CMORPH	22
Tabela 3.1 Resumo de produtos de chuva por satélite.	34
Tabela 3.2 Estações fluviométricas no território do Peru.....	35
Tabela 4.1 Coeficientes de testes estatísticos a nível diário da bacia Huallaga	56
Tabela 4.2 Coeficientes de testes estatísticos a nível mensal na bacia Huallaga	57
Tabela 4.3 - Área das Unidades de Resposta hidrológica na bacia Huallaga.....	63
Tabela 4.4 Coeficientes de avaliação da simulação na bacia Huallaga no período 26/10/2003 a 27/02/2009	69
Tabela 5.1 Produtos de estimativa de chuva por satélite para a análise de chuva média anual da bacia do rio Amazonas.....	74
Tabela 5.2 Unidades de Respostas Hidrológicas para a bacia Amazonas.....	83
Tabela 5.3 Produtos de estimativa de chuva por satélite.....	84
Tabela 5.4 Tabela de procedimento de comparação da bacia do rio Amazonas	87
Tabela 5.5 (1) Resumo dos coeficientes de avaliação para diferentes períodos de comparação sobre a bacia do rio Amazonas	106
Tabela 5.5 (2) Resumo dos coeficientes de avaliação das calibrações da bacia Amazonas...107	
Tabela 5.5 (3) Resumo dos coeficientes de avaliação das calibrações da bacia Amazonas... 108	
Tabela 5.5 (4) Resumo dos coeficientes de avaliação das calibrações da bacia Amazonas... 109	

LISTA DE SIMBOLOS

- b: Parâmetro de forma da curva de saturação
- bias: Erro sistemático
- DMCap(mm): parâmetro ascendente máximo
- CS: Parâmetro para calibração da propagação superficial
- CI: Parâmetro para calibração da propagação sub-superficial
- CB: Parâmetro de retardo do reservatório subterrâneo
- EM(mm): Erro médio
- ER(%): Erro relativo
- EQM(%): Erro quadrado médio
- E_{λ} ($\text{Wm}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}$): Emitância de um corpo negro
- ε : emissividade
- f (Hz): frequência de oscilação da onda eletromagnética
- IAF: índice de área foliar
- Kbas (mm.dia^{-1}): Parâmetro de escoamento subterrâneo
- Kint (mm.dia^{-1}): Parâmetro de escoamento sub-superficial
- NS: Coeficiente de Nash Sutcliffe
- NSlog: Coeficiente de Nash Sutcliffe para logaritmos
- \hat{P}_i (mm): Precipitação interpolada por pluviômetros
- RS: Resistência superficial
- $v(\text{m.s}^{-1})$: velocidade da luz
- $\lambda(\text{m})$: comprimento de onda
- r: Coeficiente de correlação linear
- T($^{\circ}\text{C}$): Temperatura em graus
- W(w.cm^{-2}): Emitância total emitida por um corpo negro

- XL: Índice de porosidade de solo
- Wc(mm): Limite de armazenamento para haver fluxo ascendente ou descendente
- Wm(mm): Capacidade de armazenamento
- Z(m): Altura da vegetação.
- $\Delta V(\%)$: Erro no volume médio

LISTA DE ABREVIATURAS

- ANA: Agência Nacional de Águas
- CMAP: *Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation*
- CMORPH: *Climate Prediction Center Morphing method*
- CRU: *Climate Research Unit*
- DMSP: *Defense Meteorological Satellite Program*
- EUMESAT: *European Organization for the exploitation of Meteorological satellite*
- ENSO: *El Nino Southern Oscillation*
- GOES : *Geostationary Operational Environmental Satellite*
- GPCP: *Global Precipitation Climatology Project*
- GPM: *Global Precipitation Measurement*
- IPWG: *International Precipitation Working Group*
- INPE: Instituto Nacional de Pesquisas Especiais
- JAXA: *Japan Aerospace Exploration Agency*
- LIS : *Lightning Imaging Sensor*
- MGB-IPH: Modelo de Grandes Bacias do Instituto de Pesquisas Hidráulicas
- NASA: *National Aeronautics and Space Administration*
- PERSIANN: *Precipitation Estimation from remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks*
- PR: *Precipitation Radar*
- SENAMHI: Servicio Nacional de Meteorologia e Hidrologia
- TMI: *TRMM Microwave Imager*
- TRMM : *Tropical Rainfall Measurement Mission*
- TSDIS : *TRMM Science data and Information System*
- TMPA: *TRMM Measurement Precipitation Analysis*

- RHPP: *Resolution High Precipitation Products*
- RT: *Real Time*
- UTC: *Coordinated Universal Time*
- VIRS : *Visible and Infrared Radiometer System*
- WMO: *World Meteorological Organization*

CAPITULO 1

APRESENTAÇÃO

1.1 INTRODUÇÃO

A precipitação é a componente essencial do ciclo hidrológico e a variável climática mais importante nos modelos chuva-vazão. A forma convencional e direta de quantificar a chuva é por meio dos instrumentos instalados sobre a superfície terrestre, como os pluviômetros e os pluviógrafos. Em países em desenvolvimento, com limitações econômicas, e em regiões remotas que apresentam difícil acesso é comum existir uma rede de monitoramento muito esparsa ou inexistente, que não permite a quantificação correta da precipitação.

Este problema é ainda mais grave em regiões tropicais, como a Amazônia, em que a chuva é originada por processos convectivos, que são altamente variáveis espacialmente. Estes eventos de chuva pelo geral apresentam-se nas áreas das bacias hidrográficas longe das cidades, cursos dos rios e acesso às estradas, que dificulta a disposição imediata de pessoal para a medição. Os radares meteorológicos poderiam se constituir em uma solução para esse problema, no entanto, os altos custos de manutenção impossibilitam suprir numa maior quantidade em áreas remotas.

A medição da chuva por meio de pluviômetros apresenta dados de chuva pontual, com baixa representatividade espacial, mesmo quando há uma rede densa. Podendo-se ocorrer erros quando a água coletada por um pluviômetro é somente uma pequena amostra da chuva que cai numa certa área, muitas vezes, subestimadas pelo efeito do vento. No caso de bacias com limites internacionais, a informação da precipitação é limitada em países vizinhos, com diferentes tipos de equipes e com inconsistências na instrumentação. Estes tipos de problemas

aportam erros acrescentando as incertezas nos processos hidrológicos, como nos modelos chuva-vazão.

Uma fonte alternativa de dados que vem sendo explorada na região é a estimativa de chuva por sensoriamento remoto. Esta estimativa se baseia na mediação da radiação emitida e refletida pela atmosfera detectada pelos sensores a bordo dos satélites. A radiação é convertida em estimativa de chuva por meio de algoritmos matemáticos. Existem diversos algoritmos ou produtos de estimativa que proporcionam base de dados de chuva em píxel na escala espacial e série temporal de chuva com cobertura quase global e em tempo quase real.

De acordo com estas vantagens, nos últimos anos o uso das estimativas de chuva por sensoriamento remoto em modelos hidrológicos chuva-vazão, foi intensificado pela disponibilidade de dados livre e gratuita destes. As aplicações são feitas em diversos lugares do mundo, embora, muitos autores derivam seus estudos nas vastas regiões da África e da América do Sul, por ter bacias hidrográficas com grandes quantidades de água superficial, interesse maior para estudos hidrológicos e regiões remotas com baixa rede de medição.

Neste contexto, o presente trabalho apresenta uma avaliação da qualidade das estimativas de chuva por satélite, que estão disponíveis atualmente em escalas detalhadas de tempo e espaço e com cobertura quase global, no contexto específico da bacia do rio Amazonas. Foram consideradas como áreas de estudo a bacia do rio Huallaga, bacia compreendida dentro do âmbito do território do Peru, e a bacia do rio Amazonas. Por uma parte, foi efetuada uma comparação de chuva média entre fonte de satélite e pluviômetro no caso da bacia do rio Huallaga. Por outra parte, foram efetuadas as simulações hidrológicas com diversas fontes de estimativa de chuva por satélite nos casos da bacia Huallaga e em toda a bacia do rio Amazonas.

A presente dissertação foi possível graças a Convênio de Entendimento (daqui adiante CE) firmado entre o Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) pelo Brasil e o Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología do Peru (SENAMHI), entidade que forneceu dados de chuva e de vazão. O trabalho foi desenvolvido dentro do âmbito do Projeto Integrado de Cooperação Amazônica e Modernização do Monitoramento Hidrológico (daqui adiante ICAMMH), financiado pela FINEP e com participação do Instituto de Pesquisas Hidráulicas - IPH, do Instituto Tecnológico de Aeronáutica - ITA e da Agência Nacional das Águas - ANA.

1.2 JUSTIFICATIVAS DO TRABALHO

As justificativas para este trabalho são as seguintes:

- As estimativas da chuva por satélite proporcionam uma alternativa potencial de informação da precipitação nos locais remotos como na bacia Amazônica. Cada vez mais, vêm-se desenvolvendo algoritmos que proporcionam estimativa de precipitação em escalas mais detalhadas no espaço e no tempo, com cobertura quase-global e em tempo quase real.
- Existe uma tendência real de que as estimativas de precipitação por satélite continuarão sendo aprimoradas, contando com novos e mais sensores. Esta medição por sensoriamento remoto vem complementar as medições de pluviômetros, pluviógrafos e estimativas de radar.

1.3 OBJETIVOS

O objetivo desta pesquisa é avaliar a qualidade das estimativas de chuva por satélite de diferentes fontes para estudos hidrológicos, em especial para a aplicação dos modelos hidrológicos chuva-vazão.

1.4 PRINCIPAIS ETAPAS DO TRABALHO

1. Calcular e comparar entre a chuva média da bacia hidrográfica obtida pelas estimativas de chuva por satélite e com chuva média calculada da interpolação dos pluviômetros.
2. Calcular a vazão simulada por meio do modelo hidrológico distribuído com fonte de dados de chuva de satélite e de chuva calculada da interpolação dos pluviômetros e compará-las com as vazões observadas por meio de testes estatísticos.

1.5 ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

A presente dissertação é organizada em seis capítulos. O capítulo dois apresenta uma breve descrição dos conceitos gerais de sensoriamento remoto, além das características

principais dos satélites meteorológicos. São também descritos, por uma parte, os algoritmos que proporcionam estimativas de chuva por satélite, e por outro, aplicações ou usos destas estimativas em trabalhos encontrados na literatura.

O capítulo três apresenta a descrição da metodologia utilizada para avaliar os produtos da estimativa de chuva por satélite. São indicadas as bacias hidrográficas que são parte dos estudos de caso. São descritas as fontes dos dados climáticos e hidrológicos, incluindo os produtos de estimativa de chuva por satélite. São descritos os testes estatísticos, a fim de comparar entre fontes de chuva estimada e observada. Finalmente, se descreve o modelo MGB-IPH que será utilizado obter as vazões calculadas com diversas fontes de estimativa de chuva e comparar as vazões observadas por meio de testes estatísticos.

O capítulo quarto apresenta a aplicação do modelo na bacia do rio Huallaga. Neste capítulo apresenta-se tanto a comparação direta de campo de chuva de pluviômetros e de satélite como os resultados das simulações chuva-vazão com estas duas fontes de dados de chuva.

O capítulo cinco apresenta a aplicação do modelo na bacia Amazonas. Neste capítulo é efetuada uma análise de chuva média anual em toda a bacia com três produtos de satélite, ressaltando as diferenças entre as diferentes fontes de dados. Também são apresentados resultados de modelagem hidrológica usando três fontes diferentes de estimativa de chuva por satélite.

O capítulo seis apresenta uma análise ou conclusões dos resultados obtidos e das recomendações que são feitas para futuras investigações.

CAPITULO 2

REVISÃO DA LITERATURA

Neste capítulo, são descritos de maneira breve os conceitos básicos gerais de Sensoriamento Remoto, entre eles incluem os princípios da radiação e a interação de energia eletromagnética com a atmosfera. Descrevem-se as características dos satélites meteorológicos, os algoritmos que proporcionam estimativas de chuva por satélite. Finalmente, se faz um resumo dos trabalhos encontrados na literatura, referentes ao uso das estimativas de chuva por satélite em simulações hidrológicas.

2.1 CONCEITOS BÁSICOS

O sensoriamento remoto é o uso dos sensores a bordo dos satélites para observar, medir e registrar radiações eletromagnéticas refletidas e emitidas pela Terra e seu ambiente para analisar e extrair informação (Levin, 1999). Normalmente está baseado na avaliação dos padrões de emissão e reflexão da radiação eletromagnética.

Os elementos necessários para desenvolver os sistemas de sensoriamento remoto são a fonte, o sensor e o alvo. Estes três elementos estão ligados por meio da radiação eletromagnética. A principal fonte de radiação é o Sol, onde é produzido o completo espectro da radiação eletromagnética e é transmitida através do espaço atingindo à superfície da terra.

A radiação eletromagnética se propaga na forma de ondas formadas pela oscilação dos campos elétrico e magnético da Terra propagando-se à velocidade da luz (aproximadamente $v = 3 \times 10^8 \text{ m.s}^{-1}$) representadas por meio da seguinte equação:

$$v = \lambda.f \qquad \text{eq. 2.1}$$

onde, λ é o comprimento de onda (μm) e f é a frequência (Hz).

A radiação eletromagnética pode ser caracterizada pelo comprimento de onda. O intervalo de variação do comprimento de onda é contínuo constituindo o espectro eletromagnético, mostrado na Figura 2.1 (na segunda linha com indicação de comprimento de onda). Dependendo do comprimento de onda a radiação eletromagnética recebe o nome de luz visível, microondas, ondas de rádio, radiação ultravioleta, raios X, etc.

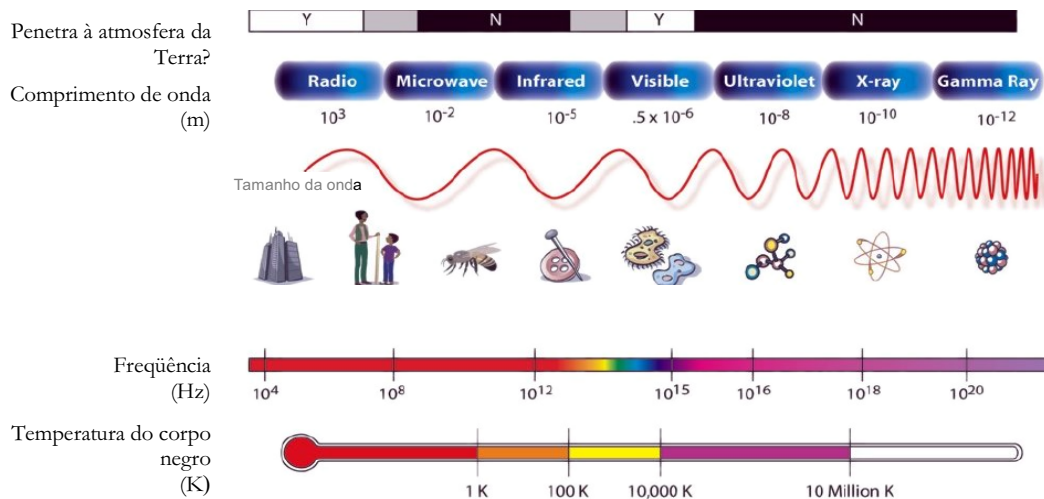


Figura 2.1 Representação do Espectro Eletromagnético (Fonte: Sato, 2010).

2.1.1 Princípios da radiação

A propagação de energia eletromagnética segue as leis da física como a Lei de Planck, Lei de Stefan-Boltzman e a Lei de deslocamento de Wien e são abordados de maneira breve.

Todos os corpos com temperatura acima do zero absoluto (-273°C ou 0 K) emitem radiação. A quantidade de energia e o comprimento na qual está emitindo depende da temperatura do objeto. Quando a temperatura de um objeto se incrementa, a quantidade total de energia também se incrementa e seu comprimento de onda no máximo pico de emissão diminui. A teoria do corpo negro explica os fenômenos que abordam as leis da física. Um corpo negro é um corpo ideal que absorve toda a energia incidente e emite energia perfeitamente. A energia emitida (emitância) de um corpo negro a uma temperatura é dada pela lei de Planck (Kampel, 2007), descrita na seguinte equação:

$$E_\lambda = \frac{c_1}{\lambda^5 (e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1)} \quad \text{eq. 2.2}$$

Onde, E_λ é a emitância espectral do corpo negro, λ comprimento de onda, T temperatura absoluta do corpo em graus Kelvin, $c_1=3,74 \times 10^{-16}$ W.m², $c_2=1,44 \times 10^{-2}$ m.K.

A integração da equação de Planck para todo ao comprimento de onda resulta na emitância total do corpo negro a uma determinada temperatura. A lei que estabelece a emitância espectral total de um corpo negro para todos os comprimentos de onda é a lei de Stefan-Boltzman (equação 2.3). Os corpos negros com maior temperatura emitem mais energia por unidade de área que os corpos negros com menor temperatura (Campbell, 2007).

$$W = \sigma.T^4 \quad \text{eq. 2.3}$$

Onde, σ : constante de Stefan-Boltzman $=5,67 \times 10^{-8}$ W.K⁻⁴; T=temperatura absoluta em °K.

Todos as superfícies naturais emitem diferente energia e não se comportam como os corpos negros, a porcentagem da emitância total de um corpo negro é a emissividade da superfície. Um corpo negro é um emissor perfeito e sua emissividade toma o valor de um, e de um corpo branco toma o valor de zero, na natureza todos os corpos caem nesses limites. Para esses objetos a emissividade é uma medida útil de sua efetividade como radiadores de energia eletromagnética. Os objetos que tendem a absorver altas proporções de radiação incidente e re-irradiam esta energia tem alta emissividade (Campbell, 2007).

$$\varepsilon = \frac{M}{M_b} \quad \text{eq. 2.4}$$

Onde, ε : emissividade; M: Emitância de um objeto, M_b : emissividade de um corpo negro a mesma temperatura.

Conhecendo a temperatura do objeto emissor se pode estimar a emitância (fluxo radiante sobre a superfície de um corpo). A lei do deslocamento de Wien descreve a relação entre o comprimento de onda de emitância à temperatura de um corpo negro, mostrado na equação 2.5. Por exemplo, sabendo que a máxima emissão solar ocorre em $\sim 0,475$ μm , deduz-se que sua temperatura equivalente de corpo negro é 6100 Kelvin (Campbell, 2007).

$$\lambda_{\text{max}} = \frac{2897}{T} \quad \text{eq. 2.5}$$

Onde λ_{\max} é expressado em 10^{-6} m e T em graus Kelvin.

Através da lei de Wien é possível estimar a temperatura de um objeto, já que objetos quentes tendem a irradiar em comprimentos de onda menores (Campbell, 2007).

2.1.2 Interação da energia eletromagnética com a atmosfera

A radiação solar atravessa a atmosfera da Terra sofrendo modificações nos seus processos físicos. Estes processos físicos são: Reflexão, Dispersão (espalhamento) e Absorção. A reflexão acontece principalmente nas nuvens e na superfície da Terra e representa um 33% da radiação total incidente (Campbell, 2007). A dispersão ocorre quando a radiação é defletida em todas as direções e é modificada pela mudança de direção; e a absorção pela atmosfera é feita através de seus vários constituintes e ao atingir à superfície da Terra.

Os gases na atmosfera bloqueiam a radiação, conseguindo atravessar apenas uma porcentagem. Esta porcentagem é dada pela transmissividade. Em algumas faixas do espectro, esta transmissividade é maior, constituindo a janela atmosférica. A Figura 2.2 representa as bandas espectrais no visível e infravermelho que os instrumentos de sensoriamento remoto percebem, e a fração transmitida pela atmosfera. Os comprimentos de onda na banda visível são fortemente atenuados pela atmosfera, em quase 100%, nesta banda quase não existe absorção de parte dos gases atmosféricos. A radiação na banda infravermelho térmico é quase totalmente absorvida pelas moléculas d' água presentes na atmosfera. Na banda de microonda para maiores frequências do vapor d'água a radiação é fortemente absorvida (Campbell, 2007).

A determinação da natureza dos alvos em sensoriamento remoto é baseada nos valores de sua reflectância em cada banda do espectro. Quando as respostas espectrais de vários alvos são conhecidas, é possível determinar a natureza de um alvo desconhecido através da comparação da resposta espectral a partir dos dados de referencia (Collischonn, 2006).

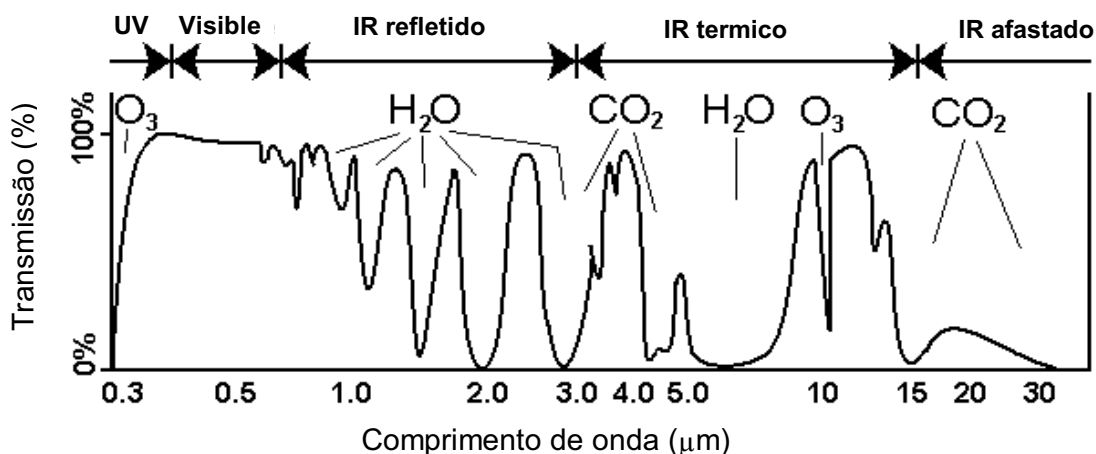


Figura 2.2 Janela Atmosférica nas bandas visível a microondas (Fonte: Barry Rice, 2008).

Neste trabalho, a importância dos conceitos básicos de sensoriamento remoto é dirigida a entender os mecanismos na medição da hidrometeorologia (chuva) por meio de medições indiretas. Estas medições indiretas baseadas na informação que podem proporcionar os sensores de satélite.

2.2 SATÉLITES METEOROLÓGICOS

Satélites meteorológicos são aparelhos, funcionando como veículos, que são colocados em órbita em torno da Terra, e que levam consigo sensores que detectam radiação eletromagnética a determinados comprimentos de onda permitindo monitorar alvos específicos na atmosfera terrestre. Estes satélites podem ter órbita polar ou geoestacionária.

Um satélite que efetua uma órbita polar se desloca no sentido norte-sul em torno da Terra com ângulo de inclinação com respeito à linha equatorial. O movimento de rotação da Terra causa um deslocamento relativo à projeção do satélite sobre a superfície. Em consequência desse deslocamento, a cada momento o satélite se encontra acima de um ponto diferente da superfície da Terra.

Um satélite que efetua uma órbita geoestacionária observa sempre sobre a mesma área do planeta, mantendo uma velocidade angular igual à da rotação da Terra. Esta característica de órbita confere a este tipo de satélites a capacidade de obter informações de áreas específicas do globo várias vezes por dia. Estes satélites situam-se em grandes altitudes (cerca de 36.000 km).

Entre os principais satélites climatológicos em órbita atualmente estão os satélites GOES, METEOSAT e GMS, que tem órbita geoestacionária. Os satélites AQUA, TRMM, ENVISAT, DMSP e NOAA, por outro lado, têm órbita polar. Dentre seus principais usos estão estimar a chuva, monitorar a temperatura de oceano, classificar os tipos de nuvens, corpos d'água, neve e poluição (NOAA, 2011). A Tabela 2.1 mostra uma resumo da descrição dos principais satélites meteorológicos.

Tabela 2.1 Descrição dos principais satélites meteorológicos

Satélite	Tipo de órbita	Sensores	Altitude (km)	Operador
GOES	Geoestacionário	Vis/IR	35.800	NOAA e NASA
METEOSAT	Geoestacionário	Vis/IR	35.800	EUMESAT
GMS	Geoestacionário	Vis/IR	35.800	AMJ
TERRA/AQUA	Polar	Vis/IR	705	NASA
TRMM	Polar	Vis/IR/MW/Radar	403	NASA e JAXA
ENVISAT	Polar	Vis/IR	800	EEA
DMSP	Polar	Vis/IR/MW	850	NASA
NOAA	Polar	Vis/IR	850	NOAA

(Fonte: NASA, 2010; INPE, 2010)

De todos os satélites meteorológicos descritos anteriormente, o satélite TRMM é o único satélite no espaço com o objetivo específico de monitorar a precipitação nos trópicos. A partir deste satélite derivam diversos produtos de estimativa de chuva, porém, é importante neste trabalho descrever particularmente este.

2.2.1 Satélite TRMM

O satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) foi lançado ao espaço no ano 1997 sob a missão conjunta entre a NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e a JAXA (*Japan Aerospace and Exploration Agency*) (Kummerow et al., 2000).

A órbita do satélite TRMM é polar com uma inclinação de 35° e com altitude de 403km (a partir de 2001) com um período de 92,5 minutos (dando volta a Terra 16 vezes por dia). Com esta órbita se consegue resoluções espaciais detalhadas para capturar a variação do ciclo diurno da chuva tropical.

A bordo do satélite TRMM existem diferentes sensores, para diferentes bandas do espectro. A Figura 2.3 mostra os sensores a bordo do satélite, e suas características são descritas a seguir:

- TMI (*TRMM Microwave Imager*): É um sensor de microonda passivo, mede a intensidade de radiação em cinco frequências: 10,7; 19,4; 21,3; 37; 85,5 GHz, onde a estimativa de chuva é medida direta da absorção da radiação pelas gotas de chuva detectada pelo sensor TMI. As medições do sensor servem para quantificar o vapor de água, a água precipitável e a intensidade da chuva na atmosfera por meio da intensidade da radiação na temperatura do brilho. O antecessor do TMI é o SSM/I (sensor de microonda) operado pelo satélite DMSP desde 1987 (TRMM, 2010; Joyce, 2004; Huffman et al., 2007).
- PR (*Precipitation Radar*): o radar de precipitação construído por JAXA é o primeiro radar a bordo de um satélite. Diferencia-se dos outros sensores por ser ativo, isto é, emite a radiação em comprimento de onda de microondas, e mede a intensidade do sinal que retorna (reflexão) dos alvos na atmosfera. O radar cobre uma área de vista na superfície da Terra de 5 km (resolução horizontal) e resolução vertical de 250m. Este instrumento é capaz de produzir imagens tridimensionais da estrutura da tormenta, tipo da chuva, profundidade da tormenta e, detecta razoavelmente taxas leves de chuva da ordem de $0,7 \text{ mm.h}^{-1}$ (TRMM, 2010; Huffman et al., 2007).
- VIRS (*Visible and Infrared Radiometer System*): O radiômetro cobre uma área de vista na superfície da Terra de 2,4 km (resolução horizontal). As imagens desta banda são capazes de delimitar as áreas de nuvens grossas com maior probabilidade de precipitar. Além de ser útil como referência para outras medidas feitas utilizando os satélites POES e GOES (TRMM, 2010; Huffman et al., 2007).
- LIS (*Lightning Imaging Sensor*): O sensor detecta e localiza raios na região tropical com uma estrutura óptica e electrónica. Proporciona um campo de visão com um tempo de 80 segundos de observação, tempo suficiente para detectar o raio, permitindo aos cientistas conhecer o início o fim da tormenta. (TRMM, 2010).

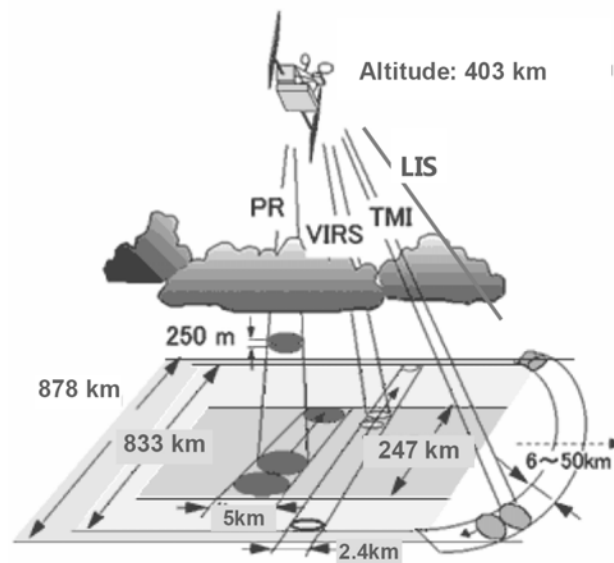


Figura 2.3 Representação esquemática de satélite TRMM e os sensores a bordo.
(Fonte: TRMM, 2010; Collischonn, 2006).

2.2.2 Futuros satélites

Em 2013 está previsto o lançamento de satélites da missão denominada GPM (*Global Precipitation Mission*). Esta missão constará de uma constelação de satélites internacionais para estimativa da chuva global, além de observação de neve e gelo (GPM, 2011). O instrumento principal a bordo destes satélites será o GMI (*GPM Microwave Imager*), um sensor de microondas que proporcionará imagens com resolução temporal mais refinada. O objetivo principal do GPM é melhorar a estimativa da chuva em tempo real para a previsão de cheias, monitoramento de possíveis áreas inundáveis, e outras aplicações hidrológicas. (Su et al., 2008; Huffman et al., 2007; Levizzani, 2000).

2.3 ALGORITMOS PARA ESTIMAR CHUVA POR SATÉLITE

2.3.1 Estimativa de chuva por bandas visível e infravermelho

A região visível do espectro compreende uma faixa de cerca de 0,3 a 0,6 μm . Esta faixa recebe o nome em função às cores que o olho humano pode perceber. Este espectro é dividido em regiões correspondentes às cores básicas: vermelho (0,5 a 0,6 μm), verde (0,4 a 0,5 μm) e azul (0,3 a 0,4 μm). Comprimentos de onda maiores do que o vermelho está na faixa conhecida como infravermelho. Corpos com temperatura relativamente baixa emitem radiação na faixa do infravermelho.

As imagens na região visível apresentam a distribuição de brilho no topo das nuvens, que é uma indicação da reflectância dos alvos. Sendo assim, os tons claros e brilhantes representam áreas com altos valores de reflectância e podem apresentar nuvens mais grossas que possuem mais relação com a chuva precipitante. Enquanto, as nuvens com tons escuros não apresentam relação com chuva precipitante.

Por outro lado, a região do infravermelho compreende a faixa de ($0,72\mu\text{m} - 1\text{mm}$). A radiação infravermelha é dividida em três sub-faixas: a primeira é o infravermelho próximo ($0,6$ a $1,3\ \mu\text{m}$): esta faixa pode ser captada através de filmes fotográficos ou aparelhos ópticos. A segunda é o infravermelho médio ($1,3$ a $8,0\ \mu\text{m}$): nesta região a reflexão da luz do Sol e a emissão de energia da Terra se confundem. A terceira é o infravermelho distante ou emissivo ($8,0$ a $14,0\ \mu\text{m}$): esta faixa, a energia pode ser captada pela emitida dos corpos na Terra, sob forma de calor (Centeno, 2004).

Na região do infravermelho, a estimativa de chuva é derivada da relação entre a temperatura de brilho do topo das nuvens com sua altura do topo das nuvens e a espessura das nuvens. A energia do infravermelho pode ser convertida em temperatura, conhecida como temperatura de brilho, por meio da lei de Stefan-Boltzmann. As imagens obtidas por meio de sensor infravermelho são compostas de energia radiante provenientes da atmosfera, da superfície terrestre, ou da água.

As observações de temperatura de brilho podem ser usadas para inferir alturas de topo das nuvens. Baixas temperaturas de brilho implicam em altos topos de nuvem, resultando em grande espessura da nuvem e alta probabilidade de chuva. Altas temperaturas de brilho implicam em topos de nuvem baixos e baixa probabilidade de chuva (Maidment, 1993).

Em base à explicação física mostrada nos enunciados anteriores, foram desenvolvidas técnicas de estimativa a partir de imagens visíveis e infravermelhas, entre elas estão: a Técnica Manual para Monitoramento por Satélite, descrita por Barret & Martin no 1981, esta técnica está baseada na interpretação das imagens das nuvens. O Índice de Precipitação GOES (GPI) por Arkin & Meisner em 1987 consiste em associar taxas de precipitação de 3mm/h para todos os pixels da imagem infravermelho de nuvens que apresentam temperaturas menores que 235K , enquanto que para os demais pixels da imagem esse valor é zero.

Outras técnicas como a *Convective Stratiform Technique (CST)* proposto por Adler & Negri (1988), relaciona taxas de precipitação com a temperatura do topo da nuvem e a área de

cobertura da nuvem discrimina chuvas convectivas das estratiformes por meio de estatísticas feitas com radar. Esta técnica consiste em identificar temperaturas mínimas nos locais menores que 253K nas imagens do canal infravermelho termal. Assim, todos os pixels identificados como mínimos locais são fortes indicadores da presença de atividade convectiva.

No entanto, existem limitações na estimativa de chuva baseada em radiação na faixa do visível e do infravermelho. Entre elas estão: a radiação detectada pelos sensores vem do topo de nuvens e não abaixo destas, onde são produzidas as precipitações. Em alguns casos, nuvens altas e frias não necessariamente estão associadas com a ocorrência de precipitação. Este é o caso das nuvens *cirrus*, que são formadas nas grandes altitudes, têm alta refletância e baixa temperatura, mas estas nuvens não precipitam, portanto, são confundidas com nuvens frias precipitantes.

2.3.2 Estimativa de chuva por microonda

A faixa de microondas é a região do comprimento de onda que vai de 1mm a 30cm. As microondas estão na região do espectro intermediária entre as ondas de rádio e o infravermelho distante. A energia das microondas tem relação mais direta com a precipitação, quando a radiação interage com a atmosfera. Para baixas frequências de microondas (10-37 Ghz) é registrada a emissão termal das gotas de chuva. Enquanto para altas frequências (> 85 Ghz) é registrada a dispersão da radiação que sobe da superfície terrestre, devido às partículas de gelo nas camadas das nuvens dos sistemas convectivos (Joyce, 2004).

A conversão de brilho espectral, que é a resposta do sensor de microondas, em temperatura de brilho é feita através dos cálculos da lei de Plank (eq. 2.2), que estabelece a emissão do corpo negro. Em geral, a estimativa da chuva usando microondas sobre os oceanos é mais precisa que sobre a Terra (NASA, 2010). Isto ocorre porque a taxa de precipitação sobre os oceanos é uma função crescente da temperatura de brilho. Enquanto, as estruturas precipitantes sobre as regiões continentais têm pouco contraste com a superfície da Terra. No entanto, algumas outras características da precipitação podem ser inferidas, uma vez que frequências mais altas em canais de microondas (cerca de 85 GHz) passam a sofrer forte dispersão devido à presença de cristais de gelo na nuvem, reduzindo a resposta no sensor e criando um contraste com a superfície quente da Terra.

As técnicas para a estimativa de chuva a partir de sensores microondas são baseadas em regressões estatísticas, utilizando apenas temperaturas de brilho para derivar o índice de chuva. Alguns exemplos desses índices são o Scattering Index, proposto por Grody (1991), e o *Normalized Polarization Difference*, proposto por Petty (1995).

Existem também métodos mais sofisticados, como por exemplo, Kummerow & Giglio (1994), Mugnai & Smith (1988), ambos baseados em algoritmos de inversão com utilização de banco de dados. Para a construção do banco de dados necessita-se de um modelo atmosférico de nuvem, onde cada perfil vertical de chuva é associado a um conjunto de temperaturas de brilho simulado nas frequências dos canais do radiômetro. O banco de dados deve conter um grande número de perfis de chuva, de modo que seja representativo de todas as situações que possam ser observadas, e devem incluir também a completa variabilidade das condições da superfície, como por exemplo, a temperatura da superfície do mar, a velocidade do vento, a emissividade do solo e a umidade. Redes neurais artificiais podem ser usadas para otimizar o procedimento de inversão.

Não entanto, existem limitações na estimativa de chuva com base em microondas, entre elas estão: Ausência de sensores que detectem comprimento de microondas a bordo dos satélites geoestacionários que permitam melhorar as resoluções espaciais. A frequência de observação de passagem dos satélites polares (com sensores de microonda) é de máximo duas vezes por dia limitando sua resolução temporal. As superficiais frias e coberturas de gelo sobre montanhas podem ser erroneamente identificadas como nuvens precipitantes na faixa de microonda (Dinku et al, 2010).

2.3.3 Estimativa de chuva por múltiplas fontes

A estimativa de chuva por múltiplas fontes procura combinar as informações de vários sensores e bandas de radiação eletromagnética para gerar a melhor estimativa de precipitação. (Kidd, 2001). Através das técnicas baseadas em múltiplas fontes é possível combinar a excelente cobertura espacial e temporal de sensores infravermelho a bordo de satélites geoestacionários com as estimativas mais corretas de sensores de microondas a bordo de satélites em órbita polar.

Com as técnicas baseadas em múltiplos sensores foi criada a base de dados para os projetos globais de estimativa de chuva. Os projetos precursores são o *GPCP (Global*

Precipitation Climatology Project) e CMAP (*Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation*) (Kidd, 2001), descritos mais detalhadamente no texto que segue.

O GPCP (versão 2.1 Combinação) foi instituído pelo *WCRP (World Climate Research Program)* para quantificar e identificar a distribuição de chuva global com o objetivo de produzir estimativa de chuva mensal global com resolução de 2,5°, descrito por Adler et al. (2003). O período de registro inicial foi desde 1979 a 1995 e que foi prolongado até atualidade, agora forma parte da *GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment)*. A estimativa de chuva do GPCP (versão 2.1 Combinação) está baseada em imagens dos sensores de infravermelho e microondas. Além disso, a O GPCP incorpora dados de chuva medida de pluviômetros com um registro de 6.000 estações em todo o planeta. O algoritmo pondera as informações de pluviômetros e de satélite, dando peso maior ou menor de acordo com a disponibilidade de seus dados (Kidd, 2001; GPCP, 2010).

O CMAP (*Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation*), descrito por Xie e Arkin (1995) gera estimativas de chuva mensal global e chuva acumulada em cinco dias com uma resolução espacial de 2,5°. A base de dados inicia desde 1979 até a presente (Kidd, 2001, NOAA, 2010). A fonte de informação para a estimar a chuva CMAP vem dos algoritmos de estimativa de sensores infravermelhos e microonda passivo e um campo de chuva interpolado de estações pluviométricas.

Os algoritmos posteriormente abordados neste trabalho são referidos as estimativas de chuva global em escalas mais detalhadas, que as estimativas de chuva descritas no item anterior. Os algoritmos descritos nos seguintes item estão dispostos em base de dados a escalas temporais menores e iguais a 3 horas e escalas espaciais menores e iguais a 0,25°.

2.3.4 TMPA

A sigla TMPA é referida a *TRMM Multisatellite Precipitation Analysis* (Huffman et al., 2007), baseada em informações de múltiplos satélites, entre eles são DMSP, AQUA, NOAA e o satélite TRMM. O TMPA gera dois principais tipos de produtos: estimativas em tempo real (denominadas RT - *Real Time*) e estimativas corrigidas com base em dados de pluviômetros (denominadas *Research*). Os produtos apresentam campos de chuva global entre os paralelos 50°N até 50°S com resolução espacial de 0,25°×0,25°.

Os produtos do TMPA são baseados em duas informações principais. A primeira fonte de dados são imagens de microondas obtidas por satélites de órbita polar e a outra são imagens

na banda do infravermelho (comprimento de onda próximo de 10,7 μm) obtidas por sensores a bordo de satélites geostacionários. Além de considerar, correções das estações em Terra da base de dados do GPCP (*Global Project Climatological Precipitation*) e CAMS (*Climate Assessment and Monitoring System*).

Os sensores de microonda passivos a bordo de satélites de órbita polar que utiliza TMPA são:

- SSM/I (Spatial Sensor Microwave/Imager) do satellite DMSP,
- AMSR-E (The Advanced Microwave Scanning Radiometer) do satellite AQUA,
- TMI (TRMM Microwave Imager) do satellite TRMM,
- AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit) do satélite NOAA
- MHS (Microwave Humidity Sounders) do satélite NOAA.

Todos eles são convertidos em estimativa de precipitação pelo TSDIS (*TRMM Science Data and Information System*) com a versão do algoritmo de GPROF (Kummerow et al., 1996). No caso de estimar chuva pelo AMSU, a estimativa é convertida por NESDIS (National Environmental Satellite Data and Information Service) com o algoritmo proposto por Weng et al. (2003) com algumas modificações (Huffman et al., 2007; Vila et al., 2007).

Por outra parte, os sensores de infravermelho utilizados pelo TMPA vêm da banda de comprimentos de onda próximos a 10,7 μm que são coletados de satélites de órbita geostacionária. As imagens de bandas do infravermelho proporcionam excelente cobertura espacial e temporal, no entanto limitado a estimar a precipitação sob a temperatura do brilho dos topos das nuvens. Com base na informação anterior, foi calculado temperatura do brilho desde satélites geostacionários pelo método “CPC-IR” em escalas de 4kmx4km com correções dos efeitos de vista do ângulo zenit. O CPC-IR foi incluído na estimativa de precipitação para os produtos do TMPA.

Os produtos do TMPA que recebem os nomes 3B42 e 3B43 são elaborados em quatro etapas, listadas a seguir:

- São calculadas estimativas de precipitação de microondas de todas as fontes dos sensores dos satélites. Estas estimativas são calibradas com o TCI (*TRMM Combined*

Instrument ou produto 2B31) estimativa de chuva combinada com TMI (Imageador de microondas) e PR (Radar de Precipitação) do satélite TRMM. O produto final nesta etapa é estimativa de chuva em escala espacial de $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$.

- São calculadas taxas de precipitação a partir da temperatura do brilho por CPC-IR e combinada com estimativa de precipitação a partir da estimativa de microondas da etapa anterior. O produto final nesta etapa é estimativo de chuva do IR-microonda a escala de 3 horas e escala espacial de $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$.
- Nesta etapa fusionam as estimativas de microonda (primeira etapa) e IR-microonda (segunda etapa). O resultado desta combinação é preencher campos de estimativa em base a microonda e nas zonas onde falta preencher (falhas) são completados com as estimativas de IR-microonda. O produto final desta etapa é um produto fusionado de microonda e IR-microonda a escala espacial de $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$ cada 3 horas.
- Finalmente, uma base de dado de pluviômetros é integrado. As estimativas da terceira etapa (fusionado de microonda e IR-microonda) em 3 horas são somadas para um calendário mensal criando o produto multisatélite (MS). O produto MS e as estações de postos pluviométricos (GPCP) são combinados (Huffman et al., 1997) para criar precipitação mensal SG, resultando o produto 3B43. O seguinte passo é gerar um campo de quociente SG/MS em pixels de $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$ e re-escalado a 3 horas produzindo o produto 3B42 versão 6, o algoritmo é descrito com mais detalhe em (Huffman et al., 1997).

As quatro etapas mostradas anteriormente são as etapas da estimativa da chuva para os produtos 3B42 para chuva de 3 horas e 3B43 para chuva mensal. A grande vantagem é que o algoritmo proporciona resoluções finas com cobertura de 50°S e 50°N . Por outra parte, o algoritmo é complexo e o número de dados necessários para gerar os produtos tomam tempo no processo, de forma que os dados não estão disponíveis de forma quase imediata. Para suprir esta carência foi disposto um produto alternativo, ainda em caráter experimental, que está disponível em tempo quase real denominado 3B42RT (Huffman et al., 1997).

O produto 3B42RT é um produto experimental a escala de 3 horas e escala espacial de $0,25^{\circ}$. A composição deste produto segue as etapas da estimação do produto “*research*” com a diferença de que as calibrações feitas para a estimativa de chuva por microonda apenas é efetuada com o TMI (Imageador do microondas) e não com o PR (Radar de Precipitação)

porque o PR não está disponível em tempo real (Huffman et al., 2007, Vila et al., 2009). Além disso, para o produto 3B42RT não é considerada a correção de chuva de pluviômetros (a quarta etapa não é tomada em conta).

Os dados dos produtos do TMPA são disponibilizados como arquivos que podem ser acessados pela Internet e contém uma matriz de chuva de dimensão 1440×440 pixels com escala temporal de 3 horas (ou mensal, segundo seja o caso) a escala espacial 0,25°×0,25°. A Tabela 2.2 mostra os produtos de estimativa de chuva do TMPA, o 3B42 está disponível a partir do 1 de Janeiro de 1998, para usuários que precisam de chuva diária se acha o produto 3B42 *derived* que acumula chuva desde 0 UTC até 24 UTC. Os dados do produto 3B42RT estão disponíveis desde 1 de outubro de 2008 na página web de TOVAS <http://disc2.nascom.nasa.gov/Giovanni/tovas/>, para usuários que precisem de chuva diária se acha o 3B42RT *derived*, os produtos 3B40RT (HQ) e 3B41RT são estimativas de chuva baseadas nas imagens de microonda e infravermelho, respectivamente.

Tabela 2.2 Características do produtos do TMPA

Produto	Descrição	Data Inicial
3B42	Produto com chuva cada 3 horas com combinação de múltiples fontes de sensores de satélite	janeiro-98
3B42 <i>derived</i>	Produto com chuva diaria acumulada desde 0 UTC a 24UTC	janeiro-98
3B43	Produto com chuva mensal com combinação de múltiples fontes de sensores de satélite	janeiro-98
3B42RT	Produto experimental com combinação de múltiples fontes de sensores com calibração do radar PR, sem correção de pluviometros	october/ 2008
3B42RT <i>derived</i>	Produto experimental chuva acumulado 0 UTC a 24UTC	october/ 2008
3B40RT (HQ)	Produto experimental com base em microonda intermedia de 3-hr 0.25°x0.25°	october/ 2008
3B41RT	Produto experimental com base em infravermelho IR de 3 horas cada 0.25°x0.25°	october/ 2008

(Fonte: TRMM, 2010)

2.3.5 CMORPH

O CMORPH, sigla do método do *Center Morphing method* (Joyce et al., 2004) que proporciona estimativas de chuva global com resolução espacial de 0,0727°×0,0727° e com freqüência temporal de meia hora nos meridianos de 60°N até 60°S. Este método está baseado em imagens de microondas, principalmente, a partir de satélites de órbita polar, propagados no tempo e no espaço por meio de imagens de sensores infravermelhos. Os instrumentos e

dados que precisa o CMORPH para gerar a chuva estimada são descritos nos próximos parágrafos.

O produto CMORPH é baseado de duas fontes de informação. Imagens de microonda e infravermelho. As estimativas de chuva derivadas de sensores de microonda são obtidas da seguinte forma:

- SSM/I (*Spatial Sensor Microwave/Imager*) do satélite DMSP,
- AMSU-B (*Advanced Microwave Sounding Unit*) do satélite NOAA,
- TMI (*TRMM Microwave Imager*) do satélite TRMM.

Por outra parte, o Centro de Predição Climatológica (*Climate Prediction Center*) extrai as temperaturas do brilho do topo das nuvens das imagens do infravermelho de satélites METEOSAT e GOES a cada meia hora. As imagens são operadas e combinadas em mapas com píxel de $0,03635^\circ$ ($\sim 4\text{km}$ no equador), com algumas correções efetuadas por Janowiak (Joyce et al., 2004).

A resolução temporal de satélites geoestacionários para o método CMORPH é de meia hora, por tanto, esta resolução foi selecionada para produzir precipitação de microondas passivas. A resolução espacial de $0,0727^\circ$ ($\sim 8\text{km}$ no equador) foi considerado assim pelas diferentes resoluções dos sensores (4km para GOES, 5km para Meteosat IR e maior do que 13km nos casos de AMSU-B e SSM/I). Essa resolução é decorrente da necessidade de se representar a propagação dos sistemas de chuva em incrementos de meia hora. As estimativas de microonda são mapeadas em combinação de todos os sensores (TMI, SSM/I e AMSU-B).

As imagens do infravermelho podem mostrar sistemas de nuvens e deslocamentos que são usadas para fazer a propagação das imagens de microonda. O método que utiliza CMORPH para detectar os sistemas de nuvens é o método CSAV (*Cloud System Advection Vector*), que consiste em detectar e estimar os movimentos de nuvens (direção e velocidade) a partir de satélites de órbita geoestacionária. Finalmente, CMORPH calcula na ponderação das propagações feitas com a chuva derivada dos sensores microondas, levando em consideração o tempo. A Figura 2.4 ilustra os processos de propagação e *morphing* usados no CMORPH, e pode ser explicado, resumidamente, da seguinte maneira:

- O processo de propagação e *morphing* são realizados entre duas imagens consecutivas geradas pela composição dos sensores microondas. Na Figura 2.4 representada na

linha “a”, essas duas imagens consecutivas são observadas nos horários 03:30 UTC e 05:00 UTC;

- Representado na linha “b”, o dado de satélite derivado dos sensores microondas, para a primeira observação (03:30 UTC), é propagado para frente no tempo $t+0,5h$ (04:00 UTC) e $t+1h$ (04:30 UTC) baseado nos vetores da matriz de propagação;
- Representado na linha “b”, um processo semelhante é realizado, porém em sentido inverso, para propagar a partir da segunda observação (05:00 UTC), de trás para frente, usando os mesmos vetores de propagação do item anterior;
- O processo “*morphing*” consiste na aplicação de pesos inversamente proporcionais aos intervalos de tempo nas duas propagações da chuva.

$$P_{(t+\frac{1}{2}h)} = 0,67.P_{frente}(t + \frac{1}{2}h) + 0,33.P_{trás}(t + \frac{1}{2}h) \quad \text{Eq. 2.1}$$

$$P_{(t+1h)} = 0,33.P_{frente}(t + 1h) + 0,67.P_{trás}(t + 1h) \quad \text{Eq. 2.2}$$

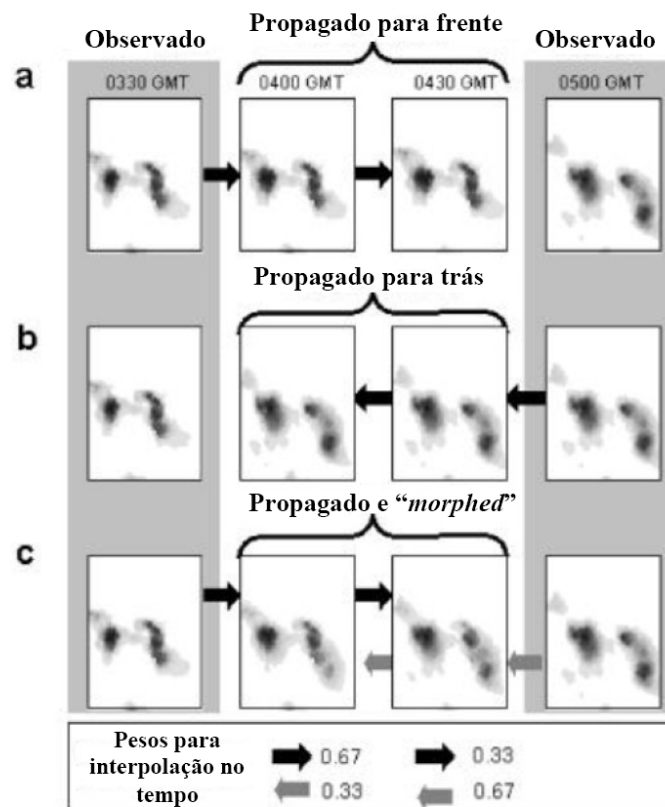


Figura 2.4 Esquema do processo de propagação (Fonte: Joyce et al., 2004)

O produto proporciona base de dados de chuva global em células de resolução espacial de $0,07277^\circ$ (8 km no equador) a cada meia hora, com um domínio de cobertura global de 60° N-S, disponíveis desde o 7 de dezembro de 2002.

A base de dados de CMORPH é disponibilizada por um órgão da Agência NOAA (*National Oceanic and Atmosphere Administration*). Para alguns usuários que precisam de estimativas em tempo real é disponibilizado o produto QMORPH. Este produto é similar ao CMORPH, entretanto a propagação de imagens IR é feita para o frente apenas uma vez.

Tabela 2.3 Características do produto CMORPH

Produto	Resolução espacial	Resolução temporal	Período de Registro
CMORPH	0.07277°	30 minutos	3 Dez 2002
	0.25°	3 horas	3 Dez 2002
	0.25°	diária	3 Dez 2002
QMORPH	0.07277°	30 minutos	Publicado para
	0.25°	30 minutos	últimas 24 horas

(Fonte: Joyce et al., 2004; NOAA CPC, 2010)

Os dados de chuva estimada estão disponíveis no formato binário “*big endian*”, contendo duas fontes de dados: *comb* e *cmorph*. O primeiro refere-se à chuva derivada somente dos sensores de microondas, e o segundo referem-se à chuva do método CMORPH propriamente dito. Cada fonte de dados contém uma matriz diária de dimensão 1440×480 , orientada a partir de coordenadas ($0,125$ E; $59,875$ N), com acréscimos na latitude e longitude até ($-0,125$ W; $-59,875$ S) e contem 8 registros que contém dados da chuva diária de 8 diferentes horários do dia: de 0 a 21 UTC, com saltos de 3 em 3 horas (UTC é a hora de Greenwich).

2.3.6 HIDROESTIMADOR

Baseado do seu antecessor Auto-Estimador descrito por Vicente et al. (1998). O Hidroestimador é um algoritmo que produz estimativa instantânea de chuva de modo automático a cada 15 minutos. Este algoritmo utiliza uma relação empírica exponencial entre a precipitação estimada por radar e a temperatura de brilho do topo das nuvens extraídas das imagens do canal infravermelho do satélite GOES para América do sul. O satélite GOES é geostacionário, o que significa que sua órbita é relativamente distante da Terra, o que limita a resolução espacial que pode ser obtida. Os dados do GOES-12 permitem gerar estimativa de chuva com uma resolução espacial de 4 km, aproximadamente.

O algoritmo Hidroestimador está baseado na suposição de que as nuvens que possuem temperatura do topo mais fria proporcionam maiores taxas de chuva que aquelas com temperatura do topo mais quente. A relação entre temperatura e taxa de chuva é:

$$R_s = 1,1183 \cdot 10^{11} \cdot \exp(-3,6382 \cdot 10^{-2} T_b^{1,2}) \quad \text{eq. 2.6}$$

onde, R_s : Taxa de chuva em mm por hora T_b : temperatura do brilho do topo das nuvens em graus Kelvin.

A relação entre Temperatura e taxa de precipitação da equação anterior está ilustrada na Figura 2.5 mostra as taxas de chuva para cada temperatura do brilho (T_b). Segundo o enfoque do algoritmo Hidroestimador, as taxas de precipitação são ajustadas de acordo com uma gradiente espacial de temperatura do topo da nuvem, correção de paralaxe, correção por orografia, umidade relativa (Vicente, 2002).

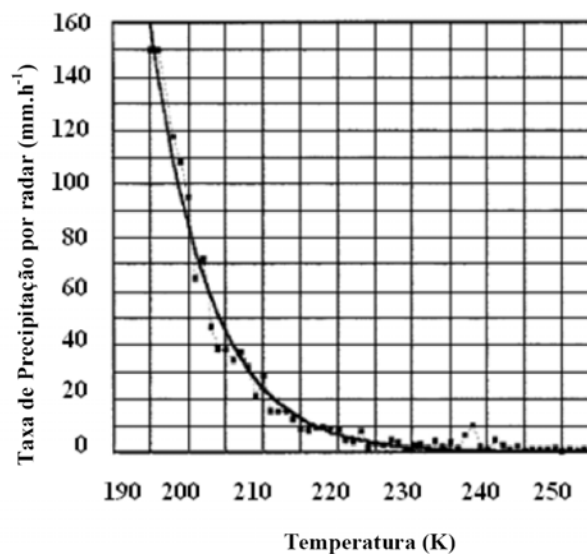


Figura 2.5 Taxa de chuva para cada T_b para o método Hidroestimador (Fonte: Vicente et al., 1998; INPE, 2009).

Esses ajustes têm melhorado as estimativas de precipitação para nuvens estratiformes associadas a sistemas convectivos e para a precipitação ocorrida durante o inverno, o qual está tipicamente associado a baixos valores de temperatura para os campos de água precipitável (IPWG, 2010; Scofield & Kuligowski, 2003).

2.4 AVALIAÇÕES E USO DE ESTIMATIVA DE CHUVA POR SATÉLITE

A variável mais importante na modelagem hidrológica é a precipitação e geralmente esta variável é medida de maneira convencional, sendo escasso, descontínuo ou completamente ausente em muitos locais do mundo. O problema se acrescenta em países em desenvolvimento, onde os recursos econômicos são limitados para prover de estações convencionais (Hughes, 2006). Frente a essas dificuldades, as estimativas de precipitação por sensoriamento remoto se apresentam como uma fonte útil para estudos de hidrologia e climatologia.

Nos últimos anos, tem-se efetuado um grande esforço em desenvolver algoritmos para estimar chuva por sensoriamento remoto em base à combinação de imagens visíveis, infravermelhas e microondas, além de incluir correções de estações pluviométricas. Estas estimativas ou produtos de satélite proporcionam séries de dados de chuva sem interrupção com cobertura quase global e em tempo quase real com escalas de tempo e espaço detalhadas que oferecem oportunidades sem precedente para aplicações hidrometeorológicas e estudos climatológicos (Behrangi et al., 2010; Romilly & Gebremichael, Su et al., 2008).

No entanto, os dados de satélite possuem limitações relacionadas à sua natureza indireta para estimar a precipitação (AghaKouchak et al., 2009). Esta limitação é o motivo de que as estimativas ainda não são integradas operacionalmente na modelagem hidrológica a projetos reais, devido à falta de fiabilidade desses produtos.

Com o fim de avaliar esses produtos, se fazem comparações com os campos de chuva operados a partir de valores pontuais de pluviômetros, assim também como avaliações através de modelos hidrológicos utilizados como variáveis de entrada. A continuação se descreve trabalhos referentes a avaliar as estimativas de chuva por satélite em nível de campos de chuva e em modelos hidrológicos.

2.4.1 Comparações entre campos de chuva

Existem trabalhos que examinam a qualidade das estimativas de chuva global por satélite em várias regiões do mundo. Talvez um dos primeiros esforços desenvolvidos na região de América do Sul é encontrado em Costa et al. (1998), que fez uma comparação de chuva média anual sobre a bacia do rio Amazonas com estimativas de chuva com base nas imagens do infravermelho, fontes de Reanálise e fonte de pluviômetros. Eles encontraram similitudes

entre fontes de satélite e campos de interpolação com pluviômetros, encontrando diferenças para dados de Reanálises. Negri et al. (2000), analisaram os regimes de chuva sobre a Amazônia utilizando imagens de microonda de sensor SMM/I.

Existem trabalhos que fazem comparações entre campos por pluviômetros e estimativa de chuva por imagens de canais infravermelhos de satélite GOES; entre eles se encontram os trabalhos de Conti (2002) e Fashé & Acuña (2005a; 2005b). O primeiro elaborou algoritmo de estimativa de chuva por meio de canais do infravermelho de GOES 8 para o Estado do rio Grande do Sul obtendo resultados satisfatórios. Os últimos analisaram eventos do *Fenômeno del Niño* do ano 2002 para o Peru, encontrando melhores correlações na Amazônia peruana.

Outros trabalhos a maior escala para América do Sul se encontram em Vila et al. (2009); Gonçalves et al. (2006); Chiponelli et al. (2009), descritos a continuação. O primeiro examina o desempenho dos produtos do TMPA (3B42 e 3B42RT) com escala diária e espacial de $0,25^\circ$ para o ano 2004, comparando com campos de chuva por pluviômetro, com uma distribuição não homogênea de pluviômetros concentrados majoritariamente no litoral sudeste brasileiro e próximo às grandes cidades. Os resultados mostraram baixos coeficientes de correlação para ambos os produtos, de ordem de 0,27 para o mês de julho e 0,40 para o mês de janeiro.

Seguindo com as avaliações a maior escala na América do Sul, Gonçalves et al. (2006) avaliaram a confiabilidade de dois produtos de satélite na busca de implementar o Sistema de Assimilação de dados do CPTEC. A comparação foi efetuada com os dados de saída do modelo de Previsão climática ETA para o ano 2000 com intervalo de tempo de 6 horas e os resultados mostraram subestimativas significativas para o produto 3B42. Chiponelli et al. (2009) compararam campos de precipitação de diferentes produtos de satélite e outras fontes globais de chuva para América do Sul para o período de 2000-2004 e os resultados mostram semelhanças entre dados de Reanálise do NCEP/NCAR e CPTEC, enquanto que 3B42 mostra limitações em seu uso para latitudes extratropicais onde se apresentam valores bem mais altos.

Filho et al. (2010) avaliou o CMORPH para a bacia do rio Amazonas em diferentes escalas do tempo, comparando com campos de chuva por pluviômetros no período de 2003-2004. Os resultados mostraram melhor correlação para escala mensal nas épocas úmidas e

padrões de convecção complexa em escala horária ao oeste da bacia do rio Amazonas (Andes) com as máximas chuvas sobre o litoral norte do Brasil.

Na península da Grécia, Feidas (2009) comparou campos de chuva de 76 postos pluviométricos com vários produtos de satélites do TMPA entre eles estão o 3B43, 3B42 e 3A12 (chuva mensal ponderada do imageador de microonda do TRMM), por meio de testes estatísticos, nas escalas espaciais de 0,5°, 1° e 2,5° na escala do tempo mensal para o período de 1998-2006. Os melhores resultados obtidos foram os do produto 3B43 em todos os casos com correlações lineares maiores a 0,90 e coeficientes de Nash-Sutcliffe da ordem de 0,80 nas épocas secas e ligeiramente menores para épocas úmidas.

Na África, Hughes (2006) realizou comparações entre um produto de estimativa de chuva com base em infravermelho e estações de pluviômetros disponíveis em bacias hidrográficas desde Angola até África do sul, a escala espacial utilizada foi de 1° e a escala temporal foi mensal para o período de 2000 a 2004. Os resultados mostraram correlações de ordem de 0,80 nas áreas planas próximas ao delta do rio Okavango e na confluência do rio Zambezi na Zâmbia; e correlações de ordem 0,50 nas áreas com regime de chuvas frontais e de tormentas convectivas sob influência das altas declividades.

Seguindo com as avaliações na África, outros trabalhos são desenvolvidos nas regiões montanhosas da Etiópia, entre eles estão Dinku et al. (2010); Bitew et al. (2009), Hirpa et al. (2009) e Romilly e Gebremichael al. (2010). No lado oeste das montanhas da Etiópia, (Dinku et al., 2010) encontrou ocorrências de subestimativa de chuva de ordem de 14% para 3B42, 13% para o 3B42RT e 11% para CMORPH. Hirpa et al. (2009) e Romilly & Gebremichael al. (2010) compararam produtos de satélite no vale do Great Rift no lado sul da Etiópia, com altitudes que superam os 4000 metros acima do mar. Os resultados nesse caso mostraram em subestimativas semelhantes entre os campos de precipitação de CMORPH e 3B42RT. Estes últimos resultados são coincidentes com os de Romilly & Gebremichael al. (2010) que avaliaram os mesmos produtos para a área montanhosa do Great Rift na Etiópia em estações chuvosas de 2003-2007.

Nas montanhas da Colômbia, Dinku et al. (2010) avaliaram os produtos CMORPH e TMPA, comparando com campos de chuva sobre uma rede densa de pluviômetros para um período de 2003 a 2005 em escala espacial de 0,25° e em duas escalas temporais (diária e 10

dias). Os resultados mostram ocorrências de chuva subestimada com um ligeiro melhor desempenho para o produto CMORPH e os piores para o 3B42 e 3B42RT.

Nos Andes centrais do Peru e Bolívia, Schell et al. (2010) avaliaram o produto 3B42 para diferentes escalas de 0,5° - 1° e diária – mensal com o fim de encontrar escalas adequadas para ser usada como variáveis de entrada aos modelos hidrológicos. As duas áreas de estudo são caracterizadas pela forte variabilidade espacial das chuvas devido a sua topografia variável complexa e sob influência de padrões de vento na escala continental. Os resultados mostraram baixas correlações a nível diário para 3B42 e melhores correlações em quanto, escalas maiores (mensal).

Trabalho no Brasil de Beneti et al. (2006) avalia por meio de comparação de produtos de estimativa de chuva por satélite com redes telemétricas para Santa Catarina na região de Paraná, para um período de agosto a outubro de 2005 achando boas correlações para os produtos do CMORPH e 3B42 a nível diário. Collischonn et al. (2007) avaliaram o produto 3B42 para a bacia do Paraguai (área superior) numa área de 49.000 km² a escala diária para um período de 1998-1999 comparando sobre uma área com densidade baixa de rede de pluviômetros encontrando reproduzir com bastante fidelidade o regime de chuvas e as variações sazonais.

Saldanha et al. (2007) fizeram avaliações de chuva diária do produto Hidroestimador para modelagem hidrológica na região da bacia do rio Grande-Brasil, para o período 2003 a 2005. Os resultados mostraram baixos desempenhos para o propósito de modelagem hidrológica a nível diário e a variação espacial das estimativas mostrou piores resultados nas áreas mais elevadas. A ausência de correção por orografia no algoritmo Hidroestimador (versão da Universidade de Buenos Aires) é pelo fato da bacia estudada estar situada no limite da área para a qual foi calibrado o algoritmo, podem ter contribuído para a baixa performance.

2.4.2 Uso em modelos chuva-vazão

Poucos autores dedicaram uso das estimativas de chuva por satélite em modelos hidrológicos (Collischonn, 2006). No entanto, nos últimos cinco anos os trabalhos nesta área foram acrescentados, especialmente com produtos que altas resoluções que combinam imagens visíveis, infravermelhos e microondas encontradas em base de dados global, por exemplo, produtos como TMPA, CMORPH, entre outros.

Realizaram trabalhos nos E.U.A. Harris et al. (2007) e Behrangi et al. (2011). O primeiro avaliou o produto 3B41RT sobre a bacia do Cumberland – Kentucky (970 km²) com o modelo HEC-HMS, com parâmetros calibrados com precipitação de radar WSR-88D. A simulação foi para o período de 16-20 março de 2002 mostrando uma subestimação com um erro maior a 50% para o pico máximo, com um ajuste do 3B41RT os erros diminuiram em valores de 10%, embora, este ajuste pode simular falsos tempos de vazão máxima, recomendando o autor que os ajustes das estimativas de satélite devem estar em função aos regimes, clima e local. Behrangi et al. (2011) avaliou produtos de satélite sobre a bacia do Illinois (1500 km²) com o modelo Sacramento Soil Moisture Accounting com parâmetros calibrados para cada fonte de precipitação. A simulação mensal para um período de 2003-2008 mostrou correlações superiores de ordem de 0,90 para dados de chuva em combinação com Radar NEXRAD e pluviômetros; e 0,70 para TMPA e CMORPH, ressaltando a superestimação de CMORPH e TMPA.

Trabalhos na África se encontram em Hardy et al. (1989) e Artan et al. (2007). O primeiro usou chuva estimada a partir de imagens do infravermelho para uma bacia do rio Senegal (17000 km²) no modelo conceitual Pitman. A primeira simulação feita na área, para o período de 1986-1987 a escala diária e espacial de 5 km, mostraram coeficientes de eficiências satisfatórios. Artan et al. (2007) utilizou o algoritmo descrito por Xie & Arkin (1997) para estimar a chuva por satélite e modelar nas bacias dos rios Nilo e Mekong sobre um terreno com alta declividade em áreas que variam de 6000 – 22000 km². O modelo semidistribuído utilizado foi *GeoSFM Geospatial Stream Flow Model*, em escala diária e espacial de 10 km para o período de 2002-2003, os parâmetros calibrados com pluviômetros logo são verificados com a estimativa de chuva por satélite, os resultados mostram maior eficiência com campos de chuva de pluviômetros.

Seguindo com trabalhos na África. Li et al. (2008) avaliaram o produto 3B42 RT para modelar a subbacia do rio Nzoia-Africa (12696 km²) com o fim de avaliar a aplicabilidade deste produto de satélite para previsão de cheias. O modelo utilizado foi o Xinanjiang a escala diária e espacial de 0,25° para o período de 2002-2006 sobre uma bacia com baixa densidade de pluviômetro. Os resultados mostraram superestimação em 20% e eficiência de Nash-Sutcliffe de 0,70 sugerindo valores aceitáveis do produto 3B42RT ser útil para propósitos de previsão de cheias na bacia em estudo.

Trabalhos desenvolvidos na bacia do rio Amazonas e no Brasil deram a importância dos produtos do TMPA no especial o produto 3B42, 3B43, entre eles está: Collischonn et al. (2008), Collischonn (2006), Nóbrega et al. (2008) e Lavado (2009). Os dois primeiros trabalhos avaliaram na bacia Tapajós (500.000 km²) e São Francisco (51.000 km²) no modelo hidrológico MGB-IPH para o período 1998-2006, respectivamente. Os resultados para as duas bacias mostraram confiabilidade em reproduzir o regime de chuva, vazão nas épocas sazonais mostrando valores de eficiências de ordem de 0,70 - 0,90. No caso do trabalho de Nóbrega et al. (2008) avaliou o produto 3B42 sobre a bacia do rio Jamari (29.000 km²) no modelo semidistribuído SLURP para o período de 1999-2006, os resultados mostraram valores de eficiência por ordem de 0,82. Lavado (2009) avaliou o desempenho do 3B43 em duas subbacias do rio Urubamba com áreas de 60.000 e 135.000 km². A simulação foi efetuada com o modelo hidrológico distribuído GR2M a escala mensal e escala de 0,25° para um período de 1998-2007, achando eficiências de Nash-Sutcliffe superior a 0,80.

Leão (2010) utilizou imagens diárias do sensor MODIS para estimar fluxos de calor à superfície e dados climáticos de uma estação para o cálculo da evapotranspiração para ser utilizado no modelo SWAT. A simulação foi feita na subbacia do rio Lajeado (6.000 km²) pertencente à bacia do rio Amazonas para os períodos outubro/2003 a dezembro/2006. Os resultados mostraram melhorias com respeito aos coeficientes de Nash-Sutcliffe de 0,57 a 0,87 com o uso de imagens do sensor MODIS do satélite AQUA.

Trabalhos de previsão de vazões se encontram em Araújo (2006) e Su et al., (2008). O primeiro avaliou o produto CMORPH na bacia do Iguaçu - Estado do Paraná (24000 km²) no modelo conceitual concentrado 3R (*Rainfall Runoff Routing*) sobre uma bacia de rede densa para um período de 2003-2004. Os resultados mostraram correlações com vazões observadas maiores 0,80. No caso do trabalho do Su et al. (2008) avaliou o produto 3B42 na bacia La Plata (60.000 – 1.000.000 km²) no modelo VIC (*Variable infiltration Capacity*) sobre uma rede densa de pluviômetro para um período de 1998-2006. Os resultados mostraram coeficientes de eficiência de Nash-Sutcliffe por ordem de 0,60 a 0,70 para áreas de drenagem maior e menores eficiências por ordem de 0,45 para menores áreas de drenagem.

A finalidade de continuar com as avaliações destes produtos de satélite nos modelos hidrológicos é que possam ser operáveis em projetos reais. Uma das finalidades dessas avaliações com estimativas de chuva é proporcionar às entidades estaduais e organizações de ajuda internacional uma ferramenta prática para um suporte de decisão e enfrentar de maneira

preventiva as emergências ocorridas como as inundações nas áreas urbanas. No entanto, sujeitas a erros é oportuno mencionar e identificar as causas dessas incertezas.

2.4.3 Incertezas associadas ao uso de estimativas de chuva por satélites

O monitoramento da chuva por pluviômetros está sujeito sempre a erros. Esses instrumentos podem estar medindo naturezas diferentes do fenômeno da precipitação que está realmente ocorrendo numa região (Tucci, 1993). O sistema de medição de chuva em terra possui baixa representatividade espacial, mesmo quando há uma rede densa. Assim os erros incrementam-se quando a água coletada por um pluviômetro é somente uma pequena amostra da chuva que cai numa certa área, subestimando pelo efeito do vento e com aumento de intensidade. De outra maneira, os erros diminuem quando existe uma melhor rede de pluviômetros, maior duração das chuvas, e maior área da bacia (Ponce, 1989). No entanto, a chuva medida por pluviômetro é uma medida direta considerada como verdadeira (Ebert, 2003; Hughes, 2006), que se compara com outras fontes de estimação.

Na medição da chuva pelo método convencional podem representar incertezas na simulação hidrológica. Por uma parte, os pluviômetros estão preferencialmente localizados em cidades próximas aos principais rios com acesso de estradas; carência de postos em locais remotos; os postos pluviométricos representam chuva pontual e não superfícies de chuva. Por outra parte em bacias hidrográficas que cobrem limites internacionais, existem pelo geral diversidades de equipes com inconsistências na instrumentação. Estes problemas aportam maiores incertezas no processo da modelagem hidrológica numa bacia hidrográfica.

De outro lado, o uso da estimativa de chuva por satélite é vantajoso porque tem cobertura quase global em tempo quase real sob medições contínuas. Embora, está associada a incertezas que acrescentam desde vários fatores, tais como: erros instrumentais e de calibração do equipamento, reflectância do topo das nuvens, radiância termal e variabilidade na relação de medida dos parâmetros de chuva. Além disso, as incertezas dependem da região, estação do ano, ou tipo de chuva, mas estão sempre presentes devido à pequena cobertura dos satélites de órbita polar. A contribuição de cada erro descrito influência sobre os algoritmos de estimativa de chuva e suas escalas espaço-temporal (Joyce et al. 2004; Aghakouchak, 2009).

Um exemplo qualitativo de incertezas é relatado nos trabalhos de Silva Dias et al. (2004), Fitzjarrald et al. (2008). Eles reportaram padrões de circulação atmosféricas na bacia Tapajós

e na área este da confluência do Amazonas. Assim, durante o ciclo diurno, a chuva convectiva é formada sobre a floresta, entando sobre os rios o céu mostra-se claro, enquanto que na noite acontece ao contrário com chuvas menos acentuadas. Por tanto, a chuva não coletada por postos pluviométricos no ciclo diurno pode causar incertezas nos processos hidrológicos, na variabilidade hidroclimáticas e análises bioquímicas e nos modelos hidrológicos (Paiva et al., 2009).

CAPITULO 3

METODOLOGIA

3.1 GENERALIDADES

Neste capítulo, apresenta-se a descrição da metodologia utilizada para avaliar os produtos da estimativa de chuva por satélite. São indicadas as bacias hidrográficas que são parte dos estudos de caso. São descritas as fontes dos dados climáticos e hidrológicos, incluindo os produtos de estimativa de chuva por satélite, além dos testes estatísticos, com o fim de comparar entre fontes de chuva estimada e observada. Finalmente, se descreve o modelo hidrológico MGB-IPH.

3.2 BACIAS ANALISADAS

Foram realizados dois estudos de caso em duas bacias localizadas na América do Sul. A primeira é a bacia do rio Huallaga e a segunda é a bacia do rio Amazonas até a foz do Amazonas. A bacia do rio Huallaga se encontra dentro do território do Peru, e forma parte das nascentes da bacia Amazonas.

As bacias dentro do território do Peru que pertencem à região da Amazônia apresentam geralmente problemas de escassez e distribuição espacial não homogênea das estações climatológicas. Por exemplo, as estações pluviométricas são, em geral, instaladas apenas na região próxima aos cursos dos maiores rios, criando um padrão irregular de cobertura que dificulta a avaliação da precipitação real que atinge as bacias.

A bacia do rio Huallaga foi selecionada como um caso de estudo para este trabalho porque concentra uma maior quantidade de postos pluviométricos que o resto das bacias do

Perú. Apresenta uma área de drenagem de 70.000 km², com monitoramento de 34 estações pluviométricas (postos dentro da área de drenagem), resultando em uma densidade de 2000 km² por estação. Esta densidade guarda relação com as recomendações da Organização Meteorológica Mundial (WMO) de 2.500 km² por posto, para regiões montanhosas (WMO, 1994).

3.3 FONTE DE DADOS

Como explicado no capítulo dois, existem diversos algoritmos de estimativa de chuva por satélite, como por exemplo, algoritmos do TMPA do satélite TRMM, CMORPH, Hidroestimador entre outros. Estas estimativas apresentam características de cobertura quase global em resoluções detalhadas, úteis para diversas aplicações hidrológicas e são de livre disposição. Os algoritmos escolhidos para sua avaliação no contexto da simulação hidrológica chuva-vazão foram os produtos 3B42, 3B42RT e CMORPH.

3.3.1 Base de dados da chuva estimada por satélite

Para os produtos de estimativa de satélite, considerados nas aplicações deste trabalho, a chuva estimada por satélite é fornecida em intervalos de tempo de três horas, em resolução espacial de 0,25° definidas em horas UTC (*Coordinated Universal Time ou Hora de Greenwich*). Os dados estão disponibilizados em arquivos que correspondem à chuva acumulada num período de 3 horas. Para obter-se dados diários, é necessário somar os valores de oito arquivos de 3 horas. De forma a permitir a comparação com os dados observados no local, foram acumulados os arquivos no período de 12 UTC de um dia até 12 UTC do dia seguinte, o que corresponde, aproximadamente, ao intervalo entre 7 horas de um dia e 7 horas do dia seguinte na região da Amazônia Peruana, e ao intervalo aproximado entre 8 horas da manhã de um dia e 8 horas da manhã do dia seguinte na Amazônia Central.

A base de dados do 3B42 do TMPA foi obtida do projeto ICA-MMH, descarregado em arquivos no formato *NetCDF (network Common Data Form)*, considerando um período desde 1/1/1998 até 31/12/2009.

A base de dados do 3B42RT (*real time*) do TMPA foi descarregada na página web por meio do sistema TOVAS (*TRMM Online Visualization and Analysis System*) no site: <http://disc2.nascom.nasa.gov/Giovanni/tovas/>. Este sistema permite visualizar imagens de campos de chuva e obter os dados em vários formatos. No caso do presente trabalho os

arquivos foram descarregados em formato texto ASCII (*.txt). Os dados de chuva para o produto 3B42RT são disponíveis a partir de 1/10/2008, por tanto, o período considerado desde a data inicial disponível até 31/12/2010.

A base de dados do CMORPH é originalmente proporcionada em escalas temporais de cada meia hora por NOAA CPC (*NOAA-Climate Prediction Center*). Para estudos ou aplicações onde se requeiram maior escala temporal, NOAA CPC disponibiliza dados de chuva cada 3 horas e diária. Para o presente trabalho foi descarregado em arquivos de 3 horas em 3 horas na seguinte pagina web: ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/global_CMORPH/3-hourly_025deg/, os dados são apresentados em arquivos binários. O período de descarga disponível foi desde 07/12/2002 até 31/12/2009. Cabe salientar que a base de dados do CMORPH possui três dias com falha total: 25/12/2002, 1/1/1003 e 2/1/2003, sendo assim, dias absolutamente sem dado, resultando com 0,12% de falha. No caso dos outros 3B42 e 3B42RT não existiu falhas totais diárias. A Tabela 3.1 mostra um resumo dos produtos de estimativa de chuva e suas características que foram utilizados neste trabalho.

Tabela 3.1 Resumo de produtos de chuva por satélite.

Produto	Referência	Resoluções	Formato	Início	Fim
3B42	Huffman et al. (2007)	0,25°; 3 horas	NetCDF	01/jan/98	31/dez/09
3B42RT	Huffman et al. (2007)	0,25°; 3 horas	Texto	01/out/08	31/dez/09
CMORPH	Joice et al. (2004)	0,25°; 3 horas	Binario	07/dez/02	31/dez/09

3.3.2 Dados hidrológicos

Os dados de estações fluviométricas do Peru foram obtidos da base de dados de SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorologia e Hidrologia), no contexto do Acordo de Entendimento (CE) firmado entre SENAMHI e IPH (2010). Na Tabela 3.2 são apresentadas as estações fluviométricas do Peru, com seus respectivos códigos, nome das estações, o rio a qual pertence e as coordenadas geográficas, proporcionadas por SENAMHI.

Tabela 3.2 Estações fluviométricas no território do Peru

Id	Código	Estação	Rio	Latitude	Longitude	Período	Período
						Início	Fim
1	10068700	Chazuta	Huallaga	-6.570	-76.119	out/03	fev/09
2	10070500	San Regis	Marañon	-4.510	-73.950	set/98	jun/09
3	10064000	Borja	Marañon	-4.470	-77.548	fev/86	abr/09
4	10074000	Pucallpa	Ucayali	-8.390	-74.530	mai/87	jul/09
5	10074800	Requena	Ucayali	-5.041	-73.840	jul/96	jun/09
6	10075000	Tamshiyacu	Solimões	-4.000	-73.160	set/84	jun/09

(Fonte: SENAMHI)

Os dados relativos às estações fluviométricas do Brasil foram obtidos da Agência Nacional das Águas (ANA), com um período de registro de vazão desde janeiro de 1998 até dezembro 2009 listado no anexo B.

3.3.3 Dados climatológicos

Os dados da chuva medidos pelos pluviômetros das estações do Peru para a bacia Huallaga foram fornecidos pelo SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorologia e Hidrologia) do Peru dentro do marco de CE (2010), o período de registro de chuva fornecido foi desde 1/1/1998 até o 31/12/2009.

Os dados climáticos necessários para o cálculo da evapotranspiração potencial no modelo MGB-IPH são a temperatura do ar, a pressão atmosférica, a radiação solar, a umidade relativa e a velocidade do vento. Na bacia Amazônica não há um número suficiente de estações climatológicas com dados diários. Assim, uma alternativa é o uso de valores médios mensais.

Os valores mensais dessas variáveis são disponibilizados por projetos científicos internacionais como o *Climate Research Unit (CRU)* da *University of East Anglia (UEA)*, o *Reanálises*, o *Surface Radiation Budget (SRB)* entre outros. A reanálise é basicamente a combinação dos resultados de modelos climáticos e informação observada em estações meteorológicas. Os dados de reanálise utilizados foram os simulados pelo *National Center for Environmental Prediction - NCEP* do EUA. O SRB fornece série de radiação líquida levantada a partir de medições de satélite.

Existem diversos trabalhos que utilizaram dados climatológicos e não apresentaram bom desempenho na suas aplicações. Paiva (2009) simulou a bacia Solimões utilizando dados de reanálise do NCEP para suprir a carência de informação pluviométrica em países limítrofes fora do Brasil. Ele observou erros grosseiros de subestimação das vazões calculadas, e

atribuiu estes erros principalmente aos erros da estimativa da precipitação nos dados de reanálise. Ribeiro (2006) utilizou dados disponíveis por *International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Initiative II*, com essa base de dados conseguiu modelar a bacia Madeira. Chiponelli et al. (2009) avaliaram dados de reanálises do CPTEC para América do Sul, encontrando subestimação em quase todo o continente, exceto ao nordeste do Brasil.

Neste presente trabalho, a base de dados do CRU foram utilizadas como variáveis climáticas para o cálculo da evapotranspiração. O CRU elaborou uma base de dados mensal com informação recopilada para o período de 1960-1990 fornecidas em células a cada 10 minutos. As fontes de informação incluem agências meteorológicas de diversos países, arquivos de WMO (1996), o Center Internacional de Agricultura Tropical (CIAT) e outras fontes publicadas e contatos pessoais. A descrição mais detalhada pode-ser encontrada em New et al. (2002).

3.4 COMPARAÇÃO ENTRE A PRECIPITAÇÃO MÉDIA DA BACIA

Antes de proceder à simulação das estimativas de chuva por satélite num modelo hidrológico foram efetuadas comparações com as medições pluviométricas. Esta comparação será importante para reconhecer diferenças em termos de magnitude, erros sistemáticos ou erros aleatórios.

Foram efetuadas comparações entre as séries de chuvas médias diárias, mensal, sazonal e anual para a bacia inteira. Os pluviômetros são representados de forma pontual espalhados na bacia hidrográfica, para gerar um campo de chuva, será necessário usar um método de interpolação e gerar um campo de grade de $0,25^\circ$, a fim de manter uniformidade com o campo de imagem dos produtos de satélite. O procedimento de interpolação aplicado foi o método do Inverso da distância ao Quadrado.

A análise preliminar das estimativas da chuva por satélite com as medições dos pluviômetros será por meio de testes estatísticos. Os coeficientes estatísticos quantitativos estão de acordo com trabalhos realizados por Feidas (2009), Dinku et al. (2010) e Araújo (2006).

3.4.1 Testes estatísticos

- a) Coeficiente de Correlação (r): representa a associação linear entre as estimativas de chuva por satélite e pluviômetro. Seu valor varia entre -1 e 1, com perfeita associação a um.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})(G_i - \bar{G})}{(n-1)\sigma_S\sigma_G} \quad \text{Eq. 3.1}$$

Onde:

S_i : Chuva estimada por Satélite

G_i : Chuva por Pluviômetro

- b) Erro sistemático (*Bias*): representa as relações de estimação superior ou inferior, é adimensional. Para valores maiores a um as estimativas de satélite estão superestimando e menores a um as estimativas de satélite estão subestimando.

$$\text{Bias} = \sum_{i=1}^n \frac{S_i}{G_i} \quad \text{Eq. 3.2}$$

Onde:

S_i : Chuva estimada por Satélite

G_i : Chuva por Pluviômetro

- c) Erro quadrado médio da raiz Normalizado (RMS): Representa a porcentagem da chuva ponderada de pluviômetros é a raiz quadrada da média do quadrado das diferenças entre a chuva obtida por satélite e por pluviômetros. Expressada em porcentagem.

$$\text{RMS} = 100 \times \frac{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - G_i)^2}}{\frac{\sum_{i=1}^n G_i}{n}} \quad \text{Eq. 3.3}$$

Onde:

S_i : Chuva estimada por Satélite

G_i : Chuva por Pluviômetro

- d) Erro médio (EM): Representa a diferença média entre a chuva por satélite e pluviômetro, representado em milímetros.

$$EM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - G_i) \quad \text{Eq. 3.4}$$

Onde:

S_i : Chuva estimada por Satélite

G_i : Chuva por Pluviômetro

- e) Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS): Representa o ajuste entre variáveis observadas e calculadas, o coeficiente varia de infinito negativo até 1. Os valores negativos significam que o valor médio observado é melhor preditor, zero significa que o valor médio observado é tão bom como o preditor. Um significa ajuste perfeito. Possui valores adimensionais.

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - G_i)^2}{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{G})^2} \quad \text{Eq. 3.5}$$

Onde:

S_i : Chuva estimada por Satélite

G_i : Chuva por Pluviômetro

- f) Erro Relativo (ER): Represente as diferenças dos erros com respeito as observadas, expressado em porcentagens (%)

$$ER = \frac{\sum_{i=1}^{nt} S_i - \sum_{i=1}^{nt} G_i}{\sum_{i=1}^{nt} G_i} \quad \text{Eq. 3.6}$$

Onde:

S_i : Chuva estimada por Satélite

G_i : Chuva por Pluviômetro

3.5 MODELAGEM HIDROLÓGICA PARA AVALIAR AS ESTIMATIVAS DE CHUVA POR SATÉLITE

3.5.1 Procedimento de Interpolação

O procedimento de interpolação aplicado neste trabalho está baseado no procedimento com que foi implementado o programa INTERPLU, por Collischonn (2001), baseado no método do Inverso da distância ao Quadrado. Resumidamente, este procedimento calcula, por interpolação, a chuva nos pontos correspondentes aos centróides das minibacias. Este procedimento identifica a distância do centro das minibacias aos postos pluviométricos mais próximos. Considerados na interpolação apenas postos que estejam situados a um raio menor ou igual a duas vezes a distância do posto pluviométrico mais próximo do centróide de cada minibacia. O cálculo da interpolação é um passo prévio para o modelamento da bacia. Neste trabalho as simulações são feitas com três diferentes arquivos de entrada de dados ao modelo hidrológico. No texto que segue são descritos os três arquivos de entrada.

a) Utilizando dados interpolados de pluviômetros

Para interpolar os dados de chuva dos pluviômetros sobre as minibacias, utiliza-se o método do Inverso da Distância ao Quadrado. Assim, a precipitação diária em uma minibacia é estimada a partir das precipitações observadas nos postos pluviométricos através de uma média ponderada representada pelas equações 3.1 e 3.2.

$$\hat{P} = \sum_{i=1}^n w_i \cdot P_i \quad \text{Eq. 3.7}$$

$$w_i = \frac{d_i^{-2}}{\sum_{i=1}^n d_i^{-2}} \quad \text{Eq. 3.8}$$

onde, \hat{P} é a chuva interpolada na minibacia, P_i é a precipitação no posto pluviométrico “i”, d_i é a distância entre o centro da minibacia e o posto “i” e n é número de postos pluviométricos considerados.

b) Utilizando dados diretamente interpolados de satélite

A fonte de dados por satélite foi obtida por meio de rotinas em programas particulares (e.g. FORTRAN, MATLAB), obtendo-se a série de dados diários em um arquivo de texto para cada centro do píxel, como se fosse uma estação fictícia.

O modelo hidrológico distribuído adota discretização espacial nas minibacias que apresentam áreas diferentes. A interpolação foi desenvolvida considerando a existência de um pluviômetro fictício no centro de cada píxel e os novos pontos interpolados são os centróides das minibacias.

c) Utilizando dados de pluviômetros interpolados com base nas estimativas de algoritmos.

Collischonn (2006) fez uma correção aos dados de satélite de 3B42 com estações pluviométricas para a bacia Três Mariás. A correção foi adaptada de modelo desenvolvido por Barrera (2005). Esta correção considera a combinação entre estimativas de satélite com medições reais nos postos em terra.

O método consiste em superpor os campos de chuva por satélite e por pluviômetro, identificar os pixels onde coincidem pixels com pluviômetros. Estes pixels são separados dos outros, onde não tiver coincidência, para calcular as diferenças (ou resíduos) entre eles. No campo dos resíduos é efetuada uma distribuição por meio de um método de interpolação. Por conseguinte, o campo de chuva por satélite é somado ao campo de chuva dos resíduos. Este procedimento é efetuado para cada intervalo do tempo. A simulação que vem desta metodologia é chamada MISTO, esta metodologia está descrita com mais detalhes no trabalho de Collischonn (2006).

3.5.2 Descrição do modelo hidrológico MGB-IPH

O modelo hidrológico de Grandes bacias MGB-IPH, descrito por Collischonn (2001a); Collischonn et al. (2001b) e Collischonn et al. (2007), é um modelo hidrológico distribuído desenvolvido para aplicações em grandes bacias. A estrutura do modelo escrito aqui foi baseada nos modelos LARSIM e VIC-2L com algumas adaptações nos módulos de evapotranspiração, percolação e propagação de vazões (Ver Collischonn, 2001a).

O MGB-IPH simula o ciclo hidrológico através de relações físicas e conceituais. São calculadas todas as etapas do ciclo hidrológico terrestre, incluindo balanço de água no solo, evapotranspiração pela equação de Penman-Monteith, interceptação, escoamento superficial,

escoamento subsuperficial, escoamento subterrâneo e escoamento na rede de drenagem pela metodologia de Muskingum-Cunge. Paiva (2009) propôs modelo de simulação hidrodinâmica integrado ao MGB-IPH para representar todos os aspectos de escoamento em rios, como efeitos de remanso e armazenamento na planície de inundação.

O modelo utiliza um efetuoado a intervalo de tempo diário ou menor. As minibacias são subdivididas em Unidades de Resposta Hidrológica (URH), que são áreas de comportamento hidrológico similar, definidas pela combinação de tipos de solo e cobertura vegetal. Sendo assim, os processos hidrológicos verticais, incluindo interceptação e percolação ao aquífero, são simulados em nível dos URH s. Os volumes gerados nos URH s são somados e propagados em nível de minibacia, sendo posteriormente propagados pela rede de drenagem.

A maioria dos parâmetros é relacionada às características físicas da bacia, como topografia, tipo e cobertura vegetal do solo e obtidos via imagens de satélite, mapas digitalizados e modelo numérico de terreno (MNT). Os demais parâmetros são calibrados com o algoritmo de otimização global multi-objetivo MOCOM-UA (Ver Collischonn, 2001a).

Desde seu desenvolvimento, foram realizadas diversas aplicações do modelo MGB-IPH. Collischonn (2001) apresentou análises da variabilidade das vazões e efeitos de mudanças no uso do solo na bacia do rio Taquari (MS). Simulação com chuva de satélite para as bacias do Tapajós (Collischonn, 2006), Simulação na bacia Madeira na Amazonas (Ribeiro,2006). Larentis (2004) simulou a qualidade d'água, incluindo aspectos de cargas difusas e pontuais e dispersão de poluentes nos corpos d'água. Paiva (2009) desenvolveu a integração do processo hidrodinâmico no modelo MGB-IPH na subbacia do rio Solimões, pertencente à bacia do rio Amazonas.

A seguir são descritos os processos que faz parte do modelo MGB-IPH:

-Interceptação

A interceptação é a parte da chuva que precipita sobre uma área ou bloco e é retida pela vegetação antes de atingir e umidecer o solo. A equação 3.9 expressa a relação entre a capacidade de interceptação e o índice foliar (IAF) que é utilizada no modelo.

$$S_{max_j} = \alpha \cdot IAF_j \quad \text{Eq. 3.9}$$

Onde S_{max_j} (mm) é a capacidade máxima do reservatório de interceptação num intervalo de tempo e α (mm) é o parâmetro de lâmina de interceptação (comumente $\alpha = 0.2$); IAF é o índice de área foliar do bloco ($m.m^{-1}$), no caso de vegetação rasteira é menor que 1,0; e maior que 6,0 em florestas decíduais e cerrado (Paiva, 2009).

O balanço hídrico no reservatório de interceptação é dado pela equação 3.10:

$$S_{i,j}^t = \min(S_{i,j}^{t-1} + PC_i, S_{max_j}) \quad \text{Eq. 3.10}$$

$$P_{i,j} = PC_i - (S_{i,j}^t - S_{i,j}^{t-1}) \quad \text{Eq. 3.11}$$

$$S_{i,j}^t = S_{i,j}^{t-1} - EI_{i,j} \quad \text{quando:} \quad EI_{i,j} = \min(S_{i,j}^t, EPI_{i,j}) \quad \text{Eq. 3.12}$$

Onde $S_{i,j}^t$ é a lâmina da água interceptada (mm), PC_i é a precipitação no topo da vegetação (mm), P_i é a precipitação que atinge o solo (mm), $EI_{i,j}$ é a evaporação interceptada (mm); $EPI_{i,j}$ é a evaporação potencial da lâmina interceptada (mm) calculada pela equação de Penman Monteith com o parâmetro resistência superficial igual a zero. Os índices i e j indicam a célula e bloco respectivamente.

-Equação de balanço d'água no solo

A Figura 3.1 ilustra as variáveis do armazenamento na camada superior do solo. A variação do volume armazenado no solo num intervalo de tempo ($W_{i,j}^t - W_{i,j}^{t-1}$) (mm) é igual à precipitação que chega ao solo $P_{i,j}$ (mm) menos a evapotranspiração $ET_{i,j}$ (mm) menos os escoamentos superficiais $D_{sup_{i,j}}$ (mm), sub-superficial $D_{int_{i,j}}$ (mm), subterrâneo $D_{bas_{i,j}}$ (mm) mais o fluxo ascendente do aquífero ao solo $D_{cap_{i,j}}$ (mm), conforme à equação seguinte:

$$(W_{i,j}^t - W_{i,j}^{t-1}).\Delta t = P_{i,j} - ET_{i,j} - D_{sup_{i,j}} - D_{int_{i,j}} - D_{bas_{i,j}} + D_{cap_{i,j}} \quad \text{Eq. 3.13}$$

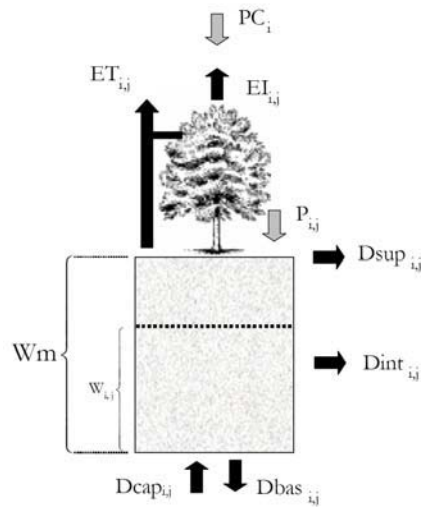


Figura 3.1 Termos do balanço de água no solo para cada bloco (Fonte: Collischonn, 2001)

-Evapotranspiração

O modelo utiliza a equação de Penmann-Monteith mostrada na equação 3.14 (Ver Collischonn, 2001). Este está entre os métodos mais utilizados na estimativa da evapotranspiração e recomendado pela FAO (*Food and Agriculture Organization*) como método padrão.

$$E = \left(\frac{\Delta \cdot (R_L - G) + \rho_A \cdot c_p \cdot \frac{(e_s - e_d)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \right) \cdot \frac{1}{\lambda \cdot \rho_w} \quad \text{Eq. 3.14}$$

Onde E ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) taxa de evaporação da água; λ ($\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$) calor latente de vaporização; Δ ($\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$) taxa de variação da pressão de saturação de vapor; R_L ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) radiação líquida de onda longa na superfície; G ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) fluxo de energia para o solo; ρ_a ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$) massa específica do ar; ρ_w ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$) massa específica da água; c_p ($\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$) calor específico do ar úmido ($c_p = 1,013 \times 10^{-3} \text{ MJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$); e_s (kPa) pressão de saturação do vapor; e_d (kPa) pressão de vapor; γ ($\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$) constante psicrométrica ($\gamma = 0,66$); r_s e r_a ($\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$) resistências superficial e aerodinâmica da vegetação respectivamente.

-Escoamento Superficial

A geração do escoamento superficial $D_{\text{sup},ij}$ chamado também rápido ou direto é utilizada para designar o escoamento que chega rapidamente à rede de drenagem. O termo

considera que toda a chuva que cai sobre uma porção já saturada de umidade gera escoamento superficial. Por tanto se utiliza uma relação probabilística entre umidade do solo e fração de área saturada (áreas onde a infiltração é nula).

$$D_{sup_{i,j}} = \Delta t . P_{i,j} - (W_{m_j} - W_{i,j}^{t-1}), \text{ quando } \delta \leq 0 \quad \text{Eq. 3.15}$$

$$D_{sup_{i,j}} = \Delta t . P_{i,j} - (W_{m_j} - W_{i,j}^{t-1}) + W_{m_j} \cdot \left[\left(1 - \frac{W_{i,j}^{t-1}}{W_{m_j}} \right)^{\frac{1}{b_j+1}} \frac{\Delta t . P_{i,j}}{W_{m_j} . (b_j + 1)} \right]^{b_j+1}, \text{ quando } \delta > 0 \quad (3.16)$$

$$\text{onde } \delta = \left[\left(1 - \frac{W_{i,j}^{t-1}}{W_{m_j}} \right)^{\frac{1}{b_j+1}} - \frac{\Delta t . P_{i,j}}{W_{m_j} . (b_j + 1)} \right]$$

Onde W_{m_j} (mm) armazenamento máximo na camada superficial do solo do bloco j (parâmetro associado ao bloco); b_j (-) parâmetro do modelo associado ao bloco que representa a não uniformidade da capacidade de armazenamento do solo no bloco; $P_{i,j}$ (mm.dia⁻¹) precipitação efetiva (precipitação menos a interceptação ao longo do intervalo de tempo); $D_{sup_{i,j}}$ (mm.dia-1) escoamento superficial do bloco j da célula i .

-Escoamento Sub-superficial

A geração do escoamento sub-superficial é obtida por uma relação não linear com o armazenamento de água no solo, semelhante à equação de Brooks e Corey (Rawls et al., 1993)

$$D_{int_{i,j}} = K_{int_j} \left(\frac{W_{i,j}^{t-1} - W_{z_j}}{W_{m_j} - W_{z_j}} \right)^{3+\frac{2}{\lambda}} \quad \text{Eq. 3.17}$$

Sendo $D_{int_{i,j}}$ o volume gerado de escoamento subterrâneo (mm), W_{z_j} (mm) o mínimo volume armazenado no solo para haver geração de escoamento sub-superficial, K_{int_j} (mm.dia⁻¹) parâmetro de drenagem sub-superficial ; λ (adimensional) índice de porosidade do solo (parâmetro).

-Escoamento subterrâneo

O escoamento subterrâneo é o volume percolado ao aquífero $Dbas_{i,j}$ (mm) e é representado como uma função linear do volume armazenado no solo:

$$Dbas_{i,j} = Kbas_{i,j} \left(\frac{W_{i,j}^{t-1} - Wc_j}{Wm_j - Wc_j} \right) \quad \text{Eq. 3.18}$$

Sendo Wc_j (mm) é o limite mínimo a partir do qual não ocorre percolação; $Kbas_j$ (mm.dia^{-1}) é o parâmetro que define a percolação máxima, quando o solo está saturado.

-Fluxo ascendente

O modelo representa o movimento de fluxo ascendente $Dcap_{i,j}$ (mm). Quando o armazenamento do solo é baixo, pode ocorrer a transferência de água do reservatório subterrâneo para a camada do solo e possibilita ao modelo simular situações em que as águas subterrâneas voltem a ser disponibilizadas para a evapotranspiração. Isso pode ocorrer no caso de regiões de fontes, matas ciliares e das veredas dos cerrados. Este fluxo é expressada pela equação 3.19

$$Dcap_{i,j} = DMcap_j \left(\frac{Wc_j - W_{i,j}^{t-1}}{Wc_j} \right) \quad \text{Eq. 3.19}$$

Sendo $Dcap_{i,j}$ (mm.dia^{-1}) fluxo de retorno para o solo; Wc_j (mm) é o limite de armazenamento para haver fluxo ascendente ou descendente (parâmetro do modelo); $DMcap_j$ é o máximo fluxo de retorno para o solo.

-Escoamento nas células

A água esco, através do solo e do aquífero sofrendo retardo e amortecimento no interior da célula até chegar à rede de drenagem. Estes efeitos são representados no modelo pela passagem do escoamento por reservatórios lineares, conforme a Figura 3.2. Os volumes gerados em cada bloco são armazenados nos respectivos reservatórios conforme às equações 3.20 a 3.22.

$$Vsup_i = Vsup_i^{t-1} + \Delta t. \sum_j Dsup_{i,j} \quad \text{Eq. 3.20}$$

$$Vint_i = Vint_i^{t-1} + \Delta t. \sum_j Dint_{i,j} \quad \text{Eq. 3.21}$$

$$V_{bas_i} = V_{bas_i}^{t-1} + \Delta t \cdot \left(\sum_j D_{bas_{i,j}} - \sum_j D_{cap_{i,j}} \right) \quad \text{Eq. 3.22}$$

Sendo V_{sup_i} , V_{int_i} e V_{bas_i} os volumes nos reservatórios superficial, sub-superficial e subterrâneo (m^3) respectivamente para cada célula i, j refere-se ao bloco.

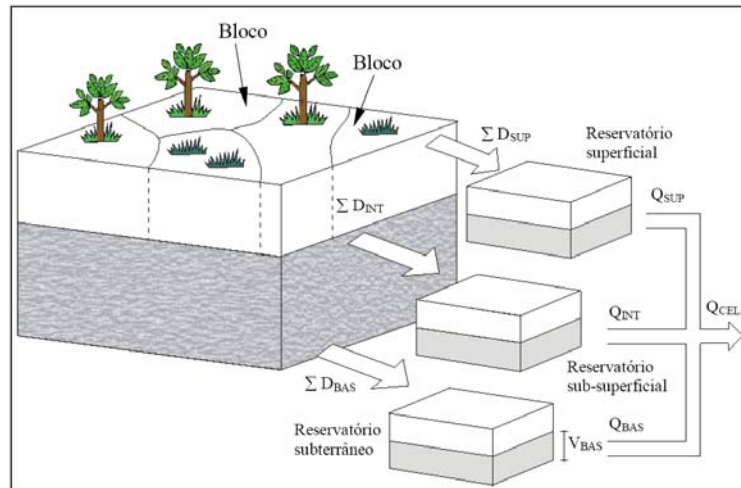


Figura 3.2 Estrutura de cálculo de uma célula com blocos (Fonte: Ribeiro, 2006; Collischonn, 2001).

Cada um dos reservatórios é representado matematicamente por uma equação de reservatório linear simple (Tucci,1998) (ver equações 3.23 a 3.25)

$$Q_{sup_i} = \frac{1}{TKS_i} V_{sup_i} \quad \text{Eq. 3.23}$$

$$Q_{int_i} = \frac{1}{TKI_i} V_{int_i} \quad \text{Eq. 3.24}$$

$$Q_{bas_i} = \frac{1}{TKB_i} V_{bas_i} \quad \text{Eq. 3.25}$$

A soma das três vazões (Q_{sup} , Q_{int} e Q_{bas}) é o escoamento da célula, onde TKS , TKI e TKB (s) representam o tempo de retardo do reservatório superficial, sub-superficial e subterrâneo, respectivamente.

O valor de TKB é obtido de acordo com as seguintes equações:

$$TKS_i = CS.Tind_i \quad \text{Eq. 3.26}$$

$$TKI_i = CI.Tind_i \quad \text{Eq. 3.27}$$

O valor de $Tind$ é estimado pela equação de Kirpich. O tempo de retardo do reservatório subterrâneo pode ser estimado através de recessões dos hidrogramas em períodos de estiagem, expresso pela equação 3.28.

$$Qcel_i = Qsup_i + Qint_i + Qbas_i \quad \text{Eq. 3.28}$$

-Propagação na rede de drenagem

O modelo realiza a propagação nos trechos de rio utilizando o método de Muskingum Cunge (Ver Tucci,1993). As vazões nos trechos de rio de cada célula são discretizados em subtrechos conforme critério de precisão numérica. O intervalo de tempo diário utilizado no modelo MGB-IPH é subdividido em intervalos menores durante a propagação na rede de drenagem, considerando o intervalo de tempo ideal para a propagação apresentar precisão no tempo de viagem e no amortecimento do hidrograma, conforme descrito em Tucci (1993).

Os parâmetros do modelo Muskingum Cunge são calculados com base nos dados de comprimento, rugosidade e largura média dos trechos de rio. A propagação é realizada em cada célula que tem pelo menos uma célula localizada a montante. Cada célula recebe como condição de contorno a vazão de saída das células localizadas imediatamente a montante à vazão de saída dos reservatórios lineares simples da própria célula. A vazão de saída é passada como informação de entrada para a célula seguinte.

- Integração da propagação do modelo hidrodinâmico ao MGB-IPH

Descrito por Paiva (2009) e Paiva et al. (2011), está baseado no modelo IPH-IV (Tucci, 1978; Tucci, 2005). O modelo representa todos os aspectos do escoamento em rios simulando redes de canais com confluências e defluências, planícies de inundação e condições de contorno internas como vertedores ou descarregadores de fundo de barragens. Haverá trechos onde será necessário a aplicação do modelo hidrodinâmico e outros que será utilizado o método de Muskingum Cunge.

Os critérios para decidir se um trecho de rio deve ser simulado usando um método hidrodinâmico ou simplificado (Muskingum Cunge) podem ser divididos em 3 grandes grupos:

- Locais de interesse,
- Capacidade de representação dos processos físicos
- Esforço computacional

Os dois primeiros fatores definem quantidades mínimas desejáveis de trechos com propagação hidrodinâmica, no caso de representar os processos físicos, os trechos de rio devem ser selecionados por sua baixa declividade, grandes planícies de inundação, significantes influências de remanso de outro rio ou sobre tributário e influência de maré.

As equações de Saint Venant compostas pela equação da continuidade e dinâmica são as equações fundamentais do modelo, apresentadas a seguir:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + (b + L) \frac{\partial h}{\partial t} = q \quad \text{Eq. 3.29}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + 2v \frac{\partial Q}{\partial x} + (gA - v^2b) \frac{\partial h}{\partial x} - v^2 \frac{\partial A}{\partial x} \Big|_{h=cte} = gA(S_o - S_f) \quad \text{Eq. 3.30}$$

Sendo Q ($m^3 \cdot s^{-1}$) a vazão, t (s) a dimensão temporal, x (m) a dimensão espacial ao longo do eixo do rio, b (m) a largura do rio, L (m) a largura equivalente da planície de inundação, q ($m^2 \cdot s^{-1}$) a contribuição lateral, h (m) a profundidade d'água, v ($m \cdot s^{-1}$) a velocidade média do escoamento, g ($m \cdot s^{-2}$) a aceleração da gravidade, A (m^2) a área molhada da seção transversal do rio, S_o ($m \cdot m^{-1}$) a declividade de fundo do rio, S_f ($m \cdot m^{-1}$) a declividade de atrito, estimada pela equação de Manning.

O escoamento nas planícies de inundação é simulado através de um modelo simplificado do tipo armazenamento (Cunge et al., 1980) que assume que a velocidade paralela à direção do rio é nula na planície, o nível d'água na planície de inundação é igual ao do rio e as planícies de inundação atuam somente como áreas de armazenamento. Assim, a vazão da troca entre o rio e a planície de inundação é dada por:

$$q_{fl} = L \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Eq. 3.31}$$

onde, $L(m)$ é a largura equivalente da planície de inundação e $\frac{\partial h}{\partial t}$ é a derivada parcial da profundidade d'água com respeito ao tempo

As confluências são simuladas através da equação de continuidade e da equação de energia no regime permanente. As vazões calculadas no modelo MGB-IPH são utilizadas como condições de contorno e contribuição lateral no modelo hidrodinâmico.

O modelo resolve as equações de Saint Venant usando um esquema de diferenças finitas implícito semelhante ao esquema de Preissman (Cunge et al., 1980). O sistema de equações é resolvido através de modificações do método Skyline de Tucci (1978) descrito em Paiva et al. (2011) para melhor desempenho computacional.

-Calibração dos parâmetros

A Calibração de um modelo hidrológico é na maioria das vezes laboriosa. A calibração pode ser efetuada manualmente. Entretanto, no uso do modelo MGB-IPH a calibração pode ser efetuada por meio de métodos de otimização baseados em algoritmos genéticos. O algoritmo de otimização utilizado para a calibração dos parâmetros é o algoritmo MOCOM-UA, desenvolvido na Universidade de Arizona (Yapo et al., 1998). Este algoritmo de otimização é multiobjetivo e permite calibrar o modelo considerando diferentes aspectos do ajuste entre hidrogramas observado e calculado (Collischonn & Tucci, 2003).

3.5.3 Testes estatísticos

As funções utilizadas como critérios de avaliação das simulações são:

a) Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS)

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{nt} (Q_{obs}(t) - Q_{cal}(t))^2}{\sum_{i=1}^{nt} (Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}})^2} \quad \text{Eq. 3.32}$$

b) Coeficiente de Nash-Sutcliffe para logaritmos (NS_{log})

$$NS_{log} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{nt} (\ln(Q_{obs}(t)) - \ln(Q_{cal}(t)))^2}{\sum_{i=1}^{nt} (\ln(Q_{obs}(t)) - \overline{\ln(Q_{obs})})^2} \quad \text{Eq. 3.33}$$

c)Relação entre volumes medidos e calculados (ΔV)

$$\Delta V = \frac{\sum_{i=1}^{nt} (Q_{cal}(t)) - \sum (Q_{obs}(t))}{\sum_{i=1}^{nt} (Q_{obs}(t))} \quad \text{Eq. 3.34}$$

O coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS) tem um valor máximo igual a um que significa ajuste perfeito com as vazões calculadas e é fortemente influenciado por erros nas vazões máximas. NS_{log} varia de 0 a 1, sendo que, quanto maior, melhor será a simulação e é fortemente influenciado pelas vazões mínimas. O erro no volume não tem valor máximo nem mínimo, e não é influenciado por períodos de cheia ou de estiagens, apenas expressa a diferença relativa entre a soma de todas as vazões, calculadas e observadas, serve para observar-se as perdas de água por evapotranspiração estão sendo corretamente calculadas. (Collischonn, 2001; Ribeiro, 2006).

CAPITULO 4

APLICAÇÃO NA BACIA DO RIO HUALLAGA

4.1 CARACTERIZAÇÃO DA BACIA

A bacia hidrográfica do rio Huallaga forma parte das nascentes do rio Amazonas no território do Peru. Limitadas pelas latitudes $5^{\circ}30' S$ e $10^{\circ}30' S$ e longitudes $76^{\circ} W$ e $78^{\circ} W$ atinge uma área de aproximadamente 70.000 Km^2 localizada na área central do Peru, conforme pode ser observado na Figura 4.1.

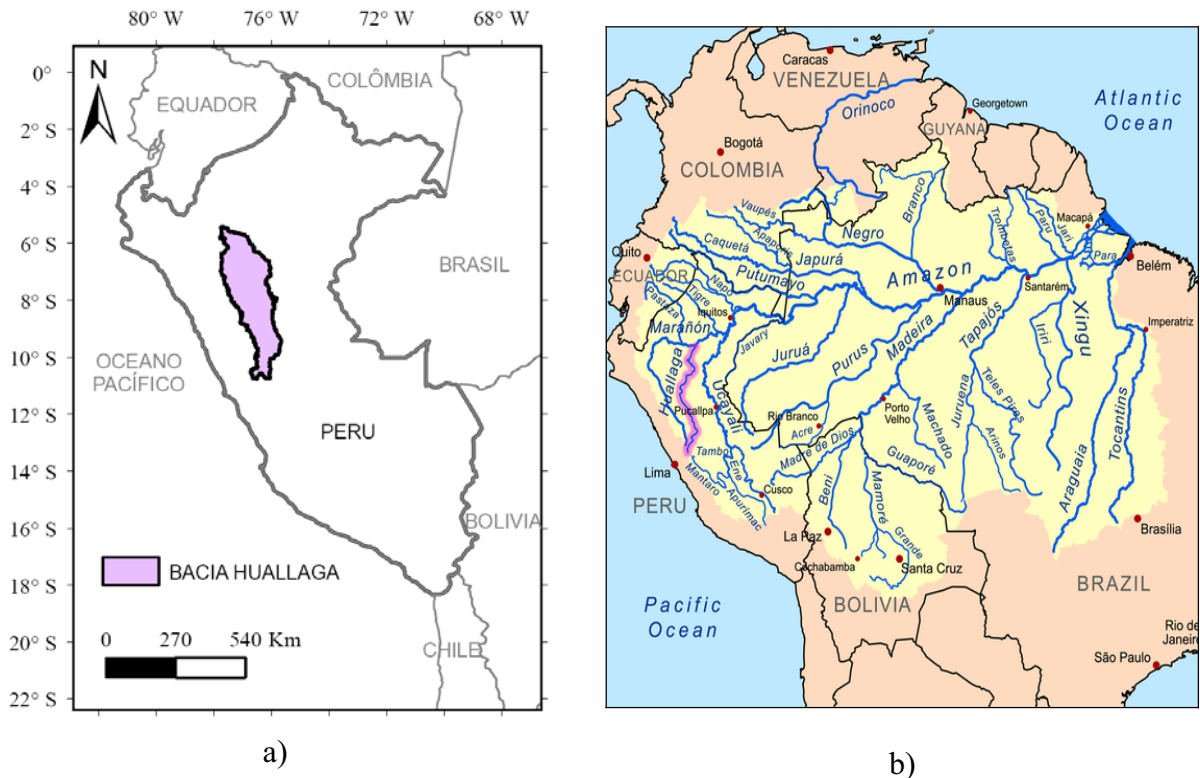


Figura 4.1 Mapa de Localização da bacia do rio Huallaga. a) A bacia Huallaga dentro do Peru; b) A cor violeta indica a rede da bacia Huallaga respeito da bacia Amazonas (Fonte: <http://es.wikipedia.org/wiki/Archivo>)

O rio Huallaga tem sua origem na região dos Andes, seu percurso é de Sul a Norte, até a confluência com o rio Marañon. O relevo da bacia (Ver Figura 4.2) varia aproximadamente desde 200 metros acima do nível do mar no lado leste da bacia hidrográfica, até uma altitude maior aos 5000 metros acima do nível do mar no lado oeste da bacia (no lado da cordilheira dos Andes).

A temperatura média anual é próxima de 20°C com uma precipitação média anual de 1749 mm. Esta estimativa é baseada em dados de pluviômetros com má distribuição espacial, e pode, portanto, estar incorreta. Acontecendo as máximas chuvas entre os meses de dezembro a março e as mínimas entre abril e novembro. A evapotranspiração tem margem de 3,0 a 5,5 mm.dia⁻¹, sendo a maior na área o lado leste da bacia (Lavado, 2010). O regime das chuvas da bacia do rio Huallaga é convectivo, aonde a umidade do ar vem do oceano atlântico e da bacia Amazonas. Além disso, a variabilidade da chuva interanual sobre a bacia Amazonas e a bacia Huallaga depende do fenômeno do ENSO (*El Nino Southern Oscillation*) (Lavado, 2010).

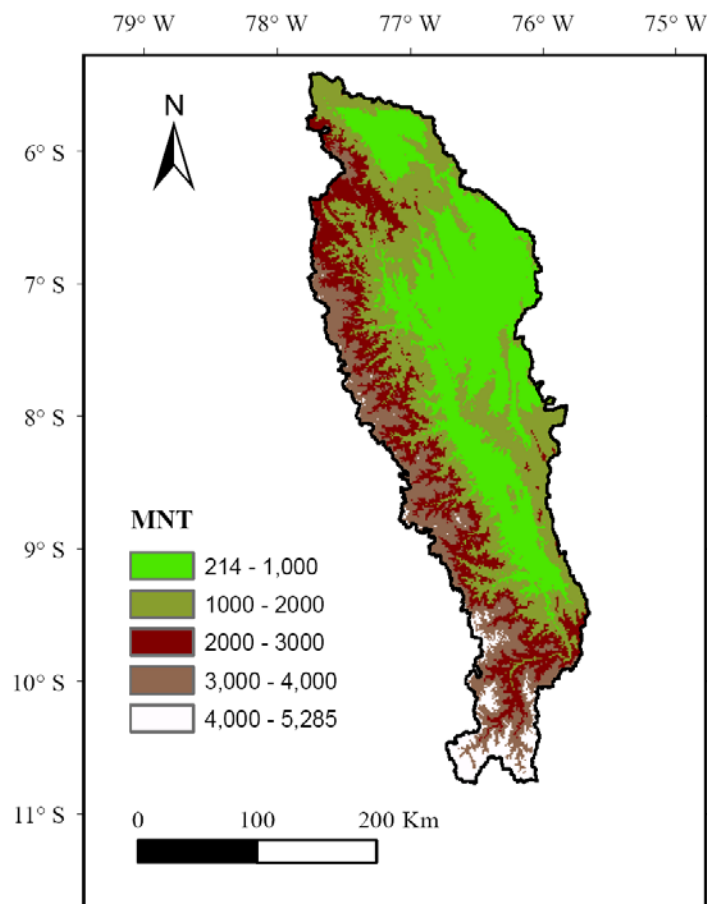


Figura 4.2 Modelo Numérico do Terreno da bacia Huallaga

Existe uma grande variabilidade espacial da chuva na bacia Huallaga, associada ao relevo. As chuvas com maior altura pluviométrica (chegando a 3700 mm.ano^{-1}) são registradas pelas estações Aucayacu e Aguaytia (localizadas ao sudeste da bacia do rio Huallaga) instaladas a 270 m e 560 m acima do nível do mar, respectivamente. As chuvas com menor altura pluviométrica são registradas ao noroeste da bacia com 1000 mm.ano^{-1} .

Com respeito à geologia da bacia Huallaga, esta bacia forma parte dos Andes e a Floresta Amazônica. Os Andes Peruanos têm um conjunto de faixas paralelas montanhosas situadas entre a costa do Oceano Pacífico e a Bacia Amazônica. Sua estratigrafia, estrutura, magmatismo, sismicidade, e mineralização são o resultado de vários ciclos orogênicos sobrepostas à subducção Andina, que começou no Jurássico e que resulta da colisão da placa tectônica da América do oceano com a placa tectônica sul (Lavado, 2010).

4.2 COMPARAÇÃO ENTRE FONTES DE CHUVA

A Figura 4.3 mostra as estações pluviométricas, a localização dos centros do pixel para a chuva estimada por satélite e a rede de drenagem para a bacia Huallaga. Para o presente trabalho foram utilizadas 53 estações pluviométricas, encontrando-se 34 dentro dos limites da bacia e 19 nos seus arredores, o registro das estações pluviométricas foram proporcionadas por SENAMHI. Enquanto, a estimativa de chuva por satélite é representado por 90 pixels de tamanho de 0.25 graus cobrindo a área da bacia Huallaga.

De acordo com a mesma figura, a distribuição das estações não é uniforme, existindo maior concentração na proximidade dos cursos dos rios e no exutório localizada a menor altitude (nordeste e sudeste), ficando a bacia Huallaga totalmente descoberta no lado oeste.

O campo de precipitação foi produto da interpolação das estações pluviométricas usando o método do Inverso da distância ao Quadrado, chame-se daqui adiante PLU. A comparação de campo de chuva por pluviômetro será dada a nível médio da bacia. Os algoritmos da estimativa de chuva por satélite considerado para a comparação são o 3B42 (Huffman et al., 2007) e CMORPH (Joyce et al., 2004).

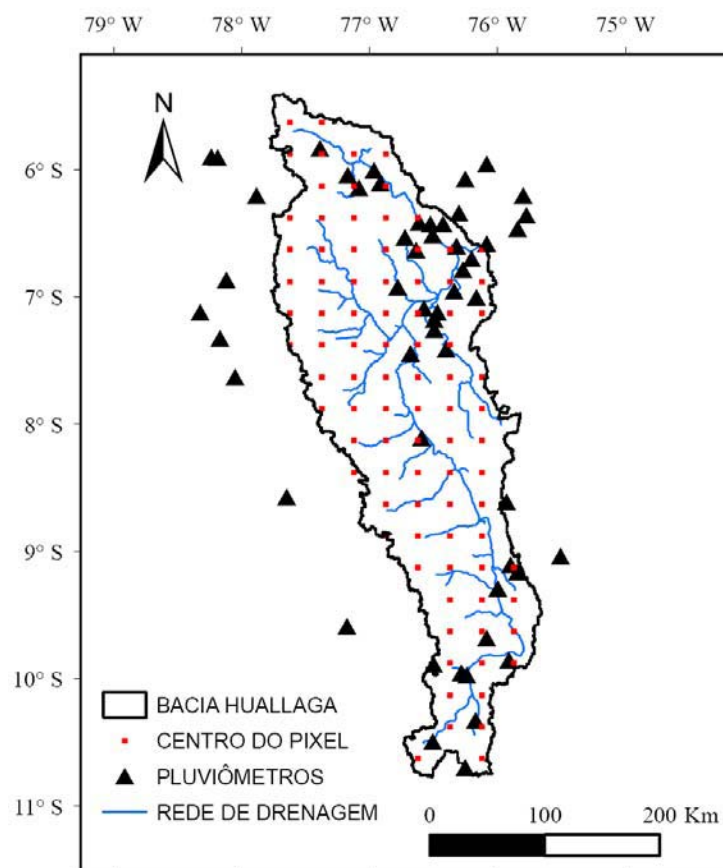


Figura 4.3 Estações pluviométricas e centro de pixels para a bacia Huallaga.

4.2.1 Comparação de chuva diária

Para comparar os campos de chuva média sobre a bacia a nível diário o período escolhido é de 26/10/2003 a 27/02/2009. Este período coincide com o período de vazão da estação Chazuta disponível para a etapa da modelagem hidrológica.

A Figura 4.4 apresenta três séries de chuva média diária para a bacia Huallaga. O primeiro gráfico (na cor escura) apresenta os dados do PLU. Os gráficos seguintes representam as séries de chuva média diária obtidos pelos algoritmos 3B42 e CMORPH, representados com cores vermelho e azul, respectivamente.

Observa-se que existe uma sazonalidade na precipitação, com máximos ocorrendo, geralmente, nos meses de outubro a abril e mínimos ocorrendo no período de maio a setembro. Este padrão também existe nas estimativas de chuva por satélite.

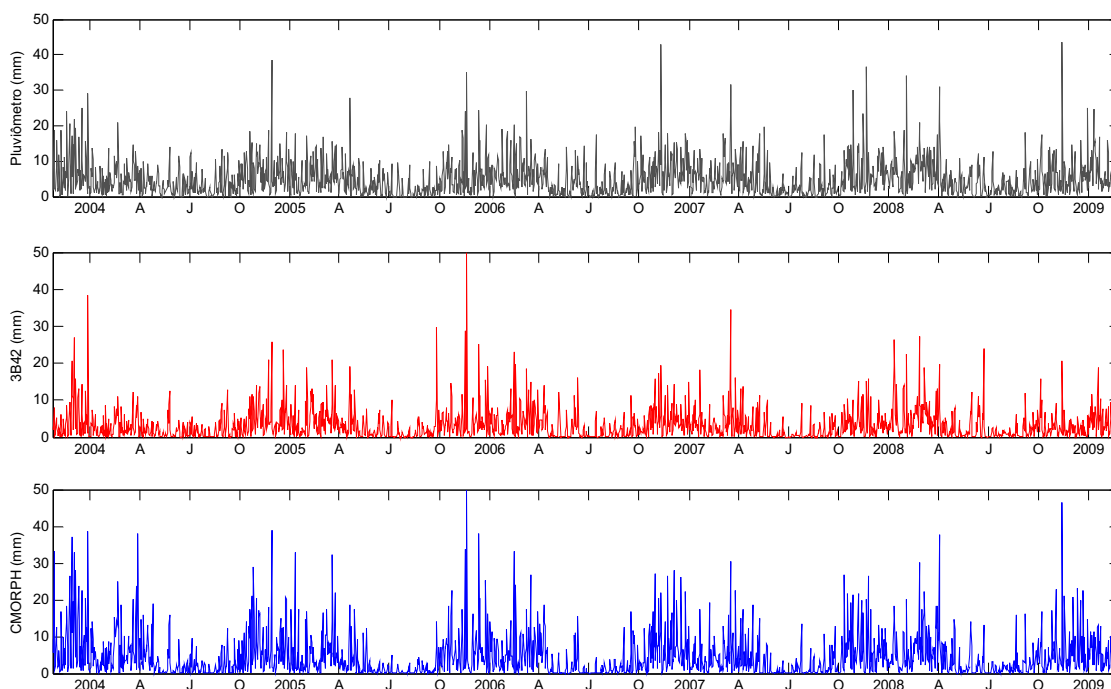


Figura 4.4 Comparação entre a chuva média diária obtida dos pluviômetros e estimada pelo satélite para o período de 26/10/2003 a 27/02/2009 na bacia Huallaga.

Por questões de visualizar melhor as séries os limites da Figura 4.4 são mostrados de 0 a 50 mm. Para o dia 20/11/2005 existe um pico de chuva que supera o limite. Para o 3B42 e CMORPH é de 71,94mm e 71,90mm respectivamente, nesse mesmo dia a chuva média interpolada por pluviômetros na bacia é de 35,11mm.

A Figura 4.5 mostra a dispersão dos pontos da chuva média diária interpolada por pluviômetro (PLU) versus a chuva média diária com os produtos 3B42 e CMORPH. Numa situação ideal, os pontos dispersos estariam alinhados na linha reta de 45 graus, mas, numa situação real a tendência dos pontos é estar acima ou abaixo da linha reta.

A Tabela 4.1 apresenta os coeficientes estatísticos correspondentes à comparação da chuva média diária. O coeficiente de correlação linear para ambos produtos de satélite foi de 0,73. Em média, ambos produtos estão sendo subestimados em relação à chuva observada, em maior medida o produto 3B42 com *bias* de 0,64; erro médio de -1,79 mm e erro relativo de -36,10. Estes valores inferiores a CMORPH com *bias* de 0,89; erro médio de -0,53 mm e erro relativo de -10,60. O coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe é baixo para os dois ($NS < 0,50$). Estes resultados ressaltam o baixo desempenho de ambos produtos do CMORPH e 3B42 a nível diário da média da bacia.

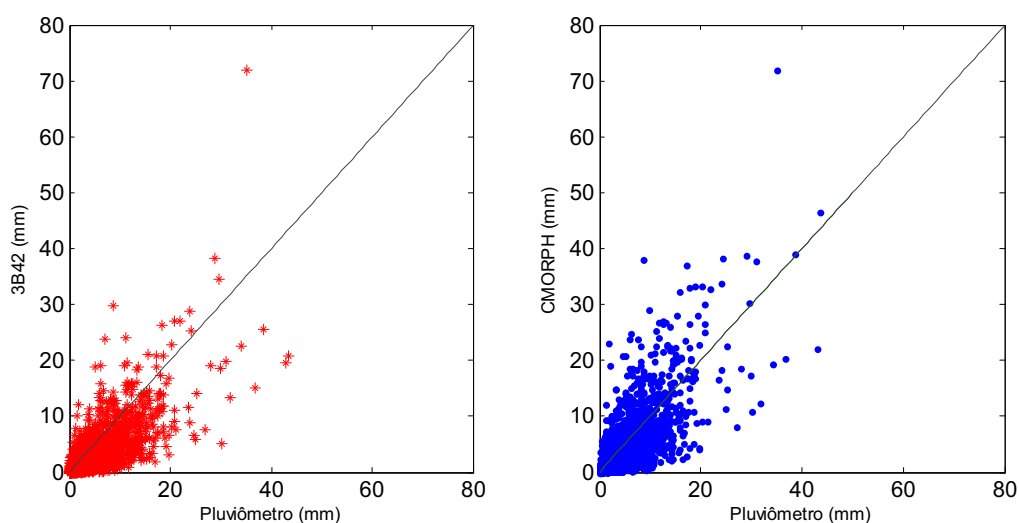


Figura 4.5 Comparação entre a precipitação média diária obtida dos pluviômetros e estimada pelo satélite para o período de 26/10/2003 a 27/02/2009 na bacia Huallaga

Tabela 4.1 Coeficientes de testes estatísticos a nível diário da bacia Huallaga

Produto	Pares	r	RMS (%)	Bias	EM (mm)	NS	ER(%)
3B42	1952	0,73	80,31	0,64	-1,79	0,39	-36,10
CMORPH	1952	0,73	84,48	0,89	-0,53	0,33	-10,60

Estes resultados são coincidentes com o trabalho efetuado em áreas montanhosas da Etiópia na África, como Dinku et al. (2010), eles acharam ocorrências de subestimativa de chuva por ordem de 14% para 3B42, 11% para o CMORPH; coincidências achadas também em Bitew et al. (2009), Hirpa et al. (2009) e Romilly e Gebremichael al. (2010). Dinku et al. (2010) encontrou no CMORPH ligeiro melhor desempenho sobre áreas montanhosas da Colômbia comparado com 3B42, ambos produtos subestimam a chuva observada, para o caso de CMORPH (0,91) e 3B42 (0,74) sendo com CMORPH próximo a um (melhor desempenho).

4.2.2 Comparação de chuva mensal

A Figura 4.6 mostra a dispersão dos pontos da chuva média mensal interpolada por pluviômetro (PLU) versus chuva média mensal por satélite com algoritmos 3B42 e CMORPH. O período analisado foi de 2004-2008. Nesta figura pode-se observar uma marcada subestimação por parte de 3B42. Para o caso de CMORPH os pontos dispersos tendem uma distribuição muito mais equilibrada.

A Tabela 4.2 apresenta os coeficientes estatísticos correspondentes à comparação diária. Ambos produtos apresentam valores iguais de coeficientes de correlação linear, embora 3B42 mostra a correlação subestimada. Os coeficientes estatísticos para 3B42 apresentam baixos valores de coeficientes comparados com CMORPH. O erro médio para CMORPH (13,07 mm) e para 3B42 (-48,41 mm). O coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe é bom para o CMORPH (0,67) muito superior a 3B42 (0,20).

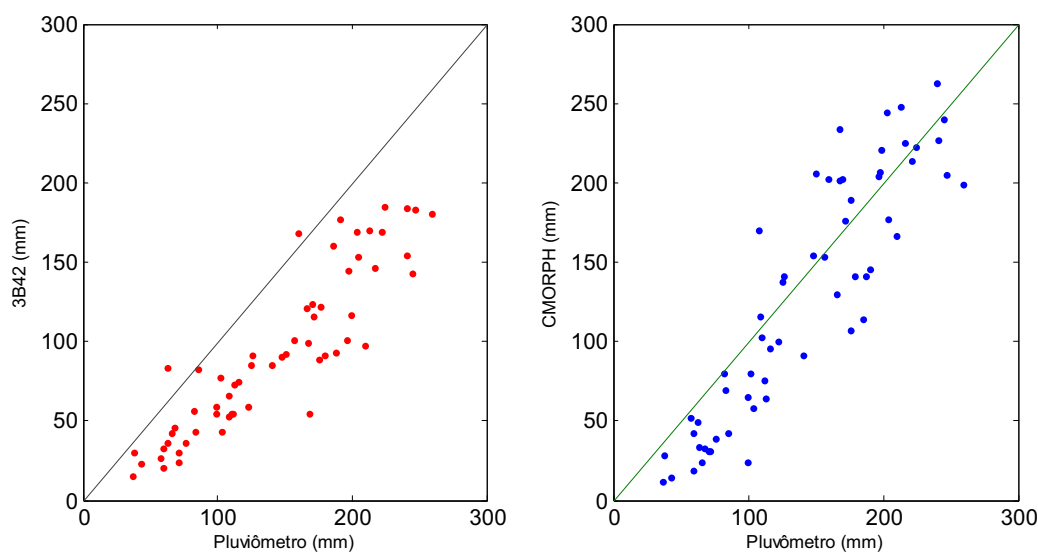


Figura 4.6 Comparação entre a precipitação média mensal obtida dos pluviômetros e estimada pelo satélite para o período de 1/01/2004 a 31/12/2008. a) comparação com 3B42. b) comparação com CMORPH

Tabela 4.2 Coeficientes de testes estatísticos a nível mensal na bacia Huallaga

Produto	Pares	r	RMS (%)	Bias	EM (mm)	NS	ER(%)
3B42	60	0,90	39,30	0,65	-48,41	0,20	-34,30
CMORPH	60	0,90	25,17	0,90	-13,07	0,67	-9,26

A Figura 4.7 ilustra os testes estatísticos da chuva média sazonal da bacia Huallaga para o período de 2004 a 2008. O coeficiente de correlação linear mostra em todos os meses melhor performance para o produto CMORPH comparado a 3B42, a exceção do mês de fevereiro e abril. O RMS mostra uma tendência similar para ambos produtos, com uma ligeira melhoria para CMORPH em todos os meses a exceção do mês de junho. O *bias* mostra valores superiores a 0,80 para o caso de CMORPH nos meses de setembro a abril (meses úmidos) que significa melhor ajuste com PLU. Nos meses de maio a agosto o *bias* de CMORPH mostra valores bem inferiores a 0,80 semelhante a 3B42. O erro médio (EM) mostra um melhor

desempenho em todos os meses para CMORPH comparado a 3B42 a exceção do mês de junho. Coeficiente de Nash-Sutcliffe para os dois produtos de satélite mostra baixo performance (NS < 0,50), embora CMORPH tenda a maiores coeficientes em todos os meses a exceção do mês de junho.

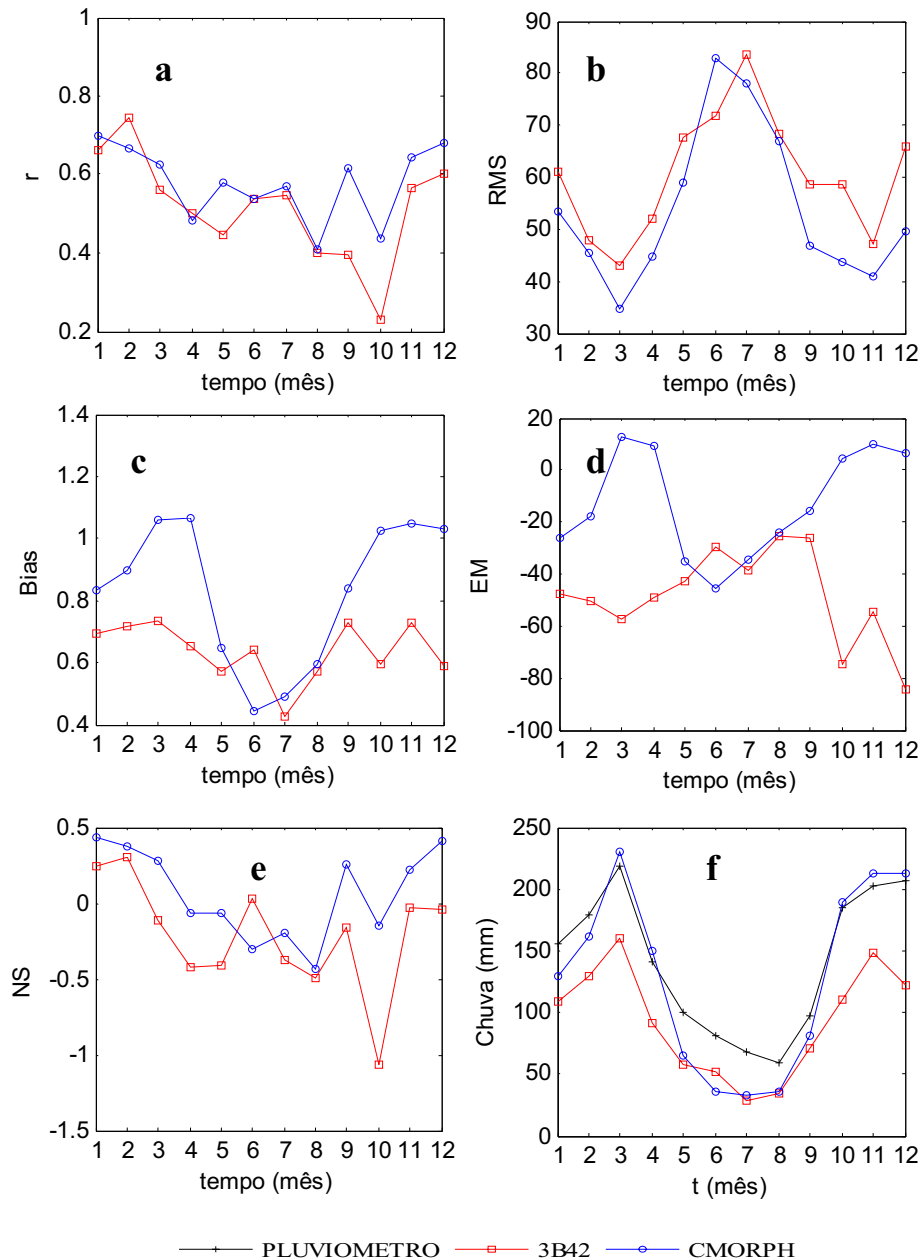


Figura 4.7 Coeficientes estatísticos para valores de chuva média mensal a) r coeficiente de correlação, b) RMS quadrado médio da raiz, c) *Bias* d) EM erro médio, e) NS Nash-Sutcliffe. f) Chuva média mensal da bacia Huallaga.

Na mesma Figura, na seção f, apresenta-se a chuva média por mês da bacia Huallaga por pluviômetros, 3B42 e CMORPH. Pode-se observar que a variabilidade temporal obtida pelo CMORPH em relação à chuva média mensal é subestimada nos meses de setembro a março

(outono e inverno). Enquanto, que para os meses úmidos de outubro até março (primavera e verão) apresenta melhores correlações com as chuvas médias mensais sazonais pelos pluviômetros. De acordo com Ebert et al. (2007) geralmente o CMORPH tem desempenho melhor que outros produtos de satélite durante as épocas úmidas, es dizer apresenta melhores coeficientes de correlação.

4.2.3 Comparação de chuva anual

A comparação da chuva média anual da bacia Huallaga foi calculada para o período de 2004-2008. A Figura 4.8 mostra o histograma de chuva média anual sobre a bacia Huallaga, onde pode-se apreciar que a estimativa de chuva baseada nos pluviômetros (1705,9 mm) é maior do que as estimativas baseadas nos produtos de satélite avaliados, Para o produto 3B42 (1100.9 mm) apresentado uma subestimativa de 35 %, em relação à estimativa baseada em pluviômetros. A estimativa de chuva do produto CMORPH (1518.5 mm) apresentando uma subestimativa de 11%, em relação à estimativa baseada em pluviômetros..

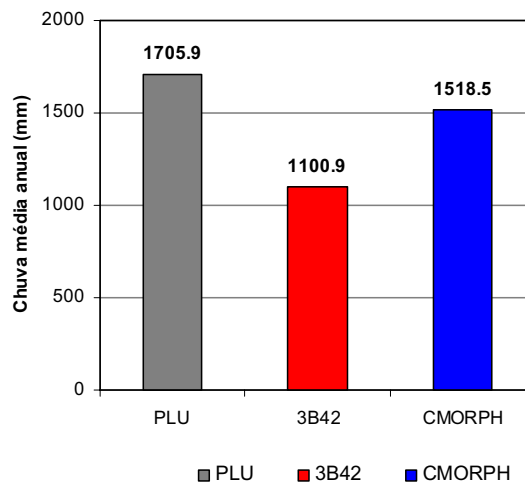


Figura 4.8 Chuva média anual da bacia Huallaga com pluviômetros, 3B42 e CMORPH

A Figura 4.9 mostra três mapas de isoietas de chuva média anual calculados por pluviômetros, 3B42 e CMORPH para o período de 2004-2009. Nesta figura, o mapa das isoietas com pluviômetro apresentam setores chuvosos ao lado nordeste (a) e sudeste (b) dos limites externos da bacia Huallaga. O local (a) está próximo ao exutório, onde existe uma grande concentração de estações pluviométricas.

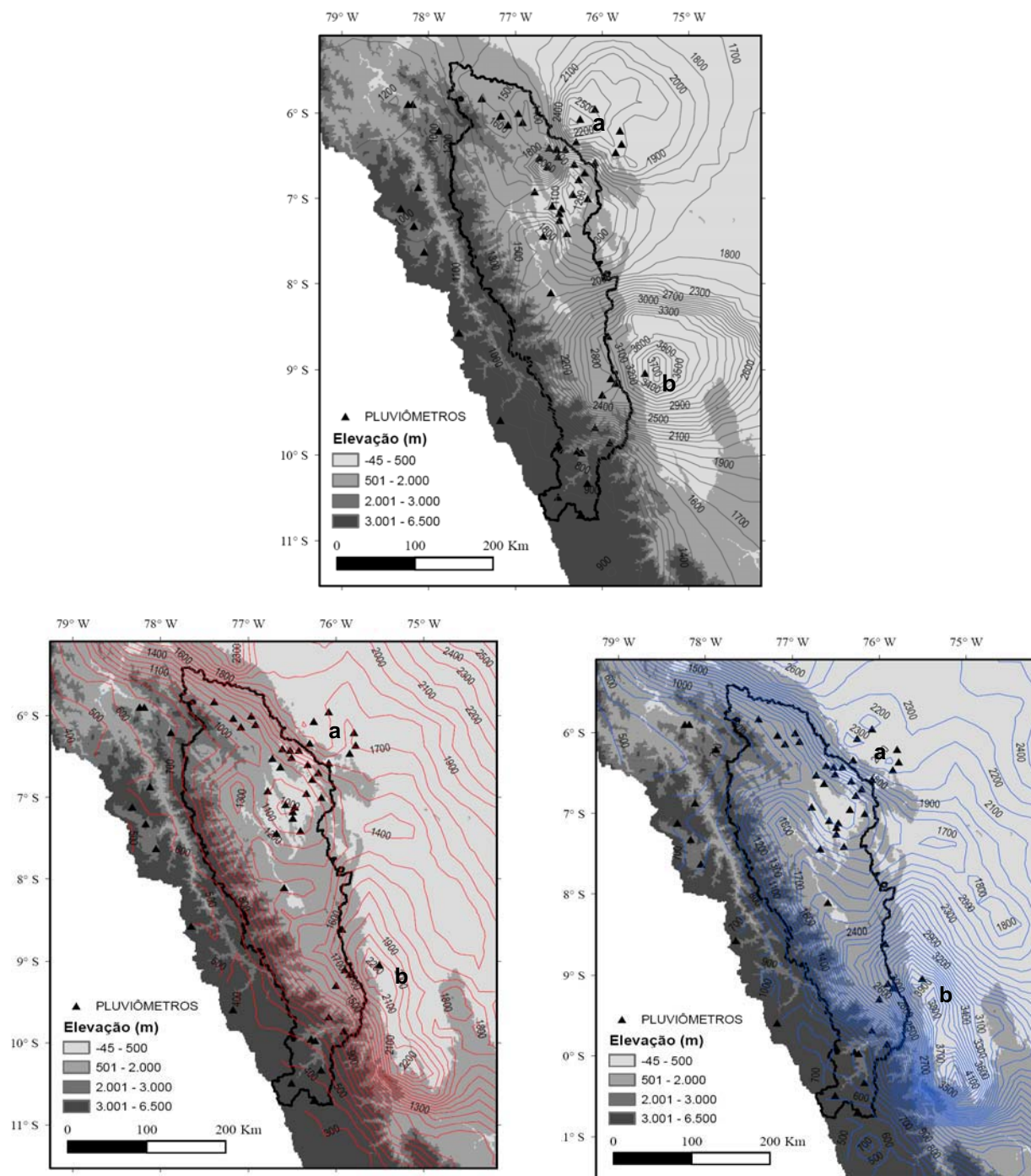


Figura 4.9 Mapa de isoietas da chuva média anual para o período (2004-2009), de cor cinza com interpolação de pluviômetros, 3B42 de cor vermelho e CMORPH de cor azul

Os mapas das isoietas com os produtos de 3B42 e CMORPH mostram semelhança no padrão de distribuição das isolinhas. Embora, sejam estimados maiores valores da chuva média anual para o CMORPH em $417 \text{ mm}\cdot\text{ano}^{-1}$ comparado com 3B42. Pode-se observar, também que os produtos de satélite podem ser sensíveis à influência topográfica, estas características são observadas na área próxima ao ponto (b), onde apresenta forte variação

topográfica, como uma barreira montanhosa. Esta área e outras localizadas ao longo dos Andes com as mesmas características chuvosas estão bem documentadas nos trabalhos de Espinoza (2009), Lavado (2010), Aceituno (1996) e Condom et al. (2010). Esta área é fortemente influenciada por processos de chuva convectiva e orográfica de parte do ar quente proveniente do lado leste da bacia Amazonas com forte variabilidade espacial.

Uma possível explicação do produto 3B42 para subestimar as chuvas nos Andes tropicais, deve-se ao uso de imagens do infravermelho no seu algoritmo. A estimativa da chuva em base a imagens do infravermelho estão relacionadas á temperaturas do topos das nuvens. No entanto, as precipitações nos Andes tropicais são formadas com nuvens a temperaturas mais quentes (Dinku et al., 2010).

Com base nos mapas de isoietas, observa-se que a região oeste da bacia, marcada por forte variação do relevo, apresenta um forte gradiente de precipitação. Coincidentemente, esta região apresenta uma baixíssima densidade de pluviômetros, o que aumenta a incerteza sobre a estimativa de chuva média baseada nos pluviômetros existentes.

Cabe salientar que nesta etapa do trabalho, esta análise pode dar algumas idéias das diferenças dos produtos de estimativa de chuva por satélite e de seu desempenho de como se irão comportar estas estimativas quando estas forem ingressadas como dados iniciais em um modelo hidrológico.

4.3 SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA

4.3.1 Discretização

A Figura 4.10 mostra a discretização da bacia Huallaga numa sub-bacia e 75 minibacias. Esta discretização é gerada a partir do modelo numérico do terreno disponível em resolução de 90 m. As áreas das minibacias variam de 0,43 a 3724 km². A delimitação da sub-bacia para simulação foi segundo o critério de existência dos postos fluviométricos.

O modelo numérico do terreno, os mapas de cobertura vegetal e os tipos de solo da bacia Amazonas foram obtidos do projeto de ICA-MNH. Estes mapas formaram a base de geoprocessamento para a simulação hidrológica da bacia Huallaga para o presente trabalho. O modelo numérico do terreno (MNT) foi elaborado com base de HydroSHEDS (*Hydrological data and maps based on SHuttle Elevation Derivatives at multiple Scales*). O mapa de

cobertura vegetal foi elaborado com base na fonte de mapa de cobertura vegetal para América do Sul por Eva et al. (2002) e o mapa de solo foi baseado em cartas do projeto RADAM Brasil e os mapas de solos da América Latina (SOTERLAC) (Paiva, 2009).

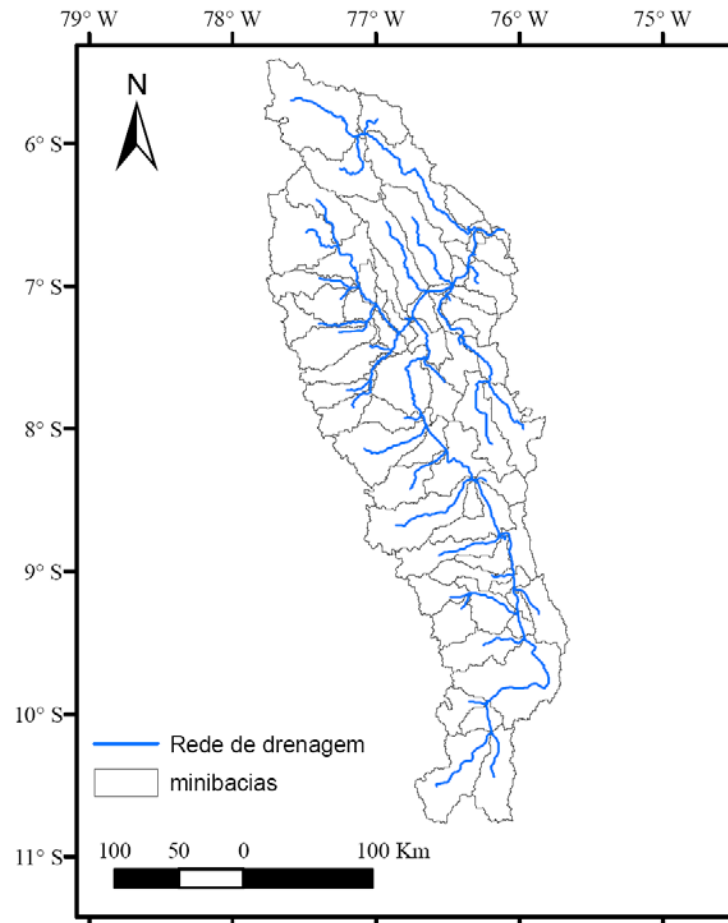


Figura 4.10 Discretização da bacia do rio Huallaga.

A superposição dos mapas de vegetação e o uso do solo foram efetuados por meio de um processo de consistência das informações e reagrupamento de unidades de resposta hidrológica (URH). A Figura 4.11 mostra as unidades de respostas hidrológicas da bacia Huallaga. A Floresta em cambissolo é a mais representativa em toda a bacia, tem a característica de ter grande potencial de geração de escoamento superficial constituído em floresta com grande capacidade à evapotranspiração.

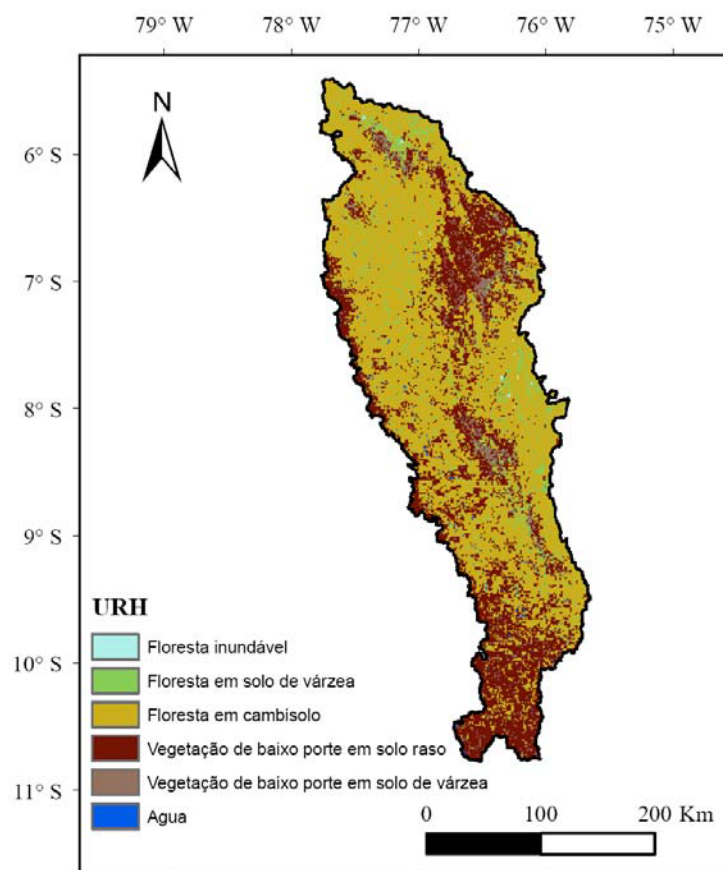


Figura 4.11 Mapa de Unidades de resposta Hidrológica da bacia Huallaga. Extraído de (Paiva, 2009); ICA-MMH (2008)

A Tabela 4.3 apresenta seis Unidades de Resposta Hidrológica obtidas para a bacia Huallaga. O uso com maior fração da área é a floresta em cambissolo, ocupando cerca de 60% da bacia, seguido de 27% de vegetação em solo raso e apenas uma pequena porção de água com apenas 0,3%.

Tabela 4.3 - Área das Unidades de Resposta hidrológica na bacia Huallaga

Item	URH	Area (km ²)	Area (%)
1	Floresta inundável	91	0,1%
2	Floresta em solo várzea	5350	7,6%
3	Floresta em cambissolo	42071	60,0%
4	vegetação em solo raso	18998	27,0%
5	Vegetação em solo várzea	3402	5,0%
6	Água	217	0,3%

4.3.2 Dados Hidrológicos e Climatológicos

A Figura 4.12 mostra os dados hidrológicos e climatológicos para a bacia Huallaga. Nesta figura são mostrados 53 estações pluviométricas e os 90 centros do píxel para a estimativa de chuva por satélite. Além da estação Chazuta com dados de vazão a nível diário e com registro disponível de 26/10/2003 a 27/02/2009.

Os dados meteorológicos como temperatura do ar, pressão atmosférica, velocidade do vento, insolação e umidade relativa foram obtidos pela base do CRU (New et al., 2002) que oferece informação mensal em células de tamanho de 10 minutos.

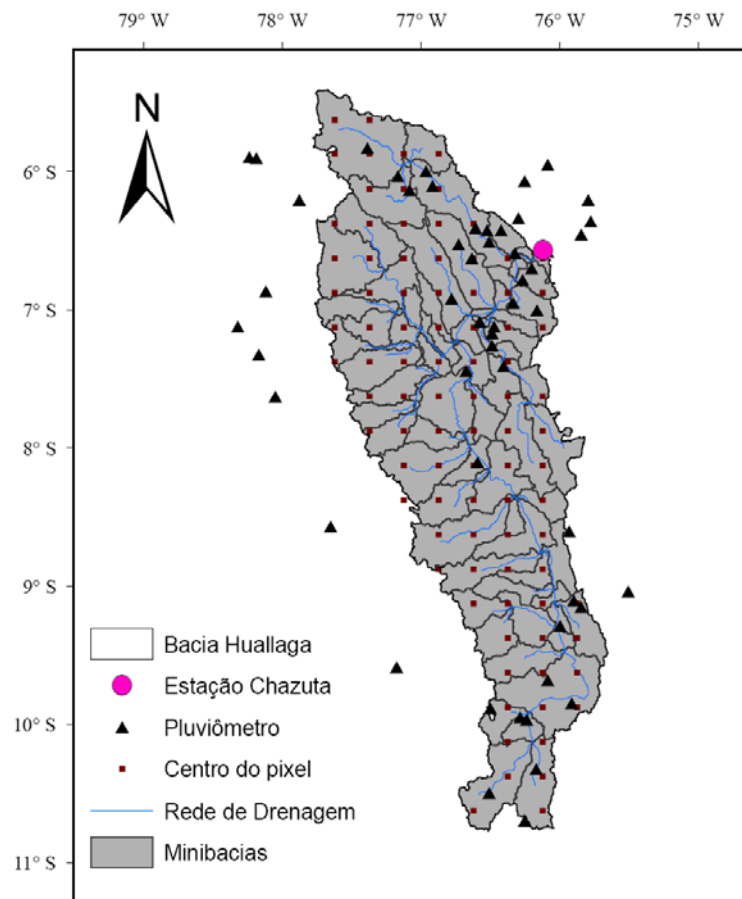


Figura 4.12 Localização dos postos pluviômetros e fluviométricos na bacia Huallaga

4.3.3 Simulação e Calibração do modelo

A continuação segue o listado das diferentes simulações feitas com diferentes fontes de estimativa de chuva por satélite, série de chuva por pluviômetros interpolados e a série de chuva com fonte de satélite. Cada uma destas fontes foi variável de entrada ao modelo hidrológico MGB-IPH considerando o período de simulação desde 26/10/2003 a 27/02/2009.

As calibrações dos parâmetros na bacia Huallaga foram realizadas de acordo com as seguintes descrições:

- a) Simulado com interpolação de pluviômetros (PLU),
- b) Simulado com chuva de satélite interpolado (3B42),
- c) Simulado com chuva de satélite interpolado (CMORPH),
- d) Simulado com chuva corrigida de pluviômetros com base no CMORPH (MISTO).

Esta última simulação (MISTO) foi desenvolvida com objetivo de melhorar os hidrogramas calculados obtidos com apenas chuva do CMOPRH. As vazões calculadas sob o nome MISTO foram obtidas de uma correção feita à série de chuva por satélite CMORPH com estações pluviométricas, descrito no item 3.5.1.

A seguir apresentam-se detalhes sobre a calibração dos parâmetros do modelo MGB-IPH, a calibração do modelo foi feita manual para cada uma das fontes de chuva PLU, 3B42, CMORPH e MISTO, os parâmetros estão mostrados no anexo C.

Os parâmetros utilizados para a calibração do modelo são: capacidade de armazenamento (W_m), forma da curva de saturação (b), parâmetro de escoamento subterrâneo (K_{bas}), parâmetro de escoamento sub-superficial (K_{int}), Índice de porosidade de solo (XL), Fluxo capilar ascendente (Cap), limite de armazenamento para haver fluxo ascendente ou descendente (W_c), parâmetro para calibração da propagação superficial (CS), parâmetro para calibração da propagação sub-superficial (CI), parâmetro de retardo do reservatório subterrâneo (CB), QB . Outros parâmetros considerados fixos, porque seus valores não mudam, além de controlar a evapotranspiração é o albedo, índice de área foliar (IAF), altura da vegetação (Z) e resistência superficial (RS). Os valores dos parâmetros fixos foram tomados com base ao trabalho de Paiva (2009) para a bacia do rio Solimões, que é uma subbacia de cerca de $2.000.000 \text{ km}^2$, área da subbacia que abarca a área do rio Huallaga.

A Figura 4.13 mostra os hidrogramas das simulações com o campo de chuva interpolado por pluviômetros PLU e com os produtos 3B42 e CMORPH. Os hidrogramas na Figura mostram apenas a simulação para um ano (1/7/2006 a 30/06/2007), o comportamento desse ano é muito semelhante nos demais anos.

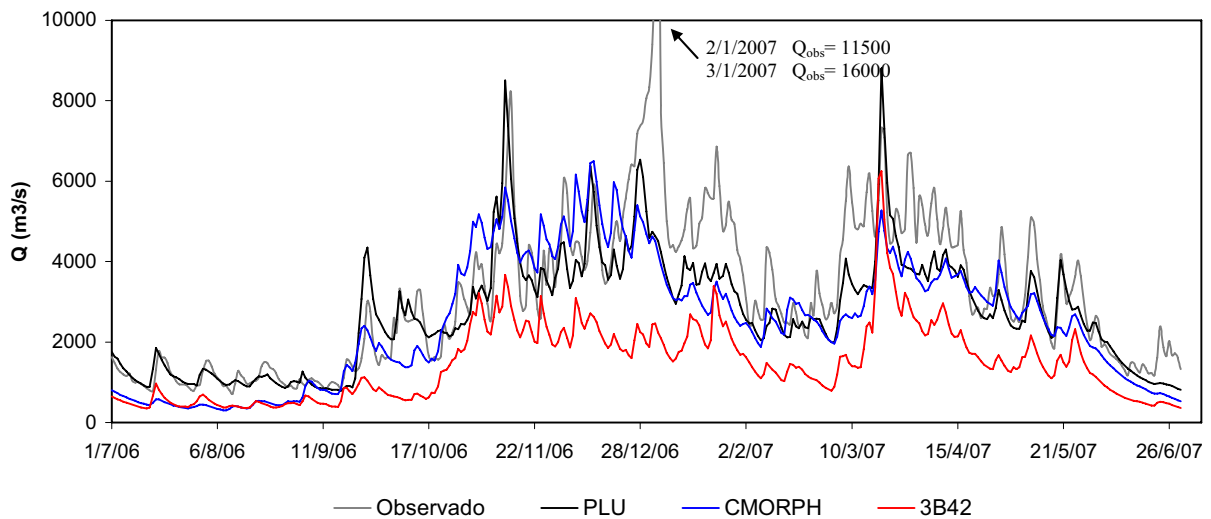


Figura 4.13 Hidrogramas com modelo MGB-IPH na bacia Huallaga no período de 1/7/2006 a 30/06/2007. a) usando chuva por interpolação de pluviômetros (preto), chuva por 3B42 (vermelho), CMORPH (azul) e a vazão observada com a cor cinza.

Na mesma Figura, o hidrograma observado apresenta dois tipos de comportamento hidrológico típico. A bacia tem predominância de floresta com cambissolo que produz escoamento superficial, com picos acentuados, rápidos e variabilidade freqüente com vazões próximas a zero nas estiagens. Por outro lado, as vazões calculadas com os produtos de satélite mostram a tendência de seguir a sazonalidade das chuvas, embora com valores bem mais baixos para o produto 3B42 e um melhor ajuste para PLU e o produto CMORPH.

A Figura 4.14 mostra as curvas de permanência calculadas e observadas na estação Chazuta no período 26/10/2003 a 27/02/2009. Com respeito às vazões calculadas com 3B42 mostra uma subestimativa notória para todo tempo considerado. Em quanto a CMORPH segue um ajuste entre as vazões observadas e calculadas com porcentagens de probabilidade de excedência das vazões menores a 60%. A curva de permanência com PLU (campo interpolado com pluviômetro) segue um melhor ajuste com respeito aos produtos de satélite.

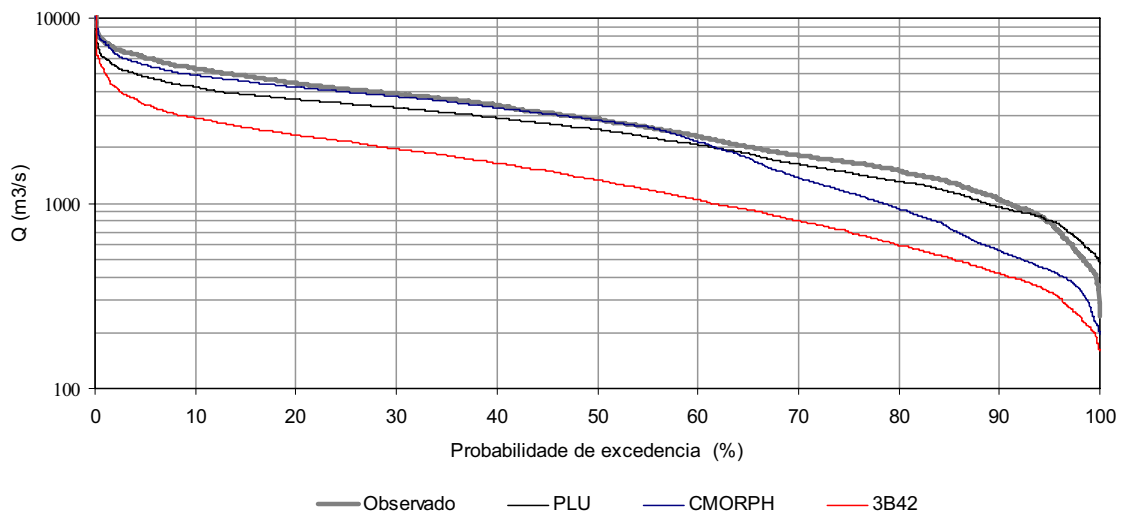


Figura 4.14 Curva de permanência de vazões diárias calculadas e observadas na bacia Amazonas em Chazuta no período de 26/10/2003 a 27/02/2009

A Figura 4.15 mostra os hidrogramas das simulações com MISTO apenas para um ano (1/7/2006 a 30/06/2007), o comportamento desse ano é muito semelhante nos demais anos. Com esta simulação, o hidrograma calculado com MISTO segue um melhor ajuste às vazões observadas, tanto para as vazões mínimas como para as máximas.

A Figura 4.16 mostra a curva de permanência simulada e observada na estação Chazuta no período 26/10/2003 a 27/02/2009. Observa-se que o ajuste MISTO é bem melhor que para as demais simulações testadas existindo num intervalo do 30 a 80% de probabilidade de excedência. Embora as vazões calculadas com MISTO filtrem os picos máximos e mínimos, se fosse trabalhar com escalas temporais maiores (mensal) os erros seriam bem minimizados.

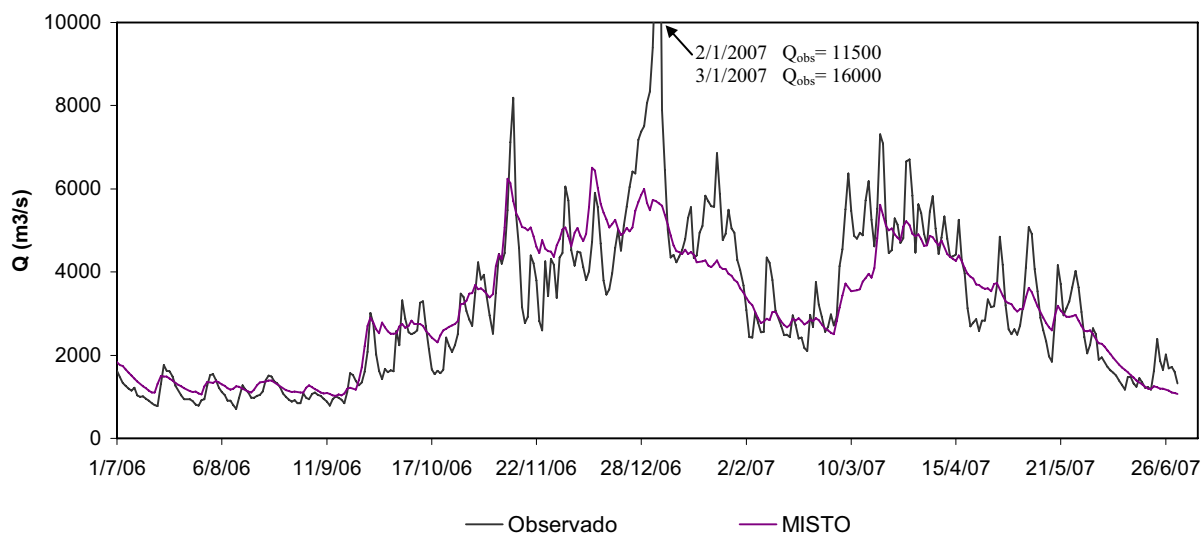


Figura 4.15 - Hidrograma resultante do modelo MISTO na bacia Huallaga no período de 27/10/2003 a 26/02/2009.

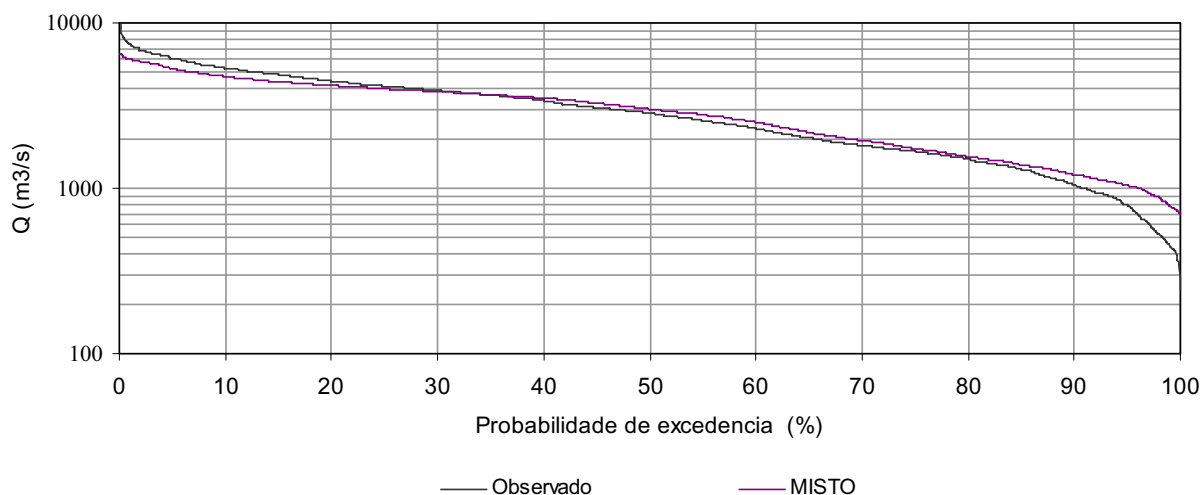


Figura 4.16 Curva de permanência de vazões diárias observadas e calculadas com MISTO na bacia do rio Chazuta no período de 26/10/2003 a 27/02/2009

Na Tabela 4.4 são apresentados os valores dos coeficientes de avaliação. Eles estão organizados de acordo com fonte de chuva ingressada ao modelo hidrológico MGB-IPH (PLU, 3B42, CMORPH e MISTO). Note-se que, a simulação com MISTO teve o melhor desempenho entre os quatro, considerando o coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS), que é o coeficiente mais representativo para vazões máximas. Os coeficientes de NS das simulações do PLU (0,69) e MISTO (0,72) representam maiores coeficientes em relação aos outros coeficientes para 3B42 (-0,26) e CMORPH (0,51).

Os erros de volume negativos indicam que a vazão gerada pelo modelo MGB-IPH foi, em média, inferior à vazão observada. Isto ocorreu a despeito da adoção de valores relativamente extremos para os parâmetros do modelo (anexo C). Estes resultados sugerem que a precipitação na bacia do rio Huallaga é fortemente subestimada, independentemente da fonte dos dados. Mesmo a simulação baseada em dados de pluviômetros resulta em erros de volume consideráveis (15%), mostrando que também esta estimativa está subestimada.

Tabela 4.4 Coeficientes de avaliação da simulação na bacia Huallaga no período
26/10/2003 a 27/02/2009

Cenário	NS	Nslog	ΔV
Pluviômetro	0,69	0,81	-15%
3B42	-0,26	-0,67	-49%
CMORPH	0,51	0,47	-9%
MISTO	0,72	0,79	-1%

CAPITULO 5

APLICAÇÃO NA BACIA DO RIO AMAZONAS

5.1 CARACTERIZAÇÃO DA BACIA

A bacia do rio Amazonas abrange uma área aproximada de 7.000.000 km², e é a maior bacia fluvial do mundo. Esta bacia é localizada na América do Sul (Ver Figura 5.1) e compreende sete países: Brasil (63%), Peru (16%), Bolívia (12%), Colômbia (6%), Equador (2%), Venezuela e Guiana (1%) (Guyot et al., 1999). A bacia está limitada pelos seguintes territórios, no norte com Guianas e Venezuela, no oeste com a cordilheira dos Andes (Peru, Equador e Bolívia) e no sul com Brasil.

O principal rio desta bacia tem suas nascentes no nevado Mismi (mais de 5000 m de altitude) da cordilheira dos Andes ao sul do Perú. Ao longo de seu percurso recebe, ainda no Peru, ao rio Ucayali e Amazonas (Peru). Entra em território brasileiro com o nome de rio Solimões e finalmente, em Manaus, após a junção com o Rio Negro, recebe o nome de Amazonas e como tal segue até a desembocadura com Oceano Atlântico junto ao rio Tocantins, ao norte brasileiro.

Por outro lado, tem-se os rios que drenam água dentro da bacia como Japurá, Solimões e Madeira que drenam águas provenientes dos Andes da Colômbia, Equador, Peru e Bolívia (Ver Figura 5.1). Também, os rios Negro e Branco drenam águas provenientes do norte da bacia, enquanto, os rios Juruá, Purus, Tapajós, Xingu, Araguaia e Tocantins drenam água proveniente do sul desta. Os afluentes do rio Amazonas estão situados nos dois hemisférios (hemisfério norte e hemisfério sul), portanto estes apresentam dois períodos de chuvas.

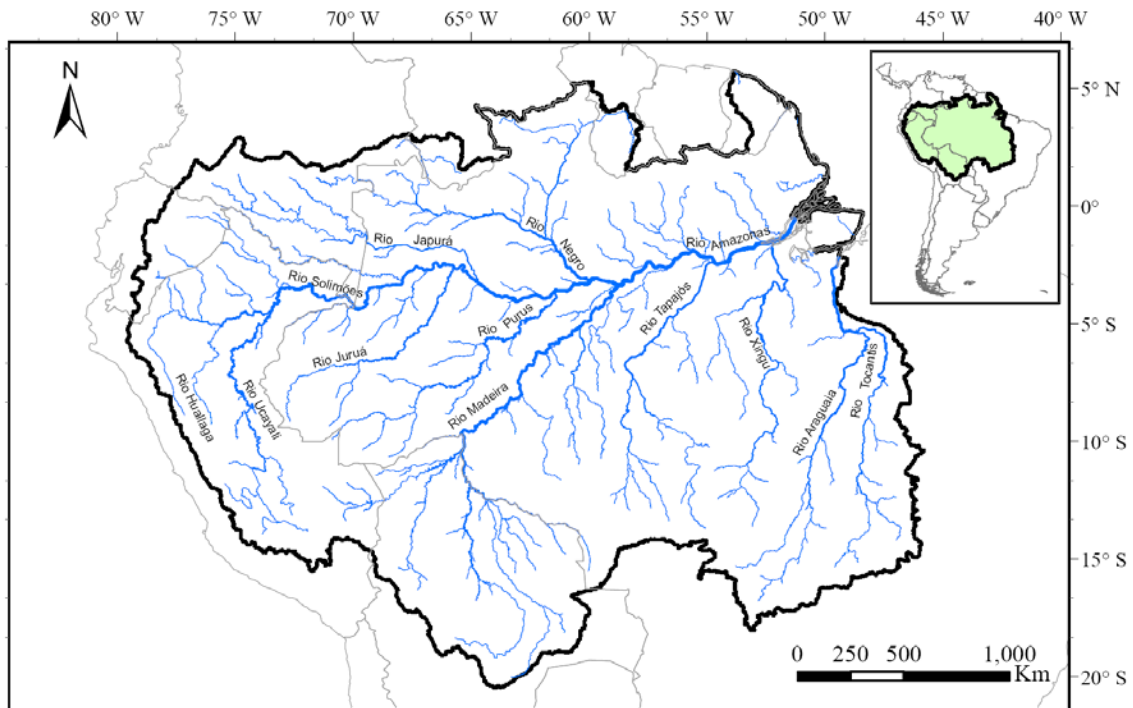


Figura 5.1 Mapa de localização da bacia do rio Amazonas e principais afluentes

A bacia Amazônica tem cerca de 5.000.000 km² de floresta que representa 76% da área total desta. Por esse motivo, o desmatamento na bacia Amazonas é motivo de preocupação das diversas pesquisas nos últimos anos. Este impacto poderia causar mudanças no ciclo hidrológico, no clima local ou global, influenciando os padrões de nuvens locais, fluxos superficiais, evapotranspiração e susceptibilidade às secas (Ribeiro, 2006).

5.1.1 Relevo

O relevo da bacia Amazônica é heterogêneo devido a sua grande extensão, tal como é mostrado na Figura 5.2. As maiores altitudes se encontram a mais de 3000 m acima do nível do mar, com relevo acidentado e vales profundos que são representados por uma franja ao lado oeste da bacia. As regiões com altitude que variam desde 500 m a 3000 m representam majoritariamente o setor no bordo interior dos Andes e ao sul da bacia. Entretanto, existe uma região consideravelmente menor aos 200 m que representa as regiões extensas e inundáveis, por onde percorrem o rio principal e seus afluentes. Estes afluentes são o rio Madeira no sul, os rios Negro e Branco no norte e o rio Solimões na região central. De outra maneira, as bacias dos rios Tapajós e Xingu são caracterizadas por apresentar um relevo mais acidentado, chapadas nas cabeceiras e rios com maior declividade em relação aos demais rios amazônicos (Paiva, 2009).

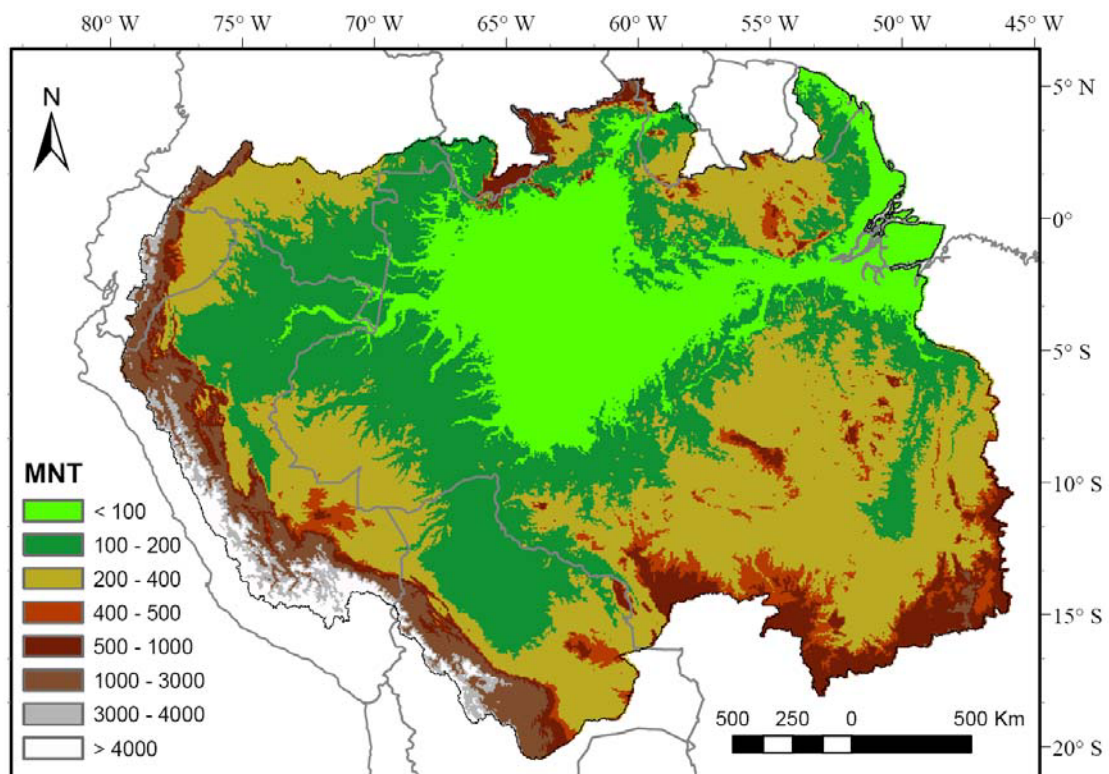


Figura 5.2 Relevo da bacia do rio Amazonas (Fonte: Paiva, 2009; ICA-MMH, 2008).

5.1.2 Características Climáticas

A bacia Amazônica é caracterizada por um clima quente e úmido com temperatura média anual entre 24°C e 26 °C. As regiões mais chuvosas estão localizadas próximo à confluência do rio Amazonas com o oceano atlântico e ao noroeste da Amazônia colombiana. Por outro lado, o regime de precipitação da bacia durante os meses de dezembro a fevereiro começa sua viagem para o sul (aumentando a produção de chuvas) e durante os meses de junho a agosto, a movimentação vai para o hemisfério norte levada pelos ventos monçônicos (Ribeiro, 2006).

As chuvas diminuem ao oeste da bacia (nos Andes), onde se registram precipitações menores que 1000 mm.ano⁻¹ sobre os 3000 m de altitude. Espinoza (2009) estudou a variabilidade espacial da chuva anual sobre a bacia Amazônica para o período de 1975-2003. Ele observou que existe uma forte variabilidade espacial ao longo dos Andes relacionada com a exposição das estações aos ventos alísios úmidos. Os quais geram chuvas abundantes no lado leste dos Andes e no lado Oeste da bacia Amazônica ficando protegido pelas montanhas.

Ao sul do Peru, nos Andes se formam chuvas convectivas e orográficas, onde aproximadamente 50% das tormentas acontecem no período da tarde. O mecanismo das

nuvens está ligado intimamente à convergência induzida por efeitos orográficos, ligados ao ciclo diurno da radiação solar e à disponibilidade de umidade nos meses de outubro a março nas capas baixas da atmosfera dos Andes centrais (NOAA, 2010).

5.1.3 Geomorfología

A bacia Amazônica é dividida em três unidades morfo-estruturais que são os escudos Guiano e Brasileiro (44% da área total), cordilheira dos Andes (11%) e a planície Amazônica (45%). Os escudos estão formados por rochas cristalinas, sendo principalmente o escudo brasileiro o limite com a bacia do rio Paraná. O ponto mais alto desta área fica na serra de Aguapei com 1.150 m de altitude (Ribeiro, 2006). A cordilheira dos Andes possui mais de 10.000 km de comprimento e é responsável pelo 95% do sedimento transportado ao rio principal do Amazonas.

A planície Amazônica é caracterizada pela presença de baixas declividades, onde ocorrem áreas de inundação formada por sedimentos de holoceno. As áreas não inundadas são chamadas de terra firme sendo formadas por sedimentos do cenozóico. A região do canal principal e seus principais tributários ocupam uma superfície aproximada de 300.000 km², os quais são responsáveis pelo amortecimento das cheias e funcionam como uma importante área de atividade biológica. (Ribeiro, 2006).

5.1.4 Regime Hidrológico

A vazão média anual na foz do rio Amazonas é estimada em 200.000 m³.s⁻¹ para o período de 1973-1990. Este valor corresponde a 18% da descarga de água doce que corre para os oceanos em todo o mundo. O regime de chuvas afeta a sazonalidade das vazões e as cheias dos rios da Amazônia. A vazão específica na foz da bacia é de 34,2 l.s⁻¹. km⁻² e a estação de referência mais próxima da foz tem uma área de drenagem aproximada de 5.000.000 km².

A bacia do rio Amazonas apresenta grandes diferenças sazonais no tempo entre os picos de descarga dos rios tributários do norte e do sul. Por exemplo, os níveis do rio Madeira (sul) se antecipam aos níveis do rio Negro. No centro-sul da bacia, as cheias ocorrem entre março e maio e ao norte entre junho e julho. A jusante o regime é influenciado pela vazão das bacias do norte, de modo que as cheias Manacapuru e Óbidos ocorrem entre maio e julho (Meade, 1991; Ribeiro, 2006).

5.2 COMPARAÇÃO DE CHUVA MÉDIA ANUAL

Os produtos de chuva por satélites avaliados são 3B42, 3B42RT e CMORPH. Os campos de chuva de satélite estão representados em pixels de 0.25° , considerando-se 9.191 pixels para toda a bacia do rio Amazonas (incluindo as bacias hidrográficas do Tocantins e Araguaia) que apresenta uma área total de $7.000.000 \text{ km}^2$. Na Tabela 5.1 são apresentadas as séries temporais das estimativas de chuva por satélite disponíveis para análise deste item.

A comparação da chuva média anual é feita em duas partes considerando a disponibilidade do produto 3B42RT a partir de outubro de 2008. Na primeira parte, a comparação é feita entre os produtos de 3B42 e CMORPH para o período compreendido entre os anos de 2004-2009. A segunda comparação será feita com os produtos de estimativa de chuva por satélite 3B42, 3B42RT e CMORPH somente para o ano 2009.

Tabela 5.1 Produtos de estimativa de chuva por satélite para a análise de chuva média anual da bacia do rio Amazonas

Produto	Pixel	Início	Fim
3B42	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$	jan/04	dez/09
3B42RT	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$	jan/09	dez/09
MCORPH	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$	jan/04	dez/09

(Fonte: Joyce, 2004; Huffman et al., 2007)

Na presente análise, foi considerado o cálculo da chuva média anual da bacia do rio Amazonas por interpolação de pluviômetros de fontes de informação existentes em trabalhos anteriores. Por exemplo, Janowiak estimou uma precipitação de 1895 mm.ano^{-1} com base aos dados do Projeto Climatológico de Precipitação Global (GPCP), para o período compreendido entre 1988-1995, este valor foi extraído de Costa et al. (1998). Outro valor de chuva média anual da bacia do rio Amazonas é encontrado em Espinoza (2009), ele calculou um valor de 2200 mm.ano^{-1} , a partir de séries mensais para um período de 1975–2003 por meio do método de interpolação de Kriging. Estes resultados prévios permitem comparar os resultados calculados que com a chuva média anual obtida por meio de estimativa de chuva por satélite. O período de tempo da chuva média anual nos dois casos anteriores, não representa o período atual em estudo neste trabalho (2004-2009), mas pode ser considerado como uma aproximação inicial.

A Figura 5.3 mostra um histograma de chuva média anual para a bacia Amazonas para o período compreendido entre os anos de 2004-2009. Conclui-se que o produto CMORPH

estima um valor maior de chuva média anual (2.345) comparado ao produto 3B42 (2.097). Entretanto, Espinoza (2009) estima um valor intermédio entre estes.

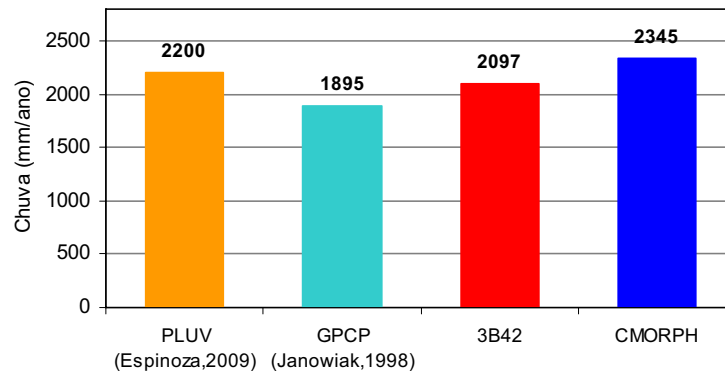


Figura 5.3 Histograma de chuva média anual na bacia do rio Amazonas para o período de 2004-2009

Na Figura 5.4 mostra-se a distribuição média espacial de chuva do produto 3B42, com uma chuva média anual estimada em 2097 mm.ano⁻¹. Nesta figura também apresentam-se um padrão regional de chuvas, localizando-se as regiões mais chuvosas ao nordeste da Foz do Rio Amazonas e ao noroeste do limite entre Peru, Colômbia e Brasil. Nestas áreas as chuvas variam entre 3000-4000 mm.ano⁻¹ (na linha equatorial). Por outro lado, as regiões menos chuvosa localizam-se ao longo dos Andes com chuvas menores que 1000 mm.ano⁻¹.

Na Figura 5.5 mostra-se a distribuição média espacial de chuva do produto CMORPH, com uma chuva média anual estimada em 2345 mm.ano⁻¹. Nesta figura os resultados também apresentam um padrão regional de chuva, localizando-se as regiões menos chuvosas ao longo dos Andes menores que 1000 mm.ano⁻¹. De outra maneira, a figura mostra chuvas maiores a 4000 mm.ano⁻¹, sendo as áreas mais chuvosas ao norte das nascentes do rio Negro e em quatro pontos dispersos ao oeste da bacia Amazonas e a leste das montanhas Andinas.

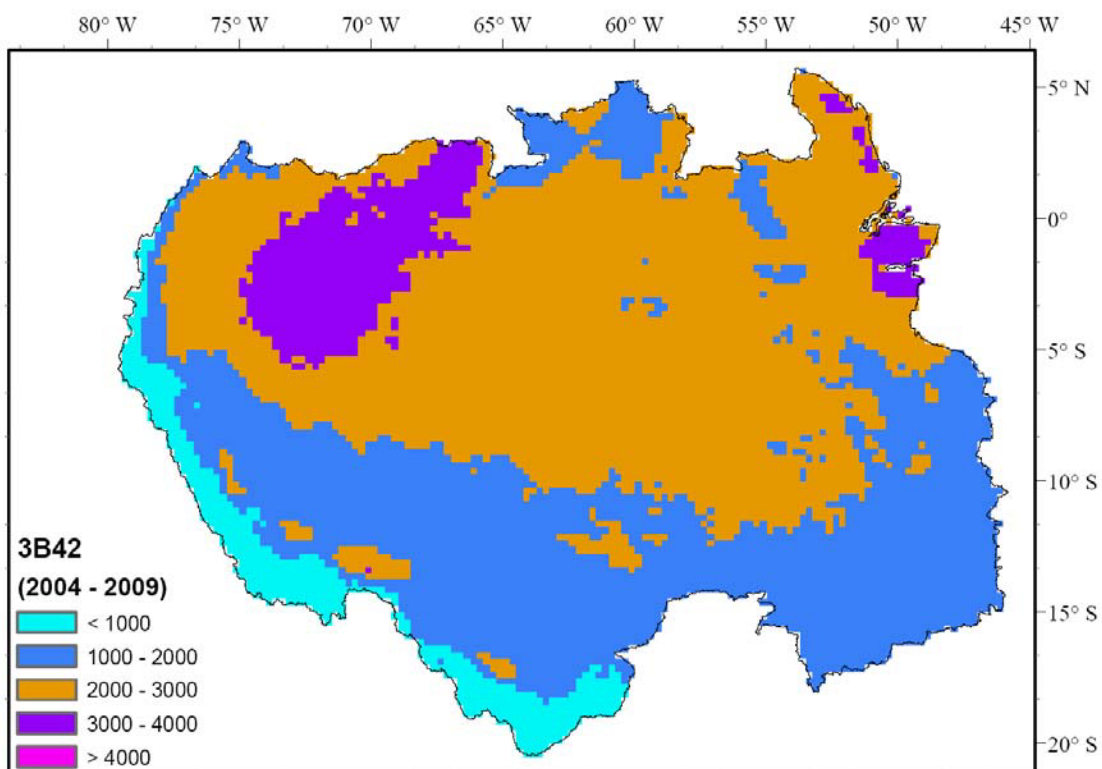


Figura 5.4 Distribuição espacial da chuva média anual com 3B42 sobre a bacia do rio Amazonas em pixel de 0,25° x 0,25° para o período de 2004-2009

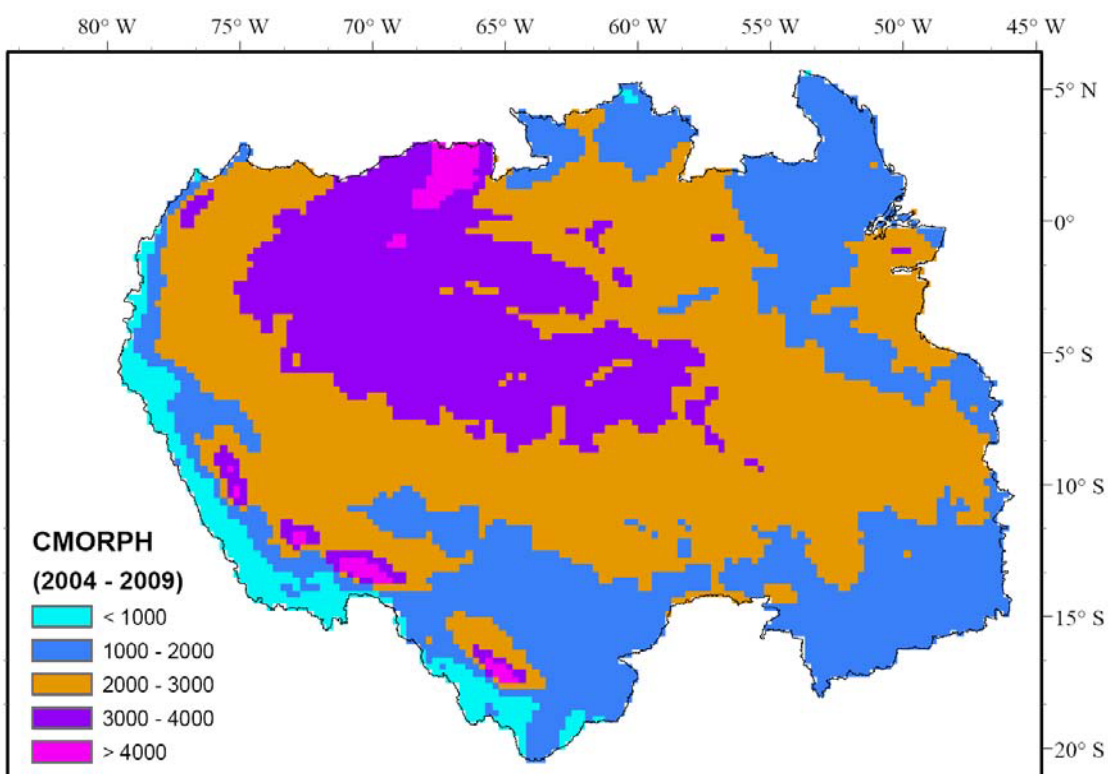


Figura 5.5 Distribuição espacial da chuva média anual com CMORPH sobre a bacia do rio Amazonas em pixel de 0,25° x 0,25° para o período de 2004-2009

Na Figura 5.6 é apresentada as diferenças nas distribuições espaciais média anual dos produtos CMORPH e 3B42 para a bacia do rio Amazonas. Existe uma considerável diferença entre ambos produtos que variam de 0 a 2771 mm a favor do produto CMORPH em quase toda a bacia do rio Amazonas no lado central e oeste. As maiores diferenças se encontram no lado oeste da bacia, em áreas dos Andes do Peru e Bolívia. Por outra parte, o 3B42 é maior a CMORPH em ordem de 0 a 1600 mm em áreas próximas ao litoral no lado leste da bacia do rio Amazonas, e na região próxima à fronteira de Peru, Colômbia e Brasil no lado noroeste da bacia.

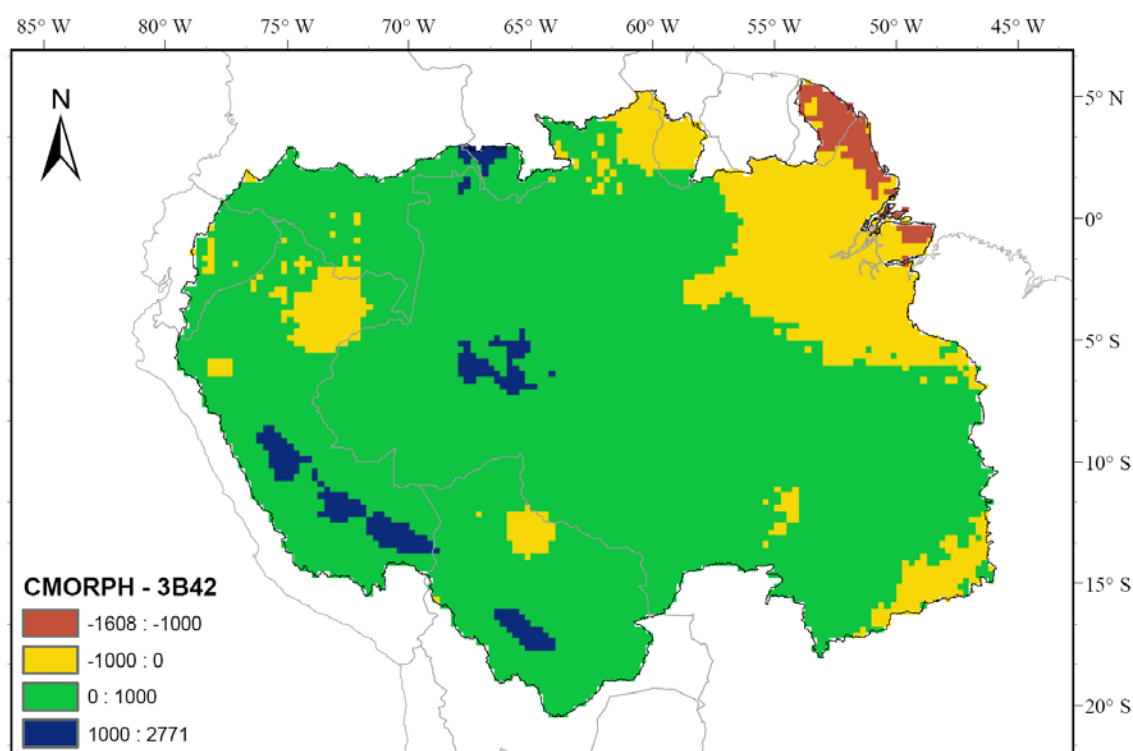


Figura 5.6 Distribuição espacial da chuva média anual da diferença entre CMORPH e 3B42 sobre a bacia do rio Amazonas para o período de 2004-2009.

As diferenças mostradas entre o CMORPH e 3B42 guardam relação com o trabalho de Beighley et al. (2011). Eles acharam diferenças anuais consideráveis destes produtos, onde 3B42 é aproximadamente $1500 \text{ mm}\cdot\text{ano}^{-1}$ mais baixo que CMORPH na área próxima na linha equatorial.

A segunda parte da comparação inclui o produto 3B42RT com os demais produtos de satélite (3B42 e CMORPH). A Figura 5.7 mostra o histograma de chuva média anual da bacia Amazonas para o ano 2009. A chuva média anual por 3B42RT é de $2315 \text{ mm}\cdot\text{ano}^{-1}$ (valor intermediário entre a chuva média anual dos algoritmos 3B42 e CMORPH). A distribuição da

chuva média anual para os produtos 3B42 e CMORPH para o ano 2009 não são apresentadas por ter similaridade com as distribuições mostradas na Figura 5.4 e Figura 5.5, respectivamente.

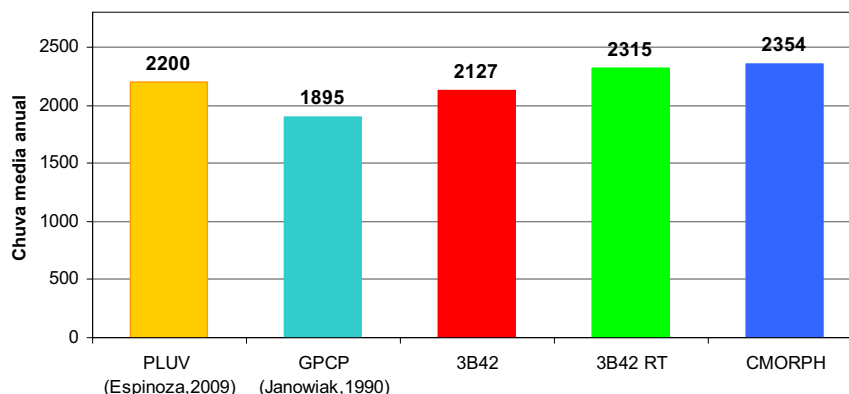


Figura 5.7 Histograma de chuva média anual na bacia do rio Amazonas para o ano 2009

Na Figura 5.8 mostra-se a distribuição espacial da chuva média anual do produto 3B42RT, com uma chuva média anual estimada de 2315 mm.ano⁻¹ para o ano 2009. Nesta figura os resultados apresentam um padrão regional de chuvas onde as regiões mais intensas se localizam ao norte (na foz e no Oeste da bacia Amazonas).

Na Figura 5.9 é apresentada as diferenças nas distribuições espaciais média anual dos produtos CMORPH e 3B42RT para a bacia do rio Amazonas. Existe uma considerável diferença entre ambos produtos que variam de 0 a 2257 mm a favor do produto CMORPH. As maiores diferenças se encontram no lado oeste da bacia, em áreas dos Andes do Peru, Equador, Colômbia e Bolívia e no sul da bacia do rio Amazonas. Por outra parte, o 3B42RT é maior a CMORPH em ordem de 0 a 1840 mm em áreas próximas ao litoral no lado leste da bacia do rio Amazonas.

Na Figura 5.10 é apresentada as diferenças nas distribuições espaciais média anual dos produtos 3B42RT e 3B42 para a bacia do rio Amazonas. Existe uma considerável diferença entre ambos produtos que variam de 0 a 2257 mm a favor do produto 3B42RT. As maiores diferenças se encontram no lado noroeste da bacia, nas fronteiras do Peru, Colômbia e Brasil, região predominantemente chuvosa. Por outra parte, o 3B42 é maior a 3B42RT em ordem de 0 a 1062 mm em regiões ao sul da bacia do rio Amazonas.

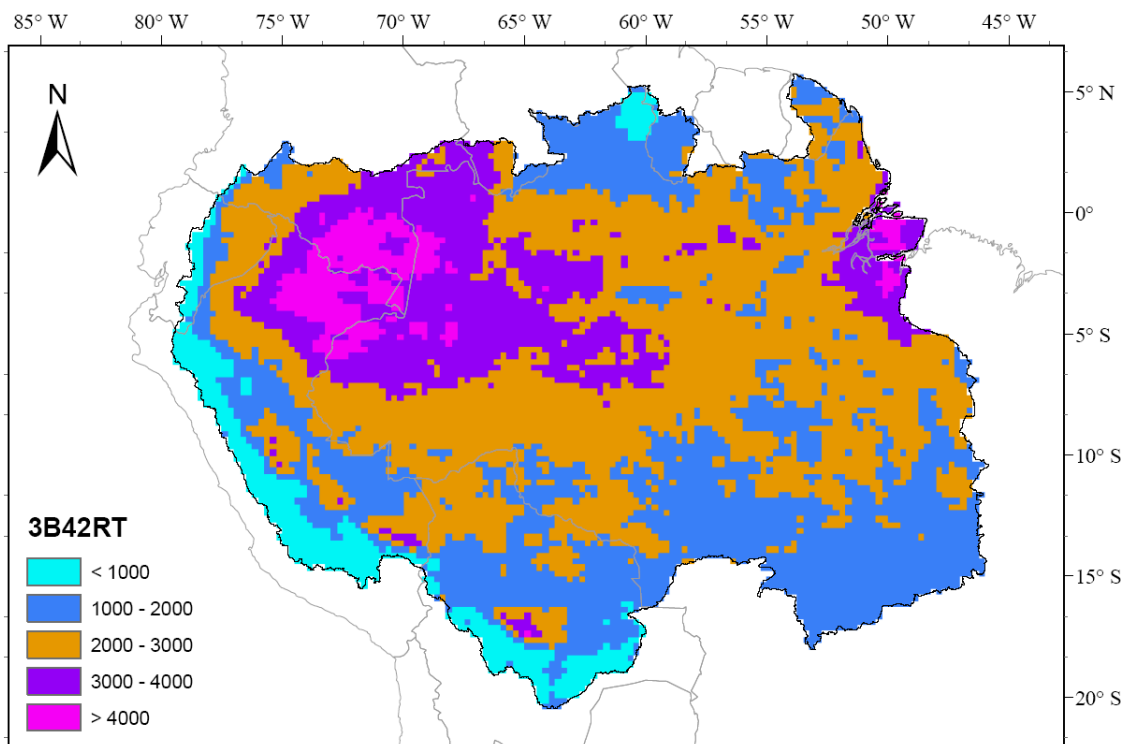


Figura 5.8 Distribuição espacial da chuva média anual com 3B42RT sobre a bacia do rio Amazonas em pixel de 0,25° x 0,25° para o ano 2009.

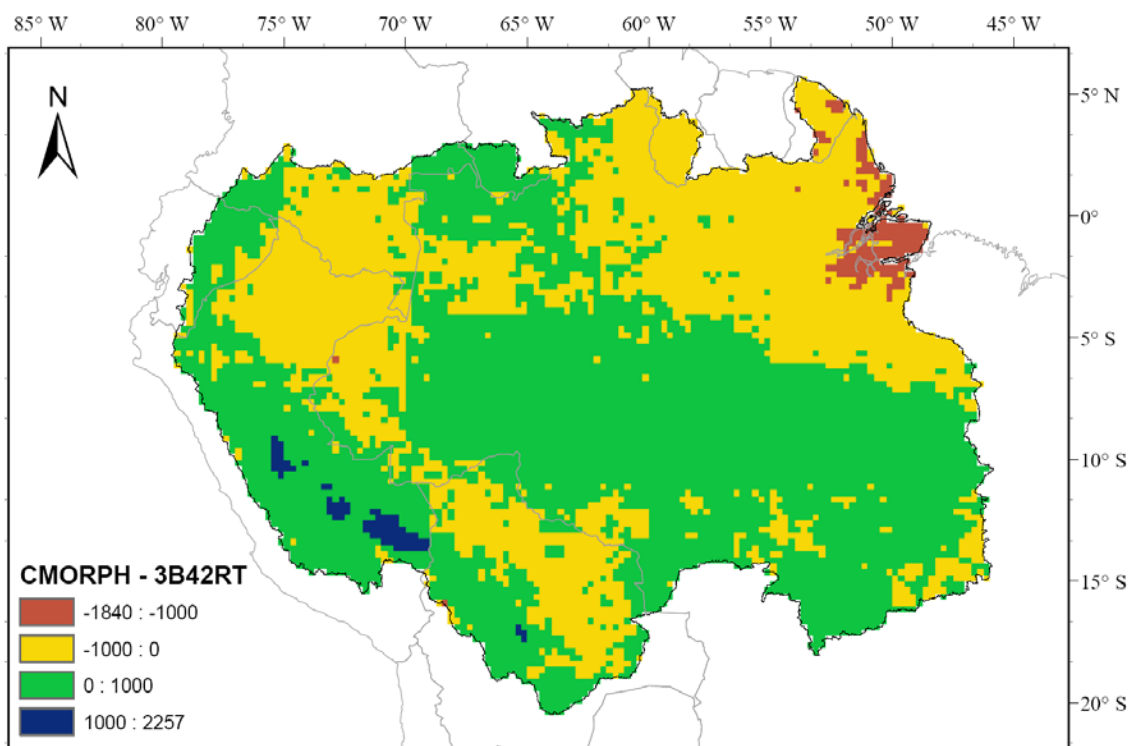


Figura 5.9 Distribuição média anual da diferença entre CMORPH e 3B42RT sobre a bacia do rio Amazonas para o ano 2009.

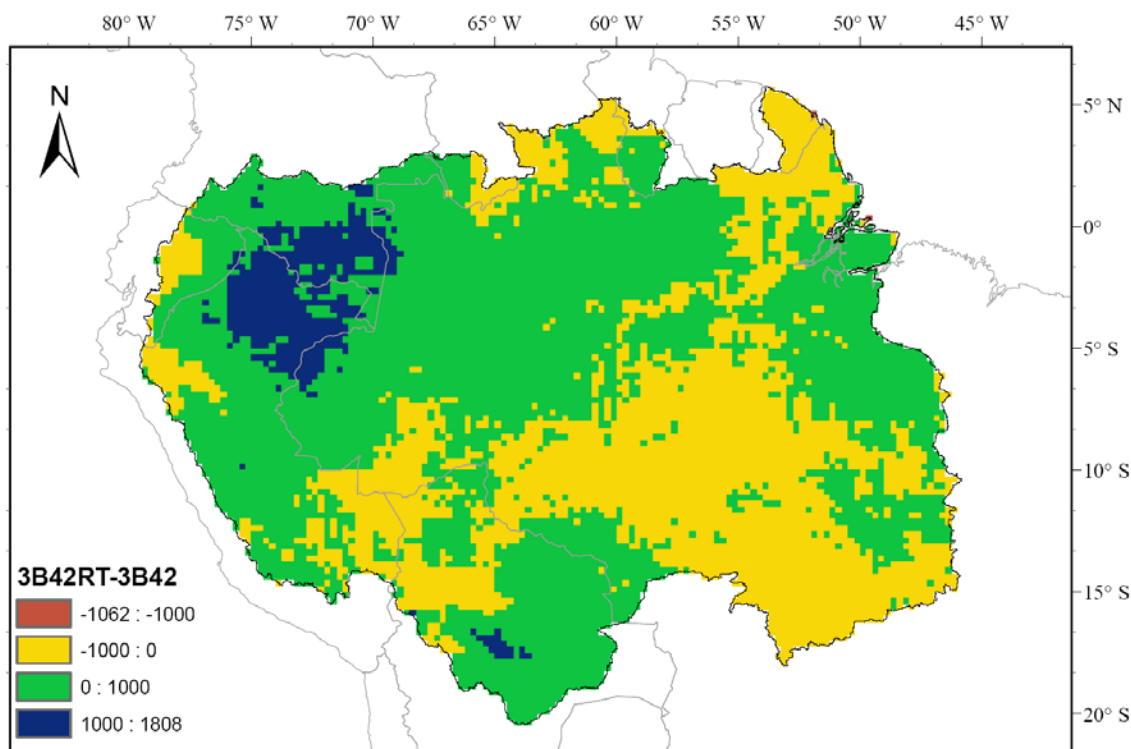


Figura 5.10 Distribuição média anual da diferença entre 3B42RT e 3B42 sobre a bacia do rio Amazonas para o ano 2009.

5.3 SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA

5.3.1 Discretização do modelo

A discretização do modelo hidrológico possui várias etapas na parte do geoprocessamento a partir do modelo numérico do terreno. As etapas são as seguintes: remoção das falhas e depressões, definição das direções de escoamento, cálculo das áreas acumuladas, extração da rede de drenagem, delimitação das minibacias e subbacias. No âmbito do projeto ICA-MMH foi efetuado o geoprocessamento e a reclassificação dos tipos de solo e vegetação para a bacia do Amazonas. Portanto, tomou-se como base dita informação.

A Figura 5.11 mostra a discretização obtida na bacia, sendo dividida esta em 6863 minibacias com áreas que variam de 0,21-11.725 Km². As subbacias foram determinadas a partir da correção das coordenadas das estações fluviométricas por o que são coincidentes com pontos próximos à rede de drenagem. Em total foram consideradas 180 subbacias, resultando na área do Peru seis subbacias: Urubamba, Huallaga, Marañon, Regis, Requena e Alto Solimões (conhecida em Brasil) ou Amazonas (conhecida no Peru).

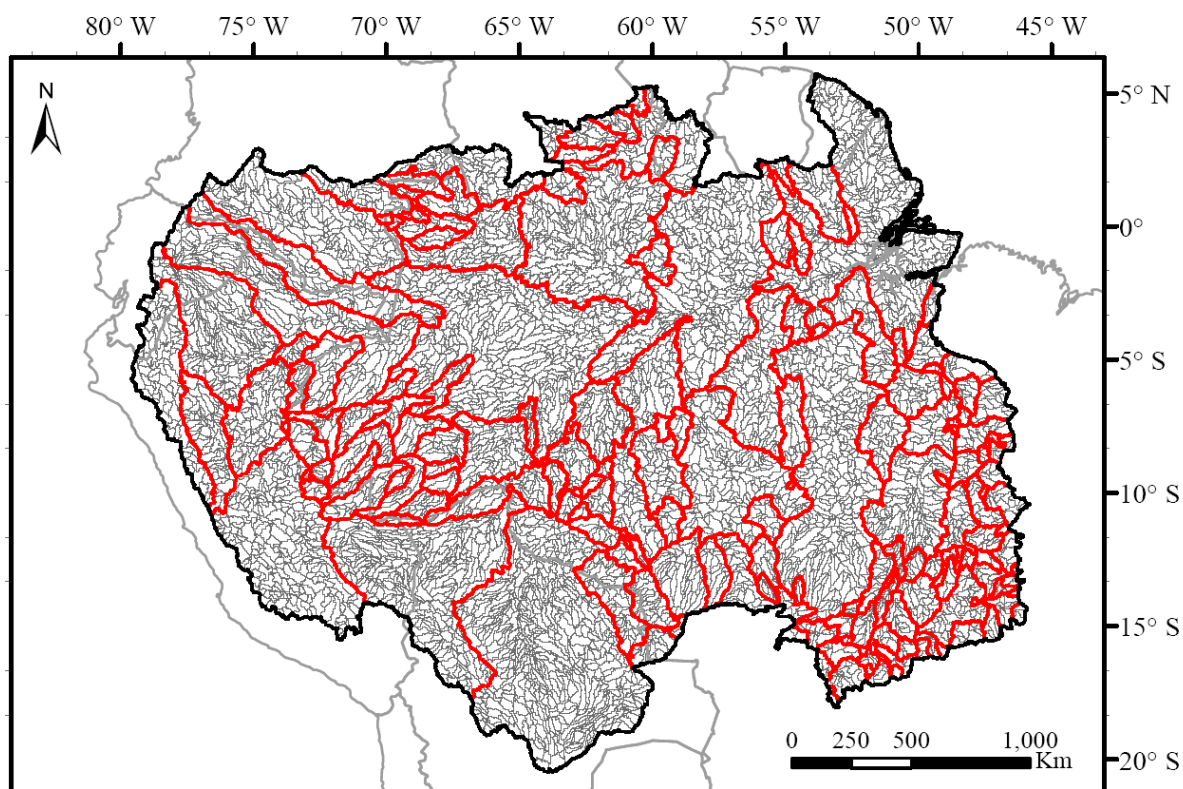


Figura 5.11 Discretização da bacia do rio Amazonas em minibacias para o modelo. (Fonte: Paiva, 2009; ICA-MMH, 2008).

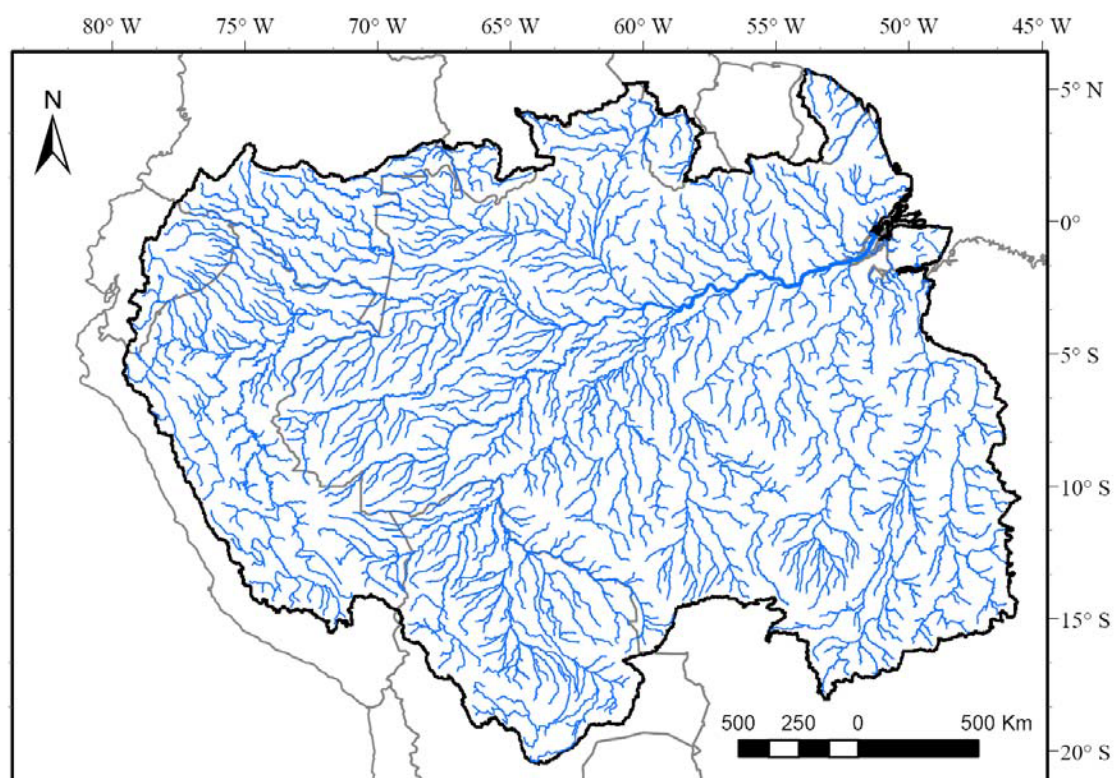


Figura 5.12 Rede de drenagem da bacia de Amazonas (Fonte: Paiva, 2009; ICA-MMH, 2008).

A Figura 5.12 mostra a rede de drenagem gerada a partir do modelo numérico do terreno para a bacia do rio Amazonas. A rede de drenagem é definida considerando uma área mínima de cabeceira igual a 625 Km² (ICA-MMH, 2008).

5.3.2 Unidades de Respostas Hidrológicas

As unidades de respostas hidrológicas (URH) são unidades de paisagem no que se refere ao comportamento hidrológico esperado. Considera-se que as características hidrológicas numa minibacia (célula do modelo) possam ser explicadas através da superposição dos mapas do tipo de solos e cobertura vegetal.

A Figura 5.13 mostra o mapa das URHs da bacia Amazonas, sendo o número de elas igual a 12 (incluindo a água). Nesta área, a floresta em solo várzea representa 26% da área total da bacia estendendo-se principalmente na parte central desta. Por outro lado, a vegetação representa 16% principalmente na bacia Tapajós, 6% é usado pela agricultura e apenas 2% de corpos de água.

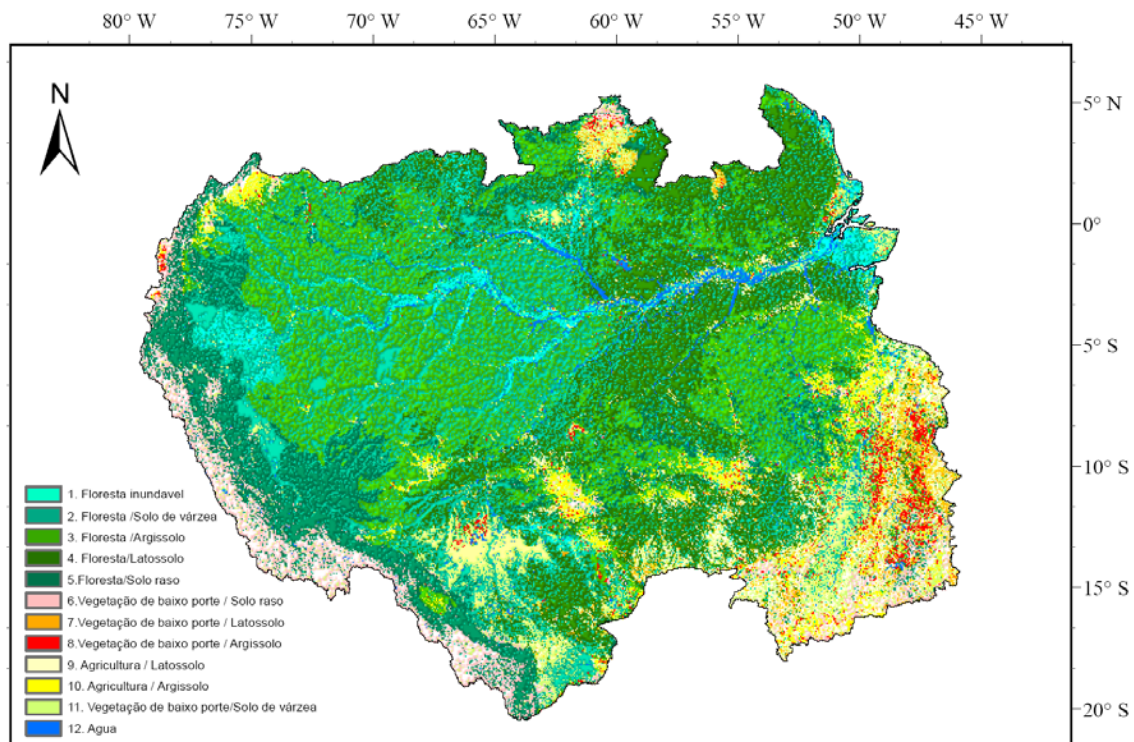


Figura 5.13 Mapa de Unidades de Resposta Hidrológica (URH) da bacia Amazonas.
(Fonte: Paiva, 2009; ICA-MMH, 2008).

A Tabela 5.2 mostra os percentagens das URHs na bacia. As classes Floresta inundável e Floresta no Solo de várzea estão principalmente associadas aos grandes corpos d'água

presentes na Amazônia Central. As combinações com os solos rasos são encontradas nas regiões de relevo acidentado e nas transições da planície e planaltos. Destacando-se a cordilheira dos Andes e as regiões isoladas das bacias dos rios Tocantins, Xingu e Tapajós.

Tabela 5.2 Unidades de Respostas Hidrológicas para a bacia Amazonas

URH	Area (%)
Floresta inundável	3%
Floresta em solo várzea	26%
Floresta em argissolo	20%
Floresta em latossolo	17%
Floresta em solo raso	10%
Vegetação de baixo porte em solo raso	5%
Vegetação de baixo porte em latossolo	2%
Vegetação de baixo porte em argissolo	1%
Vegetação de baixo porte em solo de várzea	8%
Agricultura em latossolo	3%
Agricultura em argissolo	3%
Água	2%

A vegetação de baixo porte é encontrada principalmente na cordilheira dos Andes (associada ao solo cerrado), na bacia do rio Tocantins e nas cabeceiras das bacias dos rios Tapajós, Xingu e Branco. Por outro lado, as regiões com uso do solo para agricultura estão localizadas principalmente na bacia do rio Tocantins e nas áreas desflorestadas das bacias dos rios Xingu, Tapajós e Madeira (Paiva, 2009).

5.3.3 Dados Climatológicos

São utilizadas para a simulação hidrológica três fontes de estimativa de chuva por satélite: 3B42, 3B42RT (Huffman et al., 2007) e CMORPH (Joyce et al., 2004). A Figura 5.14 mostra a distribuição dos centros dos pixels para a bacia do Amazonas, onde, foram consideradas 9.191 pixels na cobertura total da área desta bacia, com uma resolução espacial de 0,25° x 0,25° para as três fontes descritas. Nesta aplicação não são consideradas as estações pluviométricas. A Tabela 5.3 mostra os produtos de estimativa de chuva por satélite considerados para o análises da simulação na bacia do rio Amazonas, para todos os casos tamanho do pixel é a mesma com 0,25°, os três produtos tem fim do período no dezembro de 2009 e o início é diferente dependendo da liberação das entidades que fornecem ditos produtos.

Tabela 5.3 Produtos de estimativa de chuva por satélite

Produto	Pixel	Início	Fim
3B42	0.25° x 0.25°	jan/98	dez/09
3B42 RT	0.25° x 0.25°	oct/2008	dez/09
CMORPH	0.25° x 0.25°	jan/03	dez/09

(Fonte: Joyce, 2004; Huffman et al., 2007)

O modelo MGB-IPH calcula a evapotranspiração potencial por meio do método de Penman-Monteith com cinco variáveis climatológicas. Estas variáveis são: a temperatura do ar, pressão de vapor, velocidade do vento, radiação líquida e a pressão atmosférica. Na Amazônia não há um número suficiente de estações climatológicas com leitura diária, por isso foram utilizados alternativamente valores mensais dos projetos de pesquisa com base de dados globais. O uso destes dados mensais permite conhecer os dados diários através de um procedimento de interpolação.

Assim, optou-se por utilizar os dados levantados a partir da base do CRU (*Climate Research Unit*), que oferece informação mensal em pixels de tamanho de 10 minutos. Conseqüentemente, a interpolação espacial é realizada atribuindo-se para cada minibacia, os valores das variáveis climatológicas do ponto mais próximo ao centróide desta.

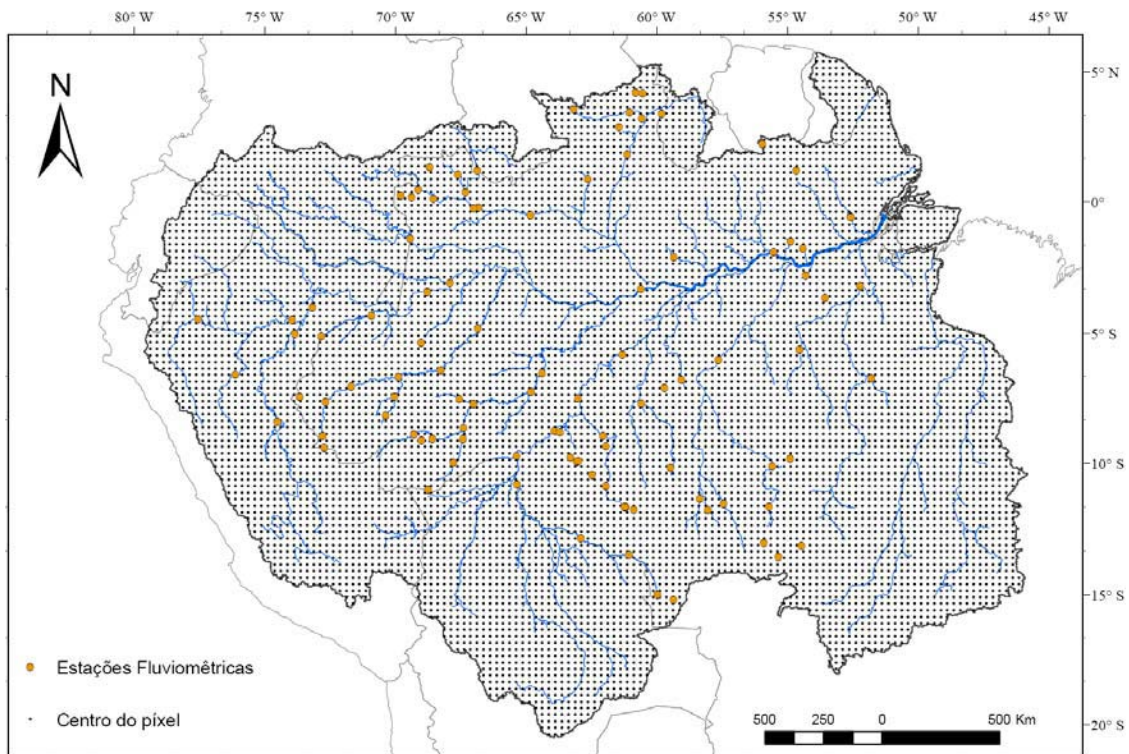


Figura 5.14 Localização dos centros dos pixels para os produtos de estimativa por satélite para a bacia Amazonas

A interpolação da estimativa de chuva por satélite para os centróides foi feito pelo método do Inverso da Distância ao Quadrado. A influência dos pontos a interpolar estão dentro do dobro da distância mínima do centróide ao centro do píxel considerado, tal como é descrito pelo método INTERPLU no trabalho de Collischonn (2001). Para uma melhor representatividade de pontos na interpolação, para as minibacias alagadas com centróide próximo ao píxel é modificado o procedimento acima da seguinte maneira: o novo raio de influência que define a área de influência é determinado como a distância máxima entre a raiz quadrada da área da minibacia e $0,25^\circ$.

5.3.4 Dados Hidrológicos

As estações fluviométricas fornecem séries de vazão observadas que são comparadas com as descargas calculadas a partir do modelo MGB-IPH. Assim, para este processo de comparação são consideradas 102 estações pertencentes à rede hidrometeorológica da Agência Nacional da Águas (ANA) e a rede de SENAMHI do Perú. A Figura 5.42 mostra as estações fluviométricas utilizadas durante este processo, sendo em total 6 estações no Peru e 96 no Brasil.

5.3.5 Simulação Hidrológica com produtos de estimativa de chuva por satélite

Como parte do trabalho feito por Paiva et al. (2011), a bacia do rio Amazonas foi simulada com o modelo MGB-IPH com integração hidrodinâmica. A calibração dos parâmetros desta foi com o produto 3B42 para o período compreendido entre 1/1/1998 a 31/12/2005.

Neste presente trabalho, as simulações com os produtos de estimativa por satélite são em conjunto com a chuva do produto 3B42. A Figura 5.15 mostra o diagrama em barras da conformação da chuva que são ingressados ao modelo. Cada barra corresponde à simulação feita com produtos de chuva por satélite. Esta conformação é feita com o objetivo de manter as condições iniciais do modelo hidrodinâmico.

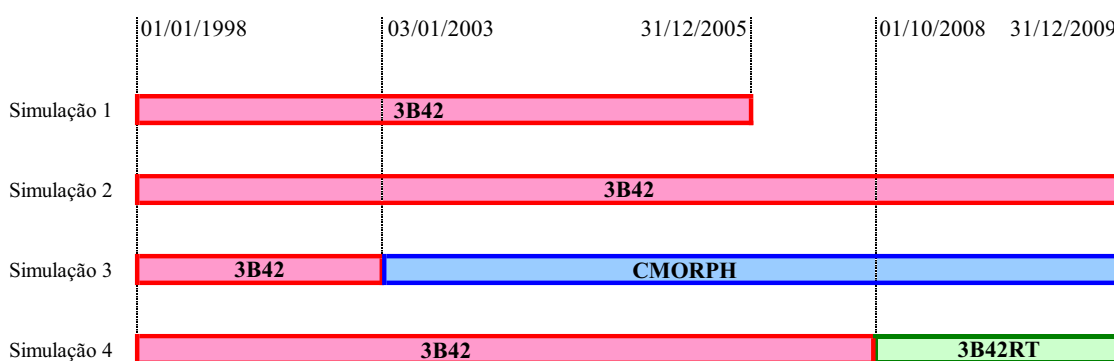


Figura 5.15 Diagrama para os processos de simulação com MGB-IPH na bacia do rio Amazonas.

As simulações se diferenciam pelos seguintes itens:

- Simulação 1: A simulação original na qual os parâmetros do modelo foram calibrados (etapa de calibração) com chuva de satélite do produto 3B42 para um período de 1/1/1998 a 31/12/2005.
- Simulação 2: A chuva do produto 3B42 com período de simulação ampliado até 31/12/2009 com parâmetros calibrados do período da simulação 1.
- Simulação 3: A chuva para ingresso ao modelo é dividido em duas séries. A primeira com chuva do produto 3B42 para o período de 1/1/1998 até 2/1/2003; e a segunda com chuva do produto CMORPH para o período de 3/1/2003 até 31/12/2009.
- Simulação 4: A chuva para ingresso ao modelo é dividido em duas séries. A primeira com chuva do produto 3B42 para o período de 1/1/1998 até 30/09/2008; e a segunda com chuva com produto 3B42RT para o período de 1/10/2008 até 31/12/2009.

Neste trabalho optou-se por utilizar o mesmo conjunto de parâmetros calibrados do modelo MGB-IPH considerados na simulação 1, embora estes gerem piores valores de acordo com as estatísticas de avaliação dos resultados do modelo. Sendo importante lembrar que o objetivo deste trabalho é avaliar de forma comparativa o desempenho dos diferentes produtos de chuva por satélite. A realização das calibrações adicionais para cada produto de satélite, demandaria um maior esforço de tempo de processamento inadequado para os fins deste trabalho.

5.3.6 Procedimentos de Comparação

Os testes realizados no estudo foram desenvolvidos através da simulação da bacia do rio Amazonas utilizando diferentes fontes de chuva por satélite como os descritos na Tabela 5.4. As funções objetivo utilizadas correspondem ao índice de eficiência de Nash-Sutcliffe (NS) entre vazões observadas e calculadas, índice de eficiência de Nash-Sutcliffe (NS_{\log}) entre o logaritmo das vazões observadas e calculadas e o erro no volume total (ΔV).

Tabela 5.4 Tabela de procedimento de comparação da bacia do rio Amazonas

Nome	Dados Observados	Dados calculados	Início do Período	Fim do Período
Padrão	Vazão observada	3B42	01/01/1998	31/12/2005
Comparação 1	Vazão observada	3B42	01/01/1998	31/12/2009
Comparação 2	Vazão observada	CMORPH	03/01/2003	31/12/2009
Comparação 3	Vazão observada	3B42RT	01/10/2008	31/12/2009
Comparação 4	3B42 (*)	3B42RT	01/10/2008	31/12/2009

(*) Vazão calculada com o produto 3B42 (período oct/2008-dez/2009)

Os coeficientes de Nash-Sutcliffe (NS) e Nash-Sutcliffe logaritmo (NS_{\log}) maiores a 0,75 são considerados como o melhor ajuste nas vazões máximas e mínimas, respectivamente. Desde a Figura 5.16 até a Figura 5.19 mostram os resultados correspondentes às comparações 1,2,3 e 4. Cada figura desta representa os resultados dos coeficientes de avaliação NS, NS_{\log} e ΔV descritos de acima para abaixo. Para uma melhor apreciação dos resultados obtidos, as seguintes comparações são descritas a seguir:

-Resultados da Comparação 1

A Figura 5.16 mostra os coeficientes estatísticos correspondente às vazões observadas e vazões calculadas com o algoritmo 3B42 para o período 1998-2009. Os resultados mostram melhores ajustes para as vazões máximas nas estações localizadas nos rios Juruá, Purus, Madeira e Tapajós. Os piores resultados de NS são obtidos nas estações das nascentes dos rios Huallaga, Japurá e Negro. Existindo uma melhor correlação nas vazões mínimas para maioria das estações consideradas.

- Resultados da Comparação 2

A Figura 5.17 mostra os coeficientes estatísticos correspondente às vazões observadas e vazões calculadas com o produto CMORPH para o período 2003-2009. Os resultados

mostram um baixo desempenho na maioria das estações da bacia Amazonas. Correspondendo os melhores ajustes para vazões máximas a uma estação localizada no rio Tapajós. Existe também uma melhor correlação de vazões mínimas para as estações localizadas ao sul da bacia do Amazonas. Por outro lado, existe uma superestimação e subestimação das vazões para as bacias localizadas ao sul e ao norte dos rios Negro, Ucayali e Huallaga, respectivamente.

- Resultados da Comparação 3

A Figura 5.18 mostra os coeficientes estatísticos correspondente às vazões observadas e vazões calculadas com o produto 3B42RT para o período 2008-2009. Existem estações que não tem registro de vazões observadas para este período, conseqüentemente, não foram calculados os coeficientes respectivos. Os resultados mostram bons ajustes nas vazões máximas para as estações localizadas sobre a rede de drenagem principal do rio Solimões (e.g. Manacapuru, Santo Antonio do Icó e Tamshiyacu). Enquanto, as vazões mínimas tiveram melhor correlação com as estações do rio Purus, acontecendo os piores ajustes para as estações localizadas nas nascentes do rio Solimões (no setor do Peru).

- Resultados da Comparação 4

A Figura 5.19 mostra os coeficientes estatísticos correspondente às vazões calculadas com o produto 3B42 (com período de oct/2008-2009) e às vazões calculadas com o produto 3B42RT para o período 2008-2009. Os resultados mostram coeficientes adequados para vazões máximas nas estações localizadas nos rios Madeira, Tapajós, Xingu e Branco (norte). Por outro lado, os piores resultados apresentam-se no noroeste das bacias Japurá, nas nascentes do rio Negro e na rede principal do rio Solimões. Os ajustes correspondentes às vazões mínimas apresentam-se na maioria das estações da bacia Amazonas com exceção de algumas estações localizadas nas nascentes sobre o rio Negro e Japurá.

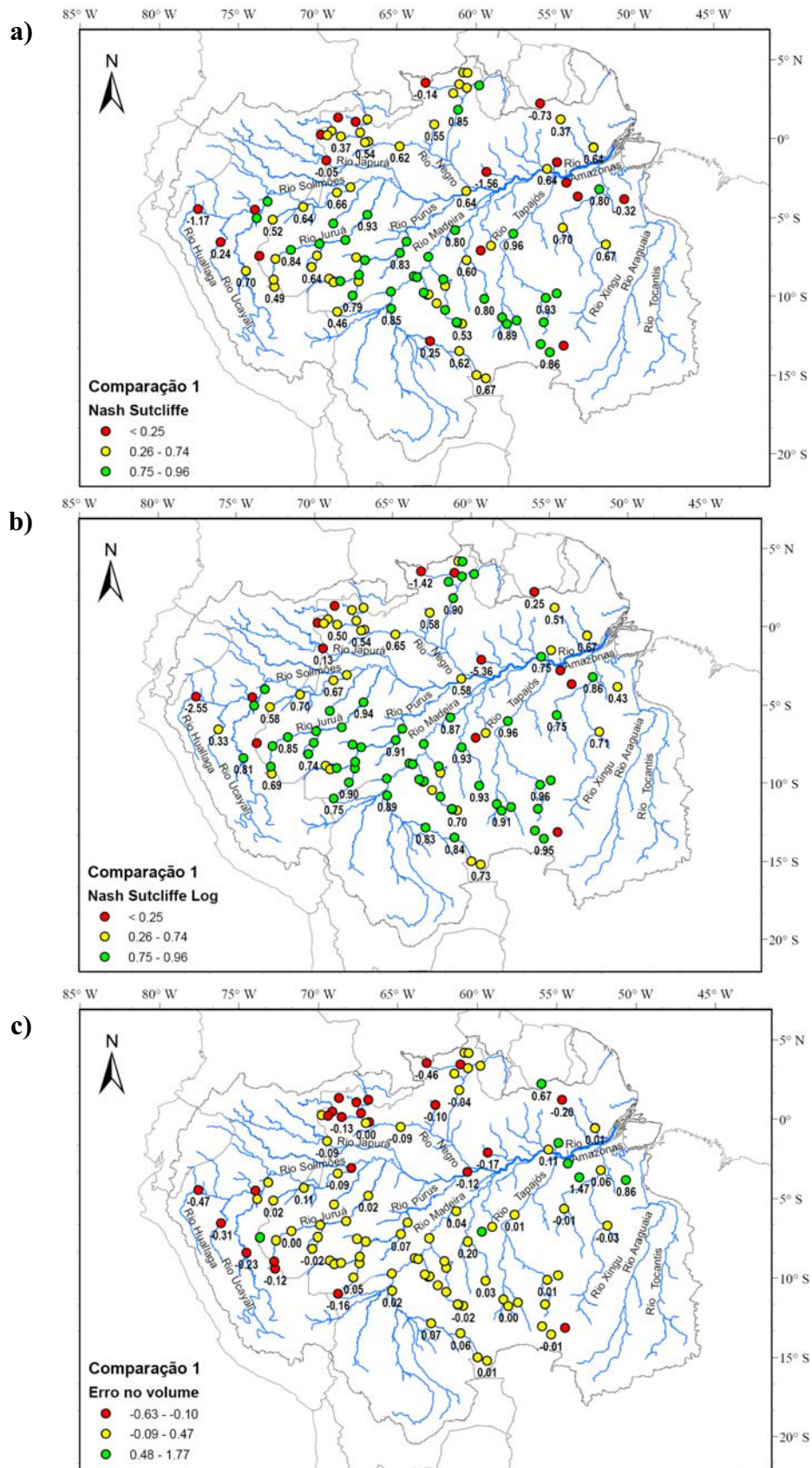


Figura 5.16 Mapa de Coeficientes de Avaliação entre a Vazão Observada versus a Vazão Simulada com 3B42 para o período entre Jan/1998 – Dez/2009 sobre a bacia do rio Amazonas. a) Nash Sutcliffe, b) Nash Sutcliffe para logaritmos, c) Erro no Volume.

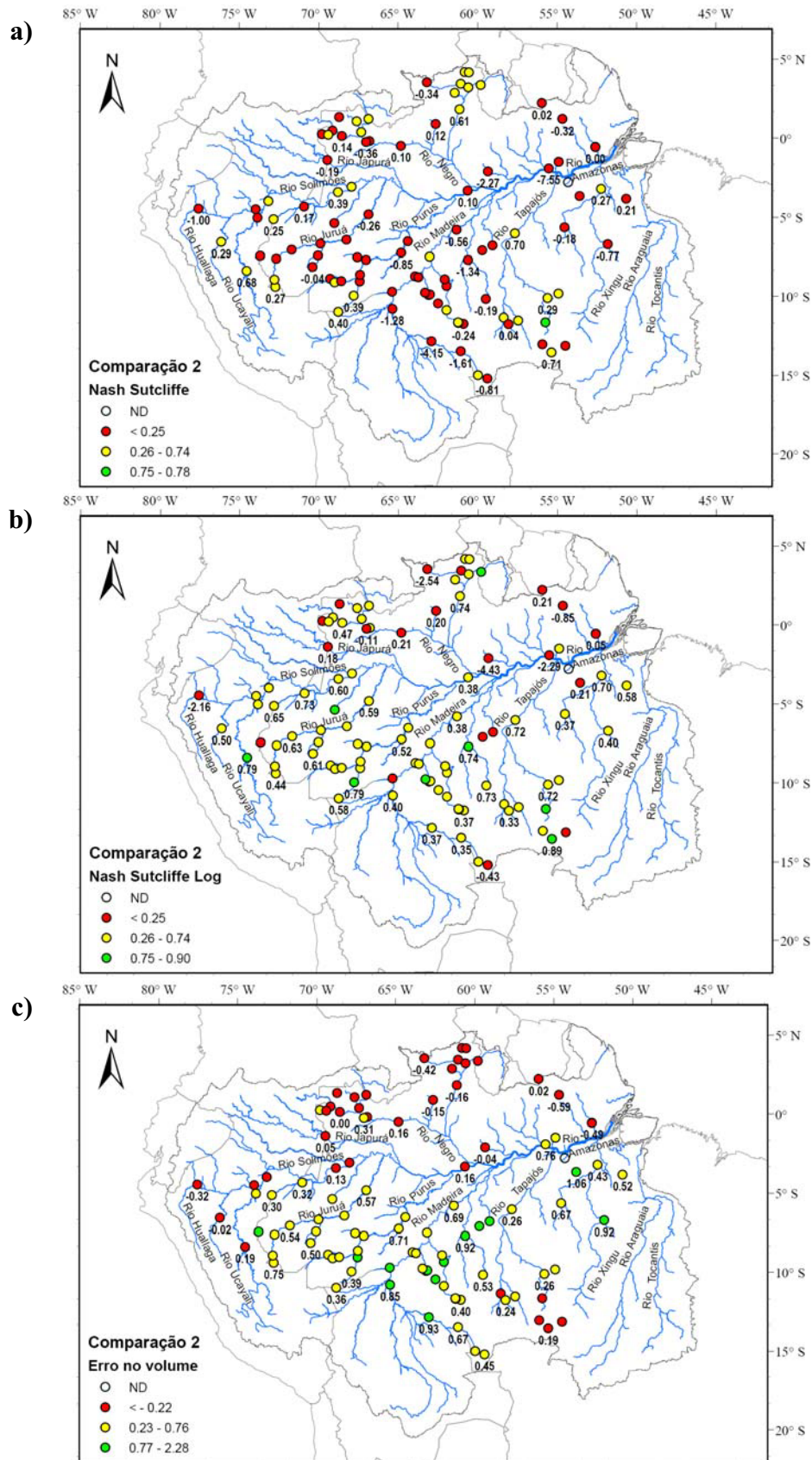


Figura 5.17 Mapa de Coeficientes de Avaliação entre a Vazão Observada versus a Vazão Simulada com CMORPH para o período Jan/2003 – Dez/2009 sobre a bacia do rio Amazonas. a) Nash Sutcliffe, b) Nash Sutcliffe para logaritmos, c) Erro no Volume.

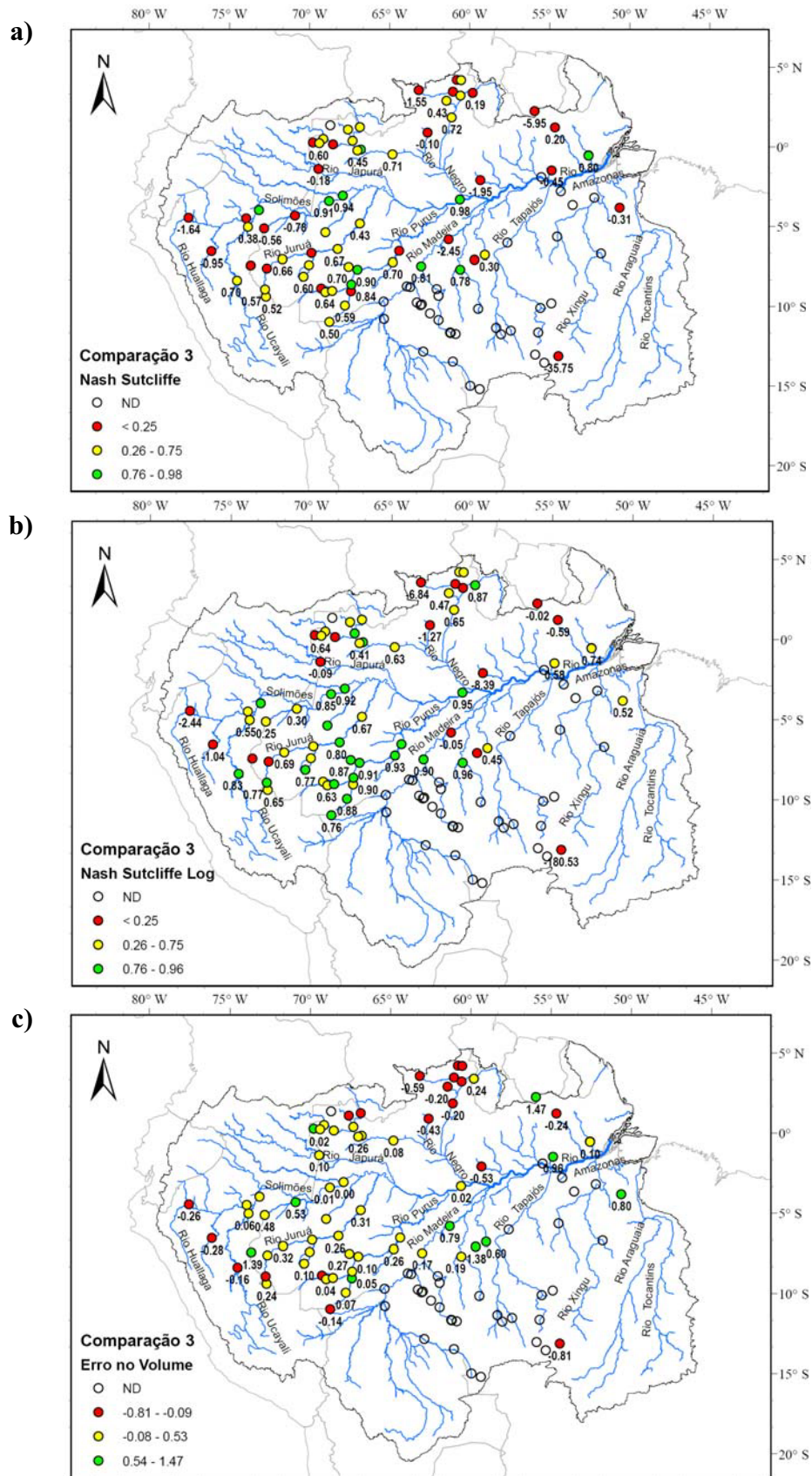


Figura 5.18 Mapa de Coeficientes de Avaliaç3o entre a Vaz3o Observada versus a Vaz3o Simulada com 3B42 RT para o per3odo Out/2008 – Dez/2009 sobre a bacia do rio Amazonas. a) Nash Sutcliffe, b) Nash Sutcliffe para logaritmos, c) Erro no Volume.

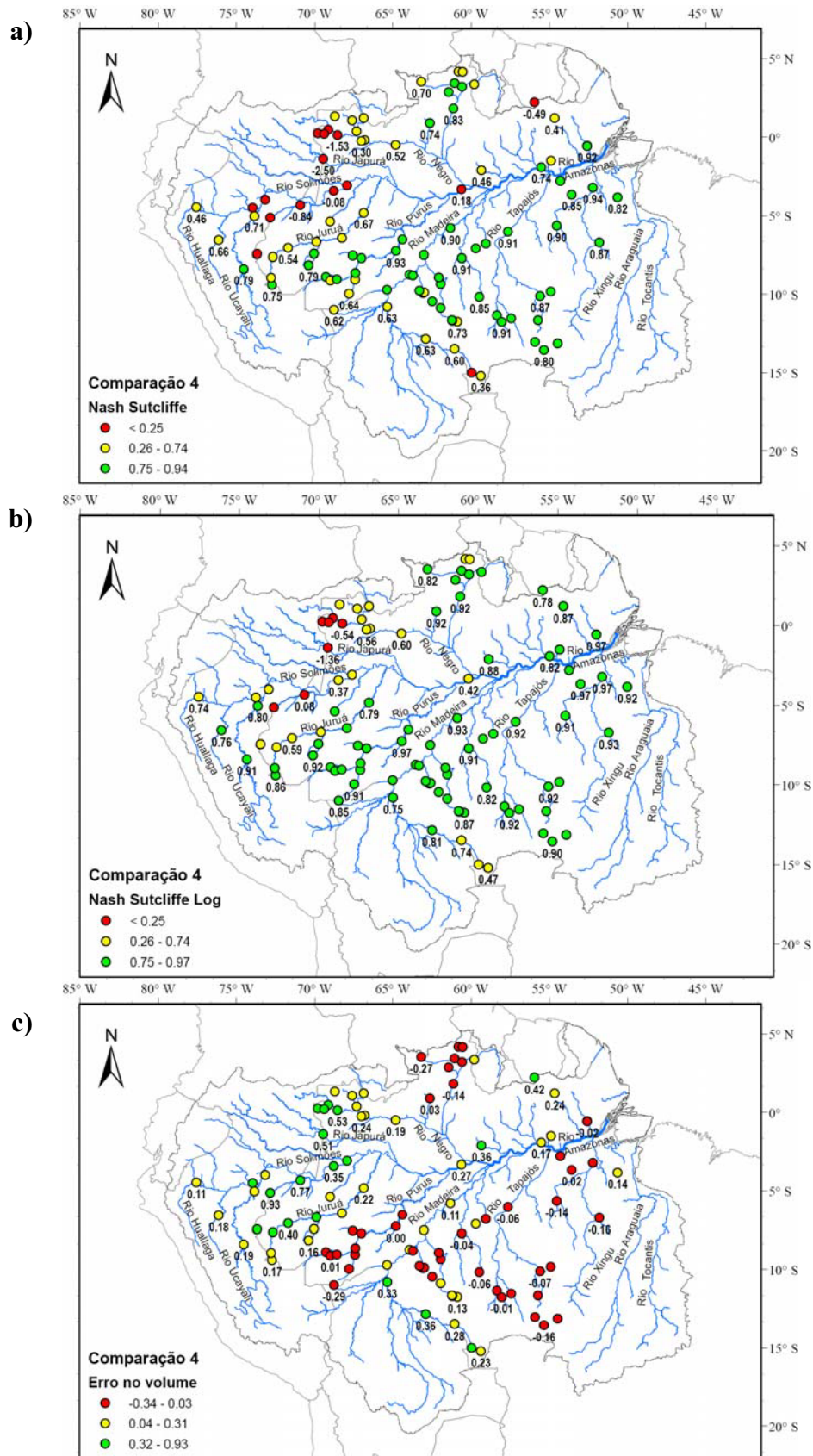


Figura 5.19 Mapa de Coeficientes de Avalia o entre a Vazão Simulada 3B42 versus a Vazão Simulada 3B42 RT para o período Out/2008 – Dez/2009 sobre a bacia do rio Amazonas. a) Nash Sutcliffe, b) Nash Sutcliffe para logaritmos, c) Erro no Volume.

Os resultados da aplicação do modelo hidrológico são apresentados em termos de valores atingidos dos coeficientes de avaliação e gráficos de hidrogramas de vazões diárias. Da Figura 5.20 até a Figura 5.41 são mostrados os hidrogramas calculados com os três produtos de estimativa de chuva por satélite 3B42, 3B42RT e CMORPH e as vazões observadas das estações correspondentes. As cores das vazões calculadas por satélite são distribuídas da seguinte forma: para o caso do produto 3B42 utiliza-se a cor vermelha, para o produto 3B42RT utiliza-se a cor verde, para o produto CMORPH de cor azul e para as vazões observadas utiliza-se cor cinza. De forma geral, as figuras mostram hidrogramas calculados que representam alternância de acordo ao período de cheia e estiagem devido a sazonalidade da chuva. Existe uma superestimação e subestimação das vazões calculadas quando estas são comparadas com as vazões observadas.

Para bacias localizadas a maiores altitudes em terreno acidentado e nas nascentes dos rios são percebidos hidrogramas calculados com vazões máximas mais rápidas e acentuadas, onde a presença predominante de escoamento superficial é maior. Estes hidrogramas podem-ser observados para as estações de Chazuta (10068700), Ipixina (12520000), Envira (12680000) e Caracarai (14710000). Para as bacias localizadas nas áreas de drenagem maior, as vazões calculadas são representadas com suavidade nos hidrogramas, típicos de bacias com armazenamento sazonal de grandes quantidades de água. Estes hidrogramas podem-ser observados nas estações são Gavião (12840000), Lábrea (13870000), Manicoré (15700000), Guajará-Mirim (15250000), Manacapuru (14100000) e Óbidos(17050001).

As vazões calculadas com o algoritmo 3B42RT têm um período de comparação de 12 meses. Estas vazões calculadas podem-ser visualizados apenas, no ultimo tramo do período dos hidrogramas. A tendência da simulação é de estabelecer-se no intermediario dos produtos de 3B42 e CMORPH.

Uma análise visual dos hidrogramas calculados com o produto CMORPH se observa a existência de uma superestimação para o ano 2004 -2005. Esta superestimação é mais notória nas bacias com planície de inundação com maiores áreas de drenagem, por exemplo, Pucallpa, Requena, Tamshiyacu, Manacapuru, Óbidos.

A Tabela 5.5 apresenta os coeficientes de avaliação de todas as estações consideradas para o presente análise. As estações estão ordenadas da maior para a menor área de drenagem,

e os coeficientes de avaliação correspondentemente os quatro tipos de comparação considerados na presente análise.

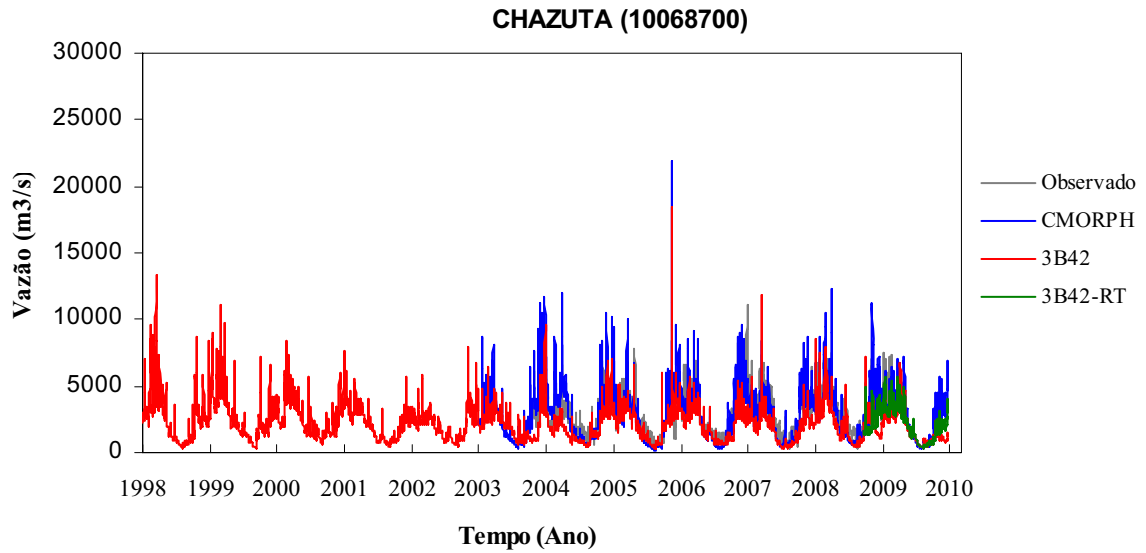


Figura 5.20 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Chazuta

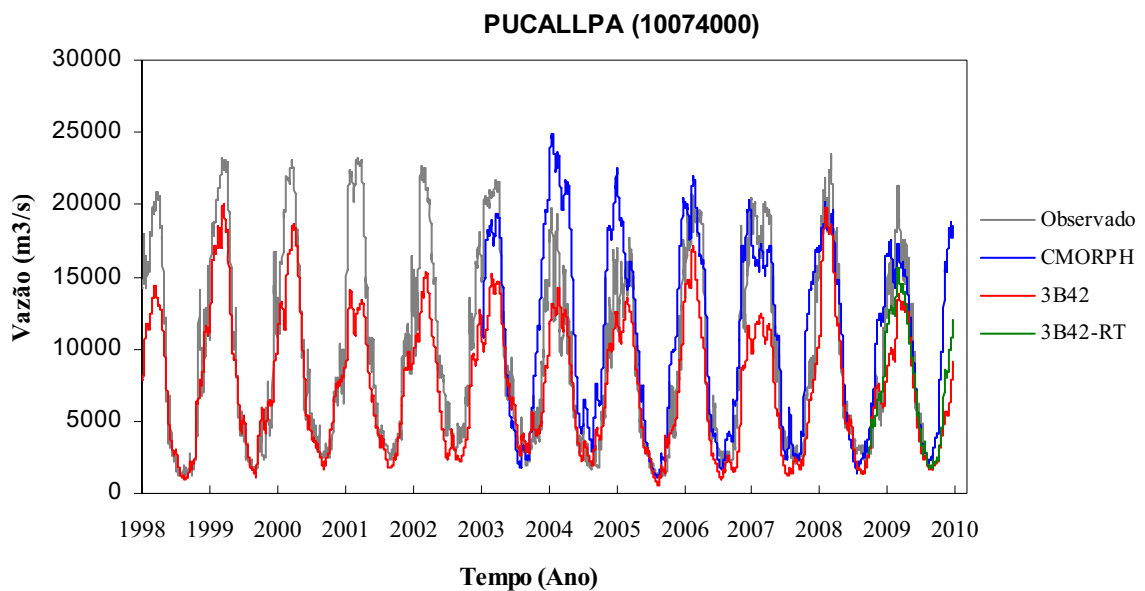


Figura 5.21 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Pucallpa

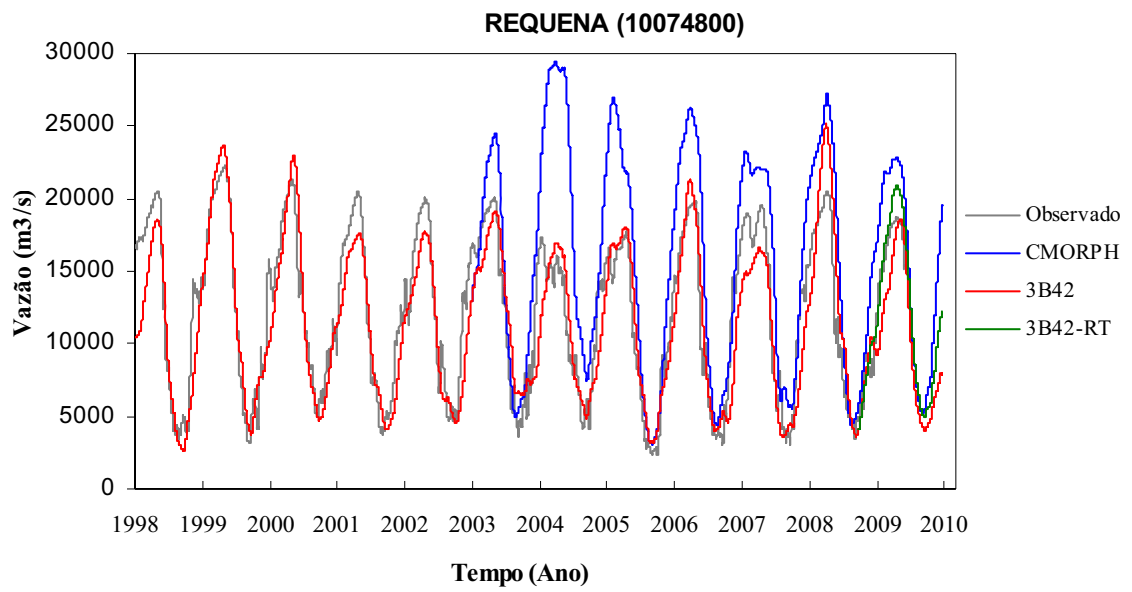


Figura 5.22 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Requena

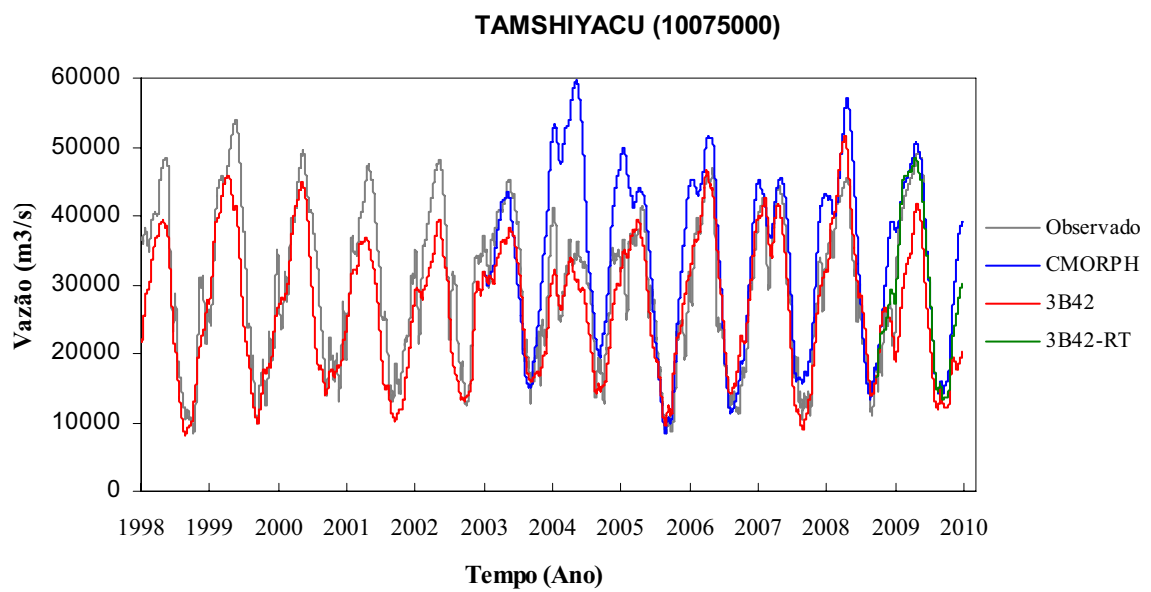


Figura 5.23 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Tamshiyacu

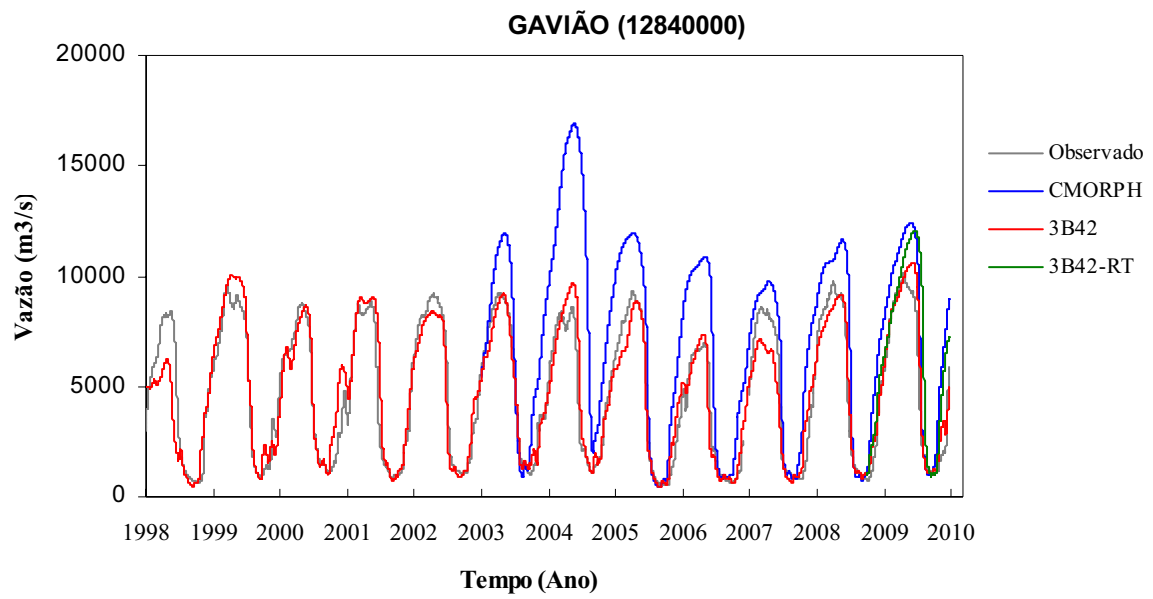


Figura 5.24 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Gavião

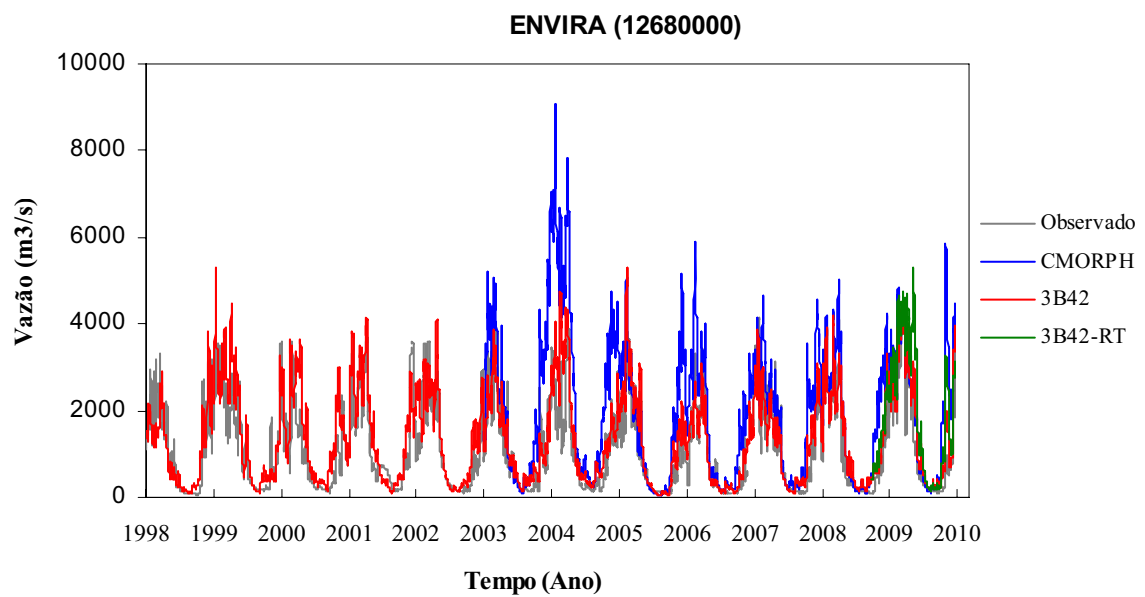


Figura 5.25 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Envira

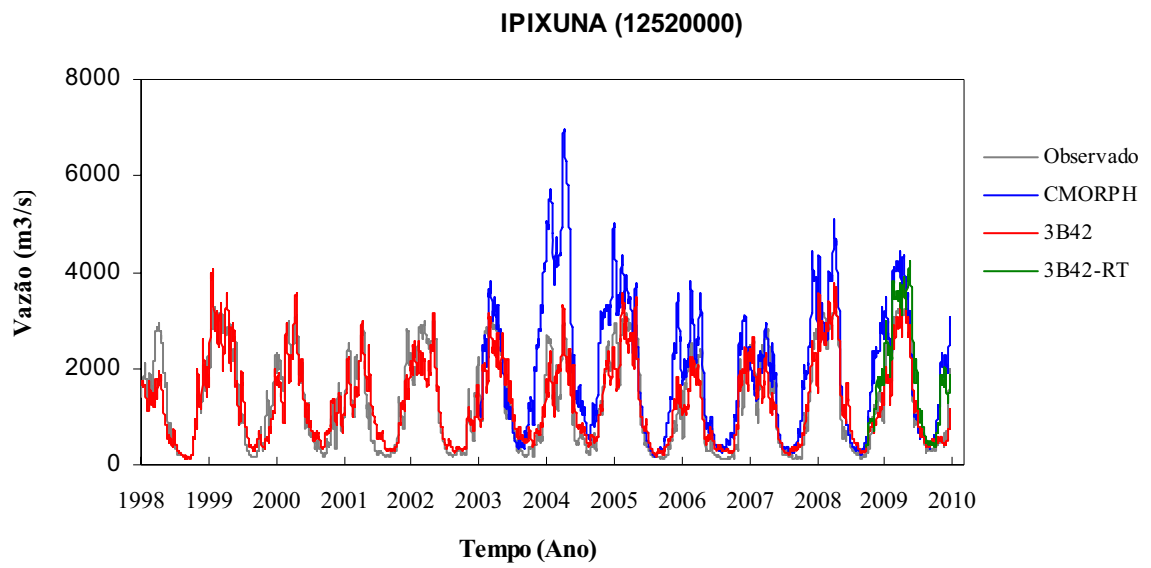


Figura 5.26 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Ipixuna

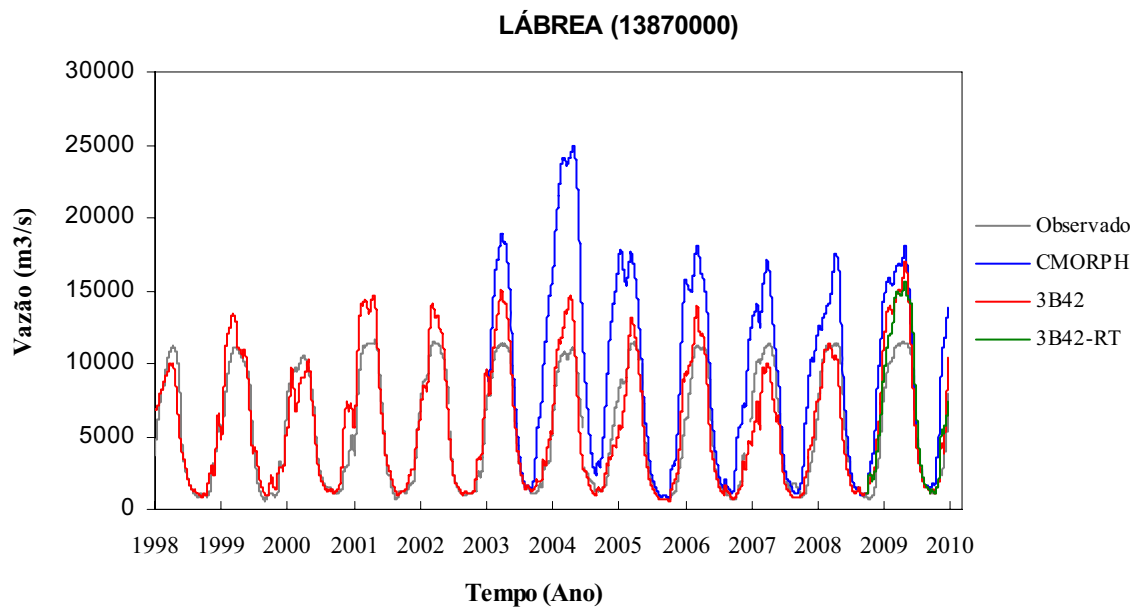


Figura 5.27 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Lábrea

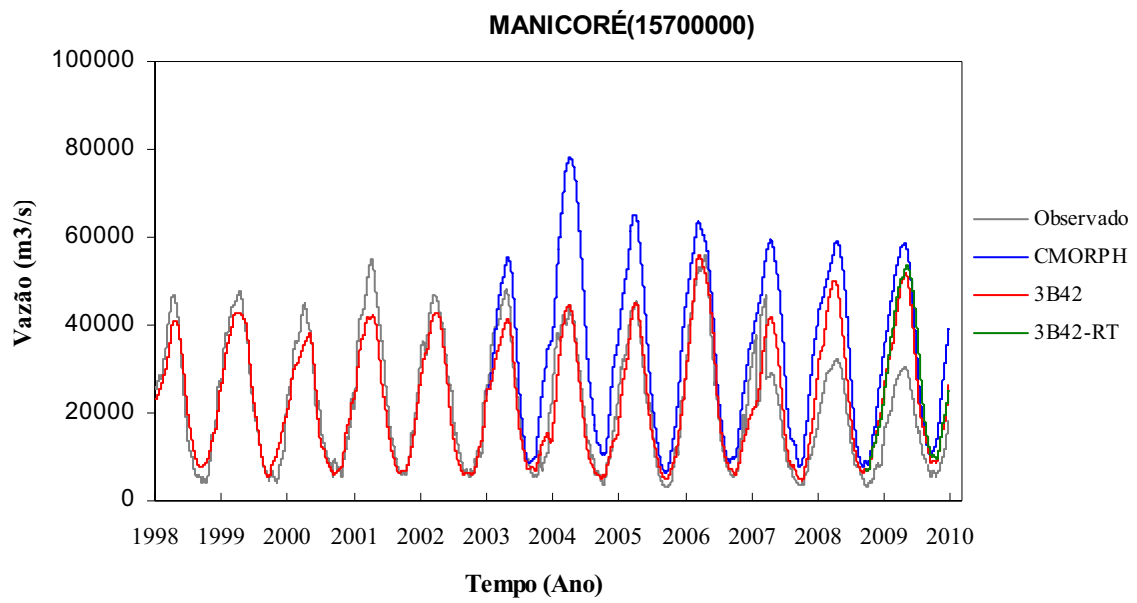


Figura 5.28 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Manicoré

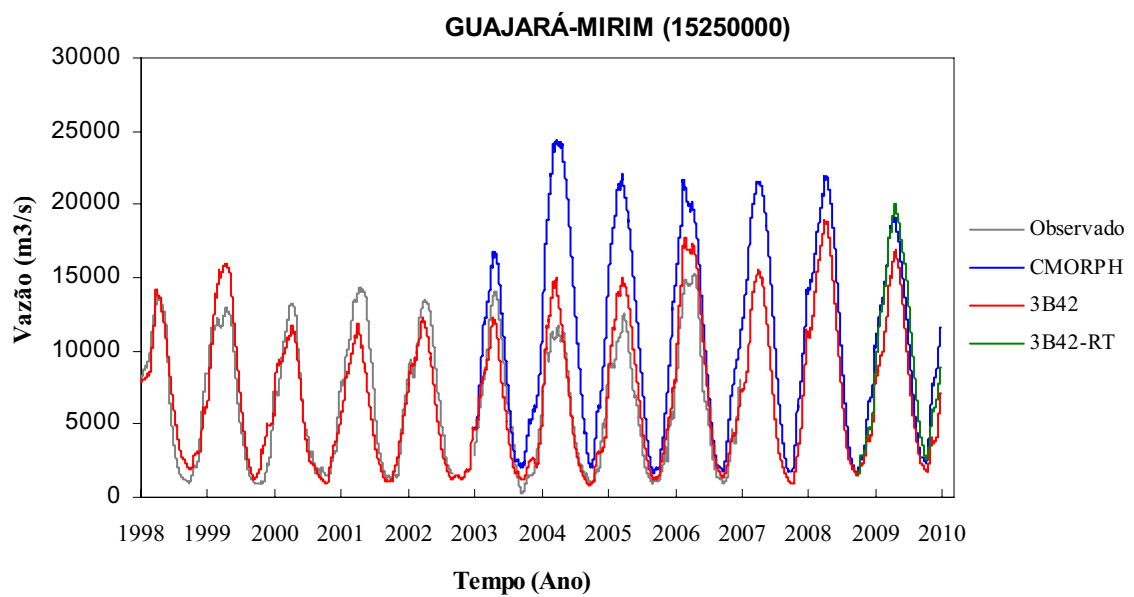


Figura 5.29 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Guajará-Mirim

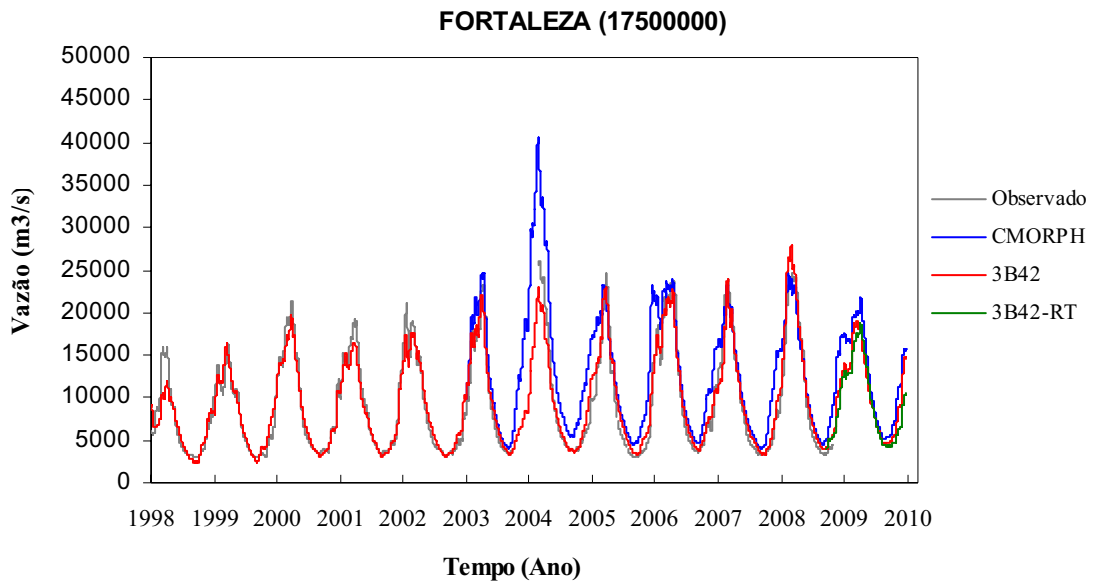


Figura 5.30 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Fortaleza

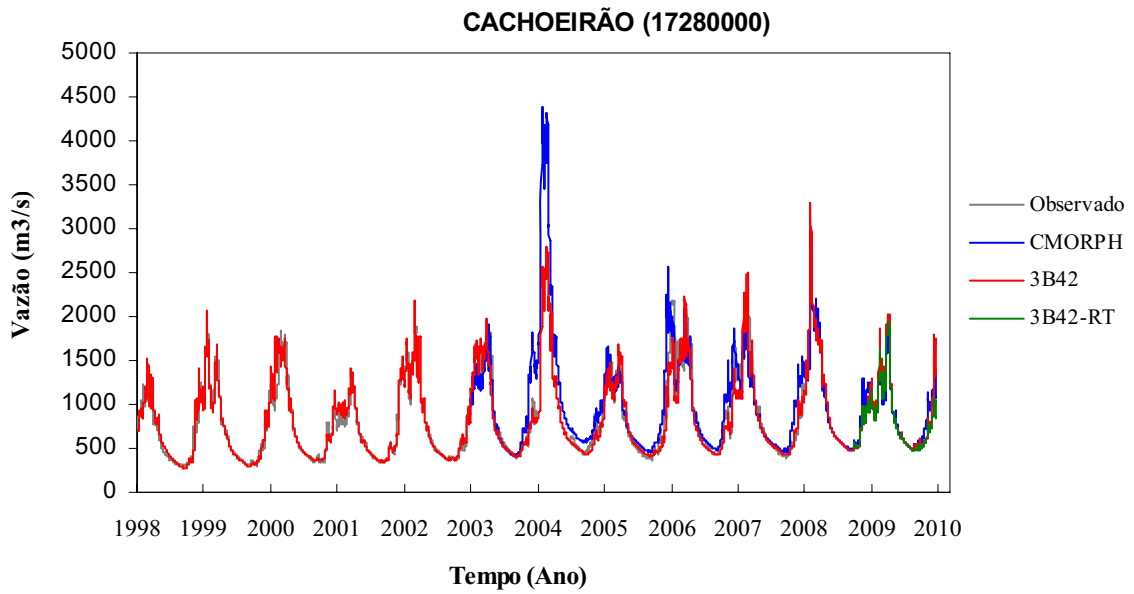


Figura 5.31 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Cachoeirão

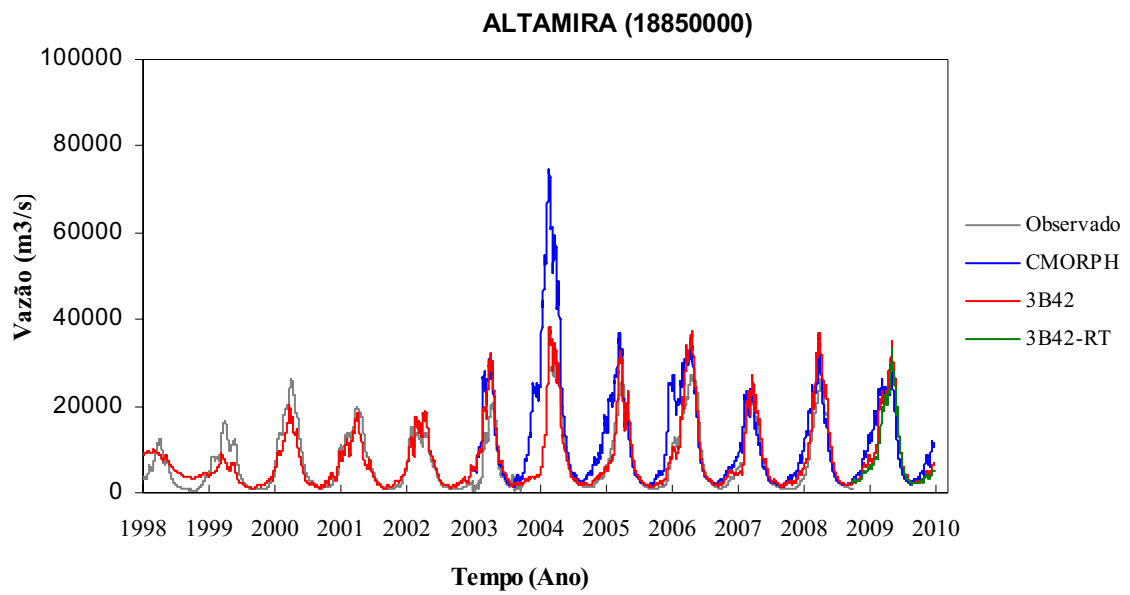


Figura 5.32 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Altamira

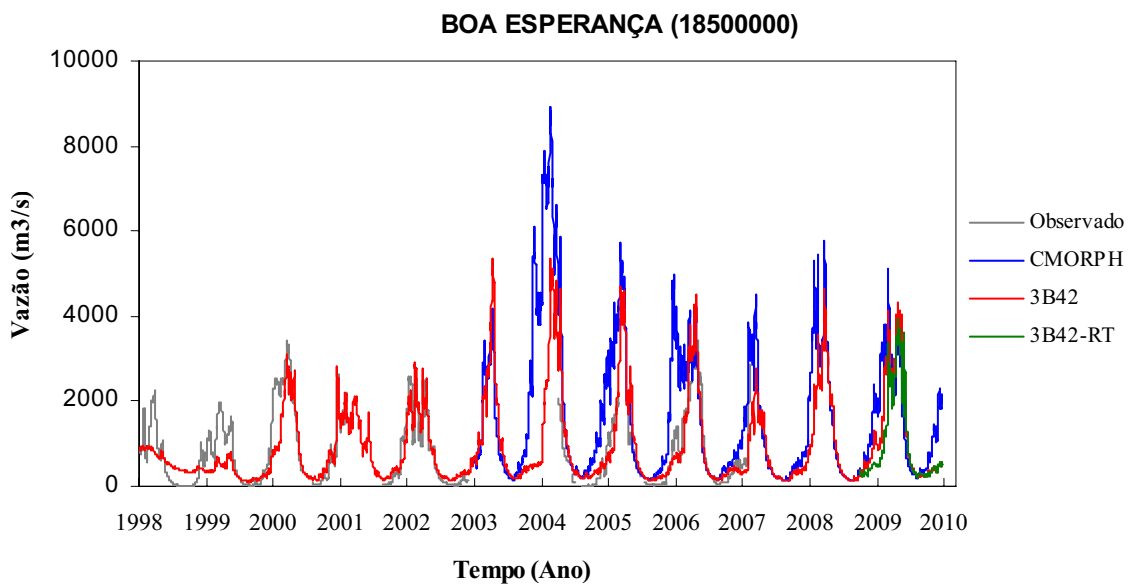


Figura 5.33 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Boa Esperança

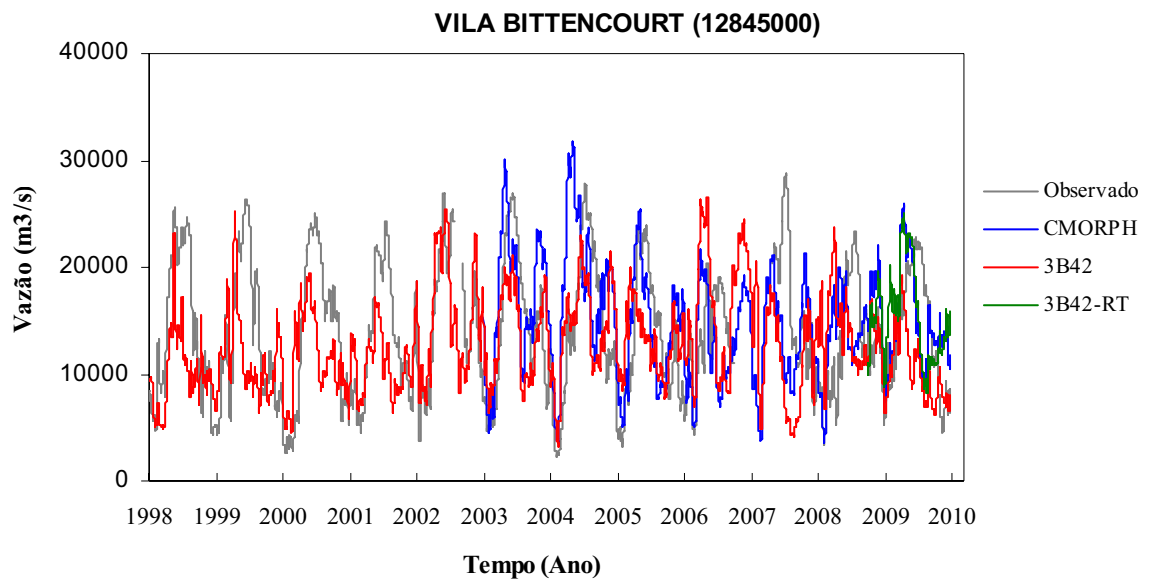


Figura 5.34 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Vila Bittencourt

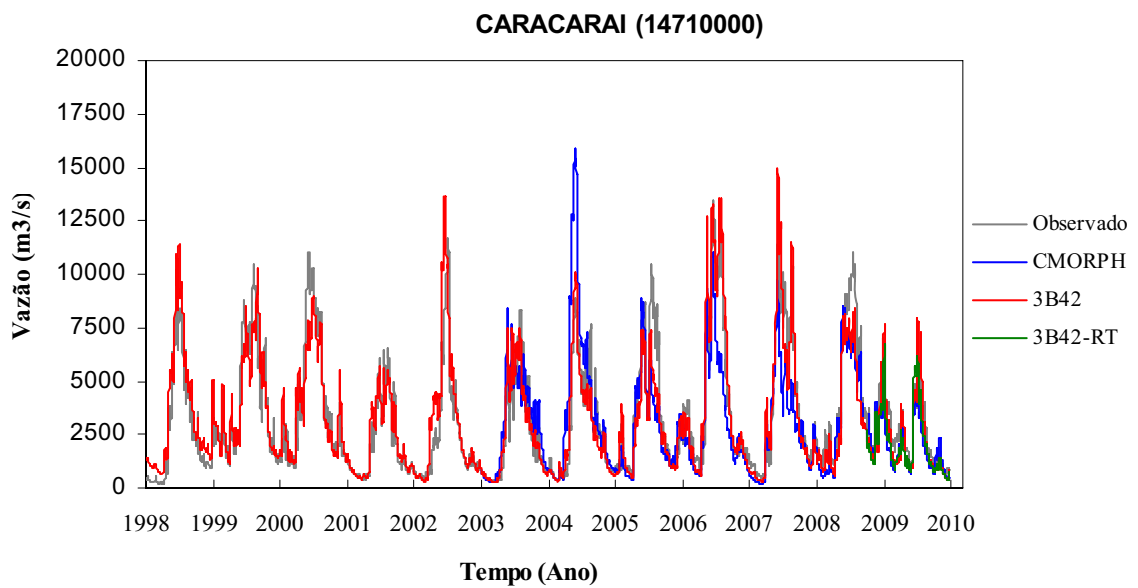


Figura 5.35 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Caracarai

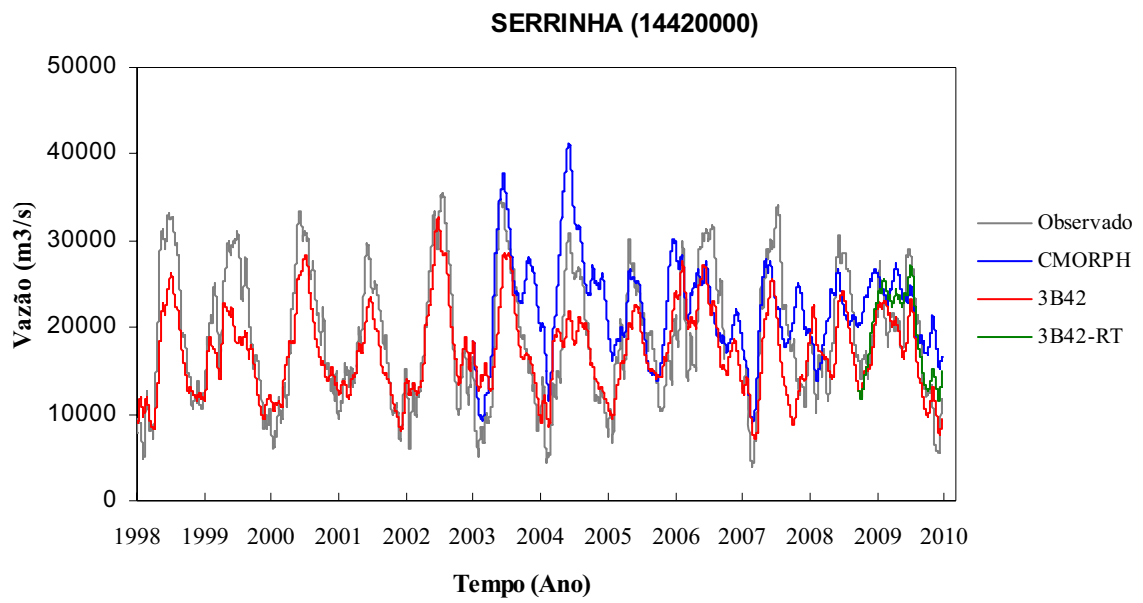


Figura 5.36 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Serrinha

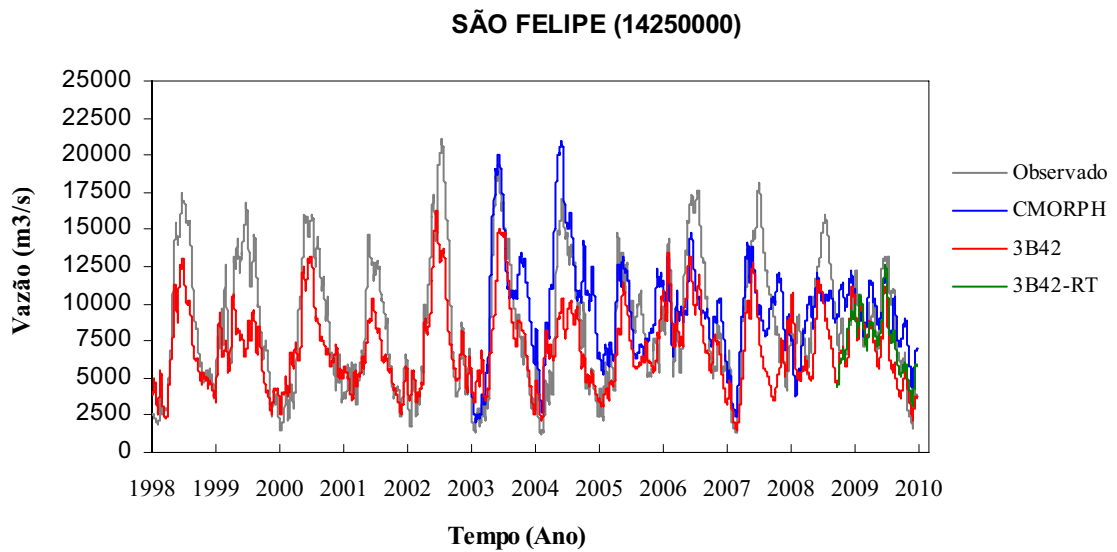


Figura 5.37 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação São Felipe

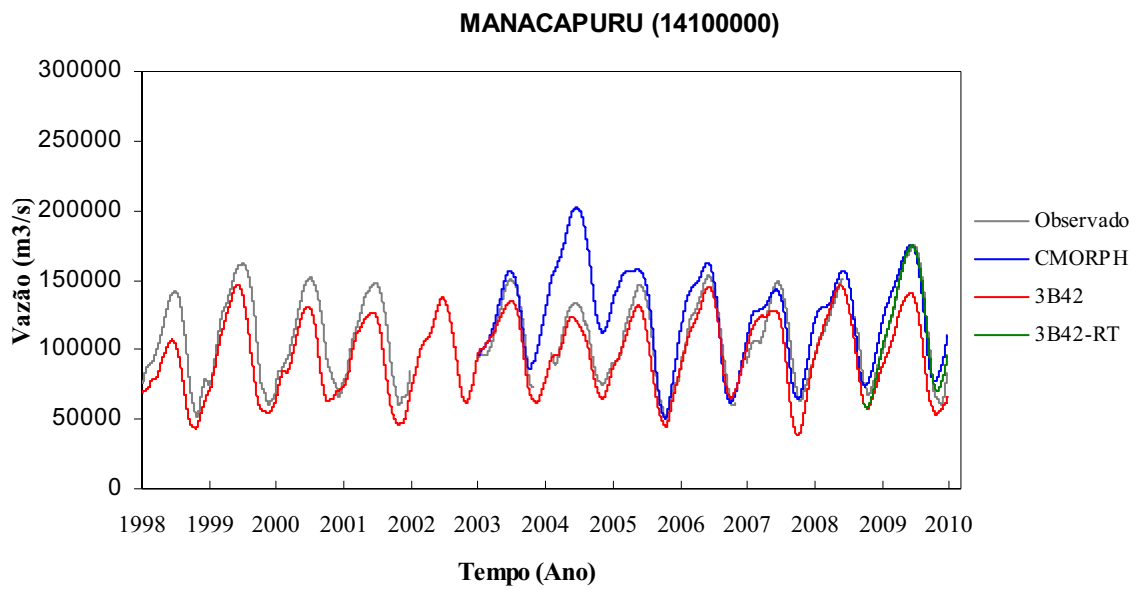


Figura 5.38 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Manacapuru

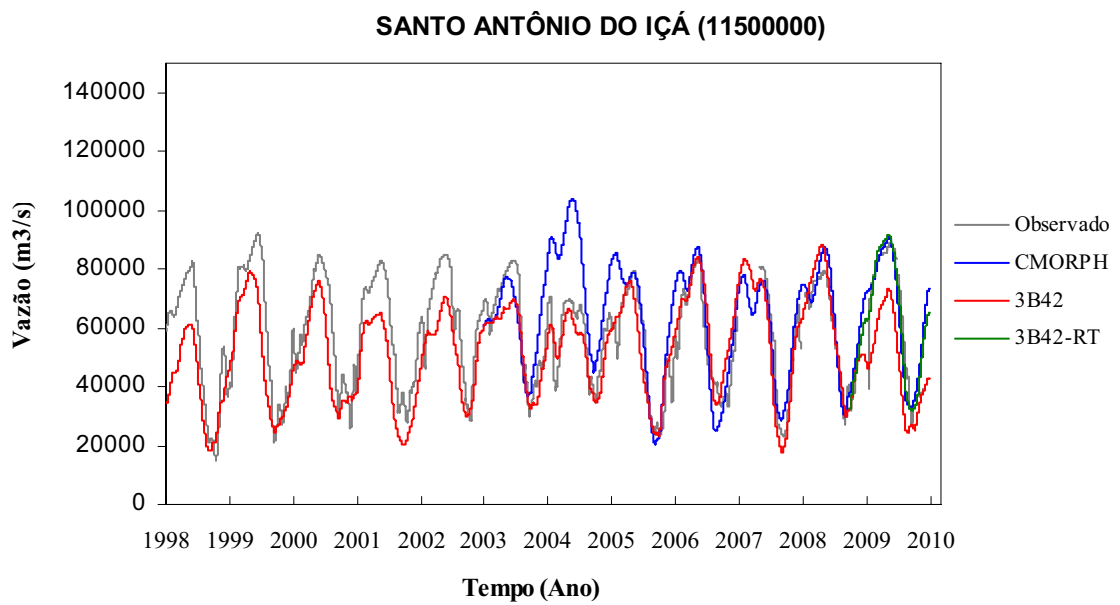


Figura 5.39 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Santo Antonio do Içá

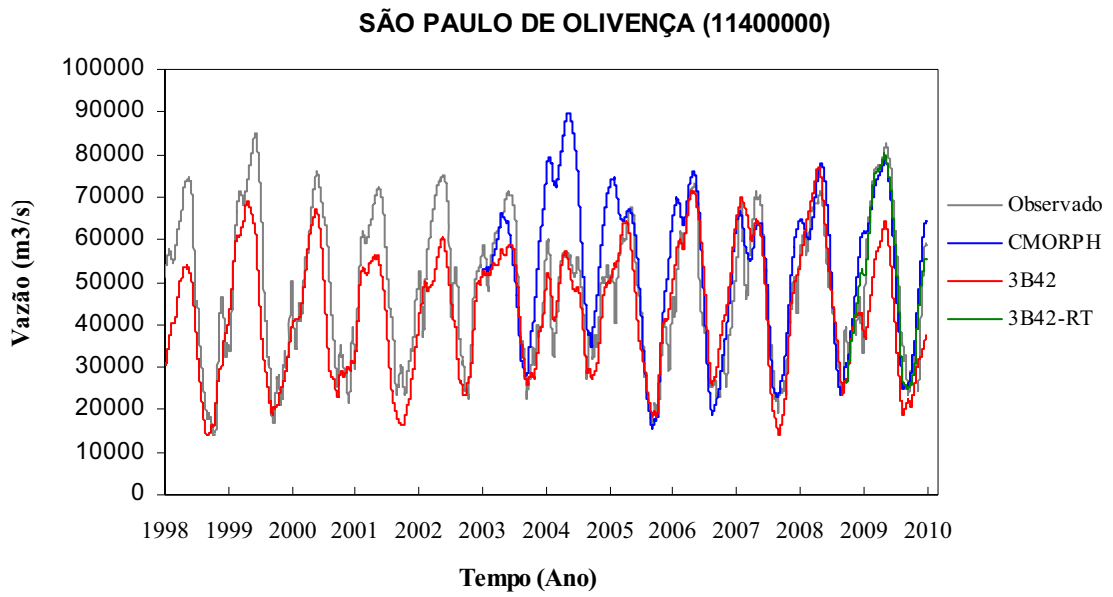


Figura 5.40 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação S. Paulo de Olivença

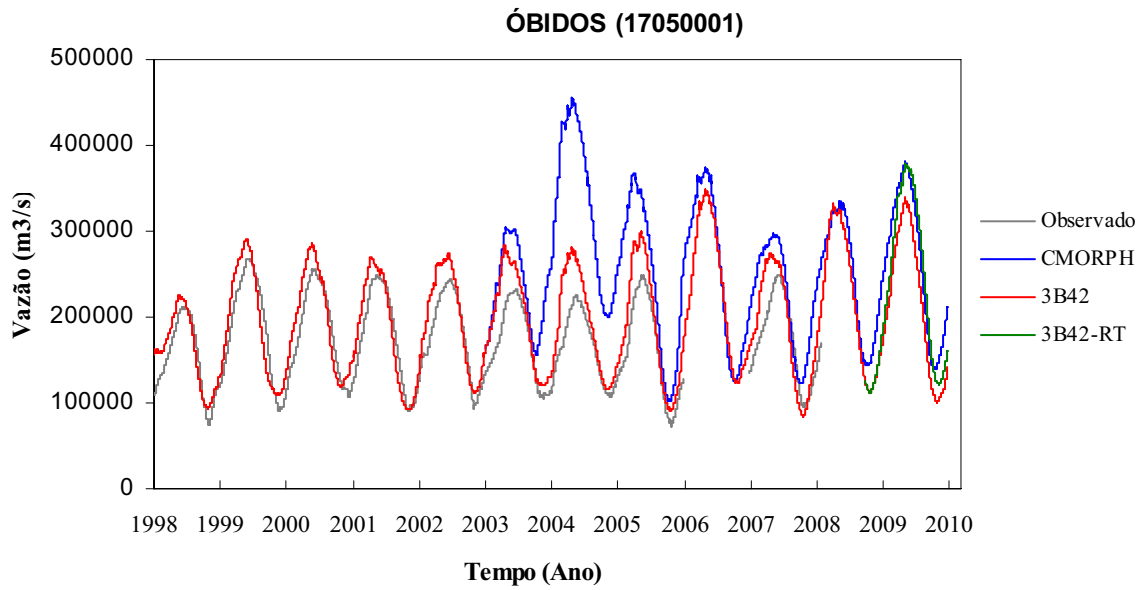


Figura 5.41 Hidrogramas de vazões calculado e observado na estação Óbidos

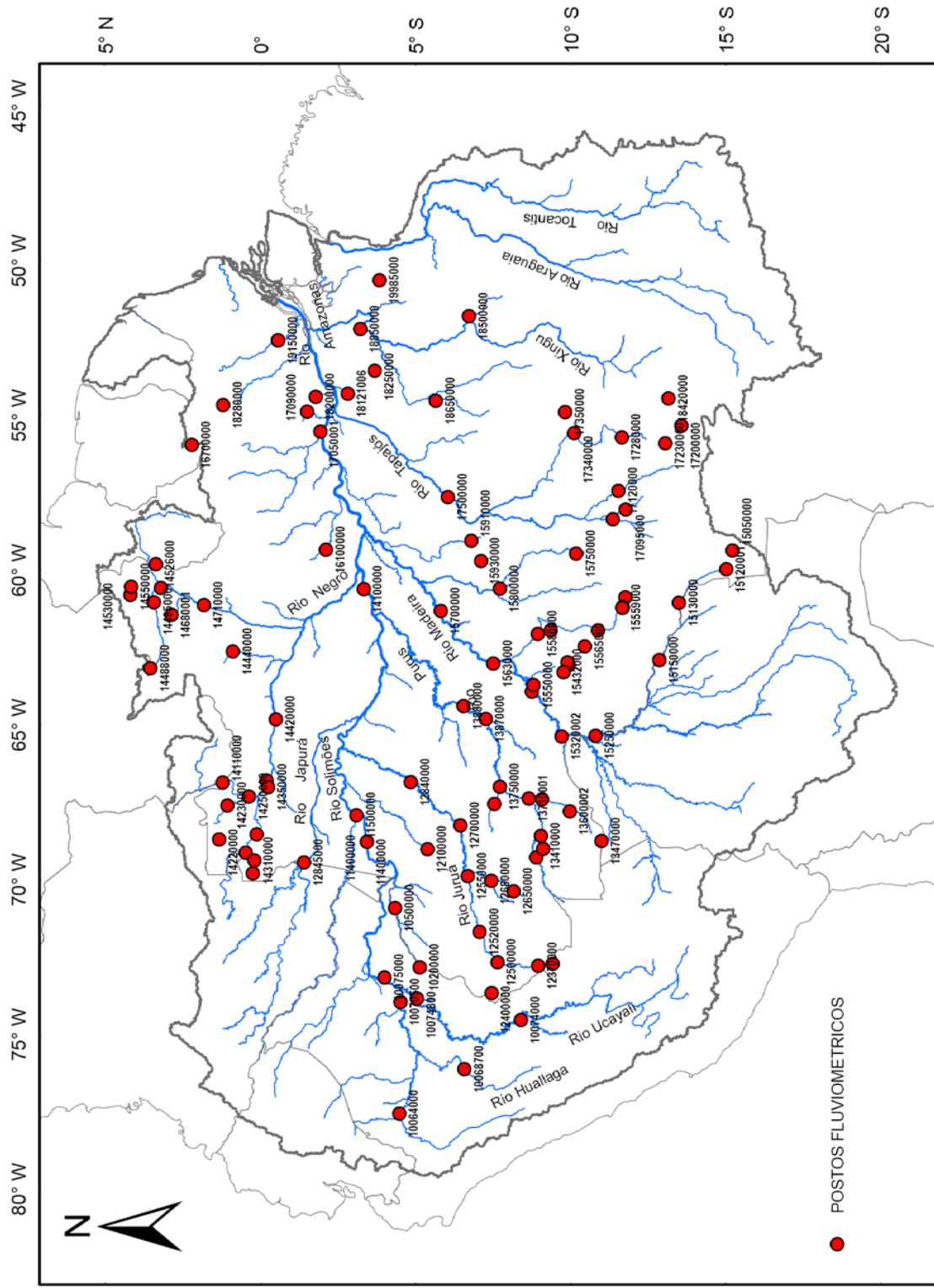


Figura 5.42 Localização dos postos fluviométricos da bacia Amazonas

Tabela 5.5 (1) Resumo dos coeficientes de avaliação para diferentes períodos de comparação sobre a bacia do rio Amazonas

Estação	Codigo	Drenagem (km ²)	COMPARAÇÃO 1			COMPARAÇÃO 2			COMPARAÇÃO 3			COMPARAÇÃO 4		
			NS	NS log	ΔV	NS	NS log	ΔV	NS	NS log	ΔV	NS	NS log	ΔV
Fim - Óbidos-Limnigraf	17050001	5996149	0.64	0.75	0.11	-7.55	-2.29	0.76	ND	ND	ND	0.74	0.82	0.17
Manacapuru	14100000	2219446	0.64	0.58	-0.12	0.10	0.38	0.16	0.98	0.95	0.02	0.18	0.42	0.27
Manicoré	15700000	1154783	0.80	0.87	0.04	-0.56	0.38	0.69	-2.45	-0.05	0.79	0.90	0.93	0.11
Santo Antônio Do Içá	11500000	1143333	0.64	0.65	-0.10	0.43	0.61	0.12	0.94	0.92	0.00	-0.21	0.26	0.35
Humaitá	15630000	1096161	0.91	0.93	-0.04	0.25	0.67	0.43	0.81	0.90	0.17	0.90	0.93	0.11
São Paulo De Olivença	11400000	1016726	0.66	0.67	-0.09	0.39	0.60	0.13	0.91	0.85	-0.01	-0.08	0.37	0.35
Porto Velho	15400000	984108	0.89	0.91	-0.01	-0.29	0.53	0.62	ND	ND	ND	0.88	0.92	0.13
Abunã	15320002	926800	0.88	0.90	-0.03	-2.48	0.09	0.96	ND	ND	ND	0.86	0.90	0.15
Tamshiyacu	10075000	724138	0.75	0.77	-0.09	0.27	0.64	0.22	0.85	0.85	0.01	0.24	0.55	0.30
Guajará-Mirim	15250000	617339	0.85	0.89	0.02	-1.28	0.40	0.85	ND	ND	ND	0.63	0.75	0.33
Altamira	18850000	451457	0.80	0.86	0.06	0.27	0.70	0.43	ND	ND	ND	0.94	0.97	-0.12
Fortaleza	17500000	366322	0.96	0.96	0.01	0.70	0.72	0.26	ND	ND	ND	0.91	0.92	-0.06
San Regis	10070500	364391	0.23	0.11	-0.12	0.14	0.37	0.10	0.08	0.38	0.05	-0.28	0.29	0.35
Requena	10074800	347699	0.83	0.85	-0.04	-0.25	0.56	0.41	0.38	0.55	0.06	0.71	0.80	0.23
Serrinha	14420000	296847	0.62	0.65	-0.09	0.10	0.21	0.16	0.71	0.63	0.08	0.52	0.60	0.19
Pucallpa	10074000	261945	0.70	0.81	-0.23	0.68	0.79	0.19	0.70	0.83	-0.16	0.79	0.91	0.19
Canutama	13880000	237779	0.85	0.91	0.03	-0.80	0.47	0.75	0.12	0.79	0.45	0.94	0.97	0.00
Lábrea	13870000	227638	0.83	0.91	0.07	-0.85	0.52	0.71	0.70	0.93	0.26	0.93	0.97	0.00
Vila Bittencourt	12845000	208755	-0.05	0.13	-0.09	-0.19	0.18	0.05	-0.18	-0.09	0.10	-2.50	-1.36	0.51
Curicuriari	14330000	196745	0.52	0.62	-0.15	0.23	0.43	0.10	0.76	0.80	-0.02	0.46	0.52	0.22
Caracarai	14710000	175002	0.85	0.90	-0.04	0.61	0.74	-0.16	0.72	0.65	-0.20	0.83	0.92	-0.14
Gavião	12840000	165501	0.93	0.94	0.02	-0.26	0.59	0.57	0.43	0.67	0.31	0.67	0.79	0.22
Seringal Fortaleza	13750000	154751	0.89	0.92	0.00	-0.17	0.65	0.57	0.90	0.91	0.10	0.85	0.95	-0.03
Santos Dumont	12700000	145366	0.92	0.93	-0.04	0.13	0.68	0.46	0.67	0.80	0.26	0.67	0.81	0.26
São Felipe	14250000	126067	0.49	0.63	-0.19	0.38	0.48	0.07	0.72	0.76	-0.09	0.74	0.73	0.13

Tabela 5.7 (2) Resumo dos coeficientes de avaliação das calibrações da bacia Amazonas

Estação	Codigo	Drenagem (km ²)			COMPARAÇÃO 1			COMPARAÇÃO 2			COMPARAÇÃO 3			COMPARAÇÃO 4		
		NS	NS log	ΔV	NS	NS log	ΔV	NS	NS log	ΔV	NS	NS log	ΔV	NS	NS log	ΔV
Borja	10064000	-1.17	-2.55	-0.47	-1.00	-2.16	-0.32	-1.64	-2.44	-0.26	0.46	0.74	0.11			
Pedras Negras	15150000	0.25	0.83	0.07	-4.15	0.37	0.93	ND	ND	ND	0.63	0.81	0.36			
Valparaíso - Montante	13710001	0.86	0.84	0.10	0.04	0.63	0.60	0.84	0.90	0.05	0.78	0.94	-0.06			
Eirunepé - Montante	12550000	0.80	0.90	0.10	-1.27	0.54	0.70	-0.26	0.54	0.53	0.54	0.64	0.37			
Cucuí	14110000	0.49	0.65	-0.22	0.50	0.60	0.06	0.63	0.70	-0.11	0.66	0.71	0.08			
Boca Do Guariba	15800000	0.60	0.93	0.20	-1.34	0.74	0.92	0.78	0.96	0.19	0.91	0.91	-0.04			
Chazuta	10068700	0.24	0.33	-0.31	0.29	0.50	-0.02	-0.95	-1.04	-0.28	0.66	0.76	0.18			
Estirão Do Repouso	10500000	0.64	0.70	0.11	0.17	0.73	0.32	-0.78	0.30	0.53	-0.84	0.08	0.77			
Seringal Da Caridade	13410000	0.79	0.84	0.03	0.11	0.62	0.62	0.73	0.85	0.18	0.77	0.93	-0.02			
Tabajara	15580000	0.85	0.91	0.01	-0.05	0.72	0.54	ND	ND	ND	0.91	0.91	-0.02			
Ipixuna	12520000	0.84	0.85	0.00	-0.09	0.63	0.54	0.66	0.69	0.32	0.54	0.59	0.40			
Fontanilhas	17093000	0.86	0.87	-0.01	0.54	0.69	0.07	ND	ND	ND	0.92	0.92	0.00			
Indeco	17340000	0.93	0.96	0.01	0.29	0.72	0.26	ND	ND	ND	0.87	0.92	-0.07			
Pimenteiras	15130000	0.62	0.84	0.06	-1.61	0.35	0.67	ND	ND	ND	0.60	0.74	0.28			
São Francisco	19150000	0.64	0.67	0.01	0.00	0.05	-0.49	0.80	0.74	0.10	0.92	0.97	-0.02			
Envira	12680000	0.71	0.81	0.20	-0.49	0.57	0.73	0.42	0.72	0.44	0.79	0.92	0.20			
Fazenda Passarão	14515000	0.71	0.74	-0.07	0.42	0.44	-0.10	0.36	0.16	-0.27	0.80	0.91	-0.15			
Taraqua	14280001	0.37	0.50	-0.13	0.14	0.47	0.00	0.19	0.10	-0.04	-1.53	-0.54	0.53			
Boa Esperança	18500000	0.67	0.71	-0.03	-0.77	0.40	0.92	ND	ND	ND	0.87	0.93	-0.16			
Uaraçu	14260000	0.43	0.57	-0.12	0.20	0.52	0.03	0.49	0.37	0.00	-1.91	-0.73	0.57			
Cruzeiro Do Sul	12500000	0.71	0.75	-0.09	-0.45	0.42	0.64	0.15	0.21	0.33	0.64	0.69	0.35			
Porto Dos Gauchos	17120000	0.94	0.95	0.00	0.40	0.57	0.25	ND	ND	ND	0.89	0.91	-0.04			
Fazenda Cajupiranga	14495000	0.48	0.15	-0.29	0.35	-0.21	-0.33	-0.53	-2.33	-0.46	0.78	0.90	-0.17			
Cajueiro	18650000	0.70	0.75	-0.01	-0.18	0.37	0.67	ND	ND	ND	0.90	0.91	-0.14			
Florianópolis	13650000	0.68	0.87	0.10	-0.93	0.59	0.96	-0.55	0.59	0.66	0.74	0.94	-0.14			

Tabela 5.7 (3) Resumo dos coeficientes de avaliação das calibrações da bacia Amazonas

Estação	Codigo	Drenagem (km ²)	COMPARAÇÃO 1			COMPARAÇÃO 2			COMPARAÇÃO 3			COMPARAÇÃO 4		
			NS	NS log	ΔV	NS	NS log	ΔV	NS	NS log	ΔV	NS	NS log	ΔV
Cachoeirão	17280000	35189	0.91	0.96	-0.03	0.78	0.85	0.06	ND	ND	ND	0.85	0.91	-0.08
Manoel Urbano	13180000	33603	0.52	0.72	-0.03	-0.28	0.48	0.57	0.06	0.44	-0.20	0.82	0.93	0.02
Jiparaná	15560000	33378	0.79	0.91	0.05	0.27	0.73	0.46	ND	ND	ND	0.85	0.93	0.08
Fazenda Tombador	17095000	26664	0.89	0.91	0.00	0.04	0.33	0.24	ND	ND	ND	0.91	0.92	-0.01
Fazenda Borangaba	13740000	25300	0.70	0.87	0.01	-0.61	0.70	0.61	0.70	0.87	0.27	0.88	0.95	0.01
Rio Branco	13600002	23659	0.79	0.90	0.05	0.39	0.79	0.39	0.59	0.88	0.07	0.64	0.91	-0.20
Missão Içana	14230000	23386	0.18	0.30	-0.26	0.43	0.58	-0.04	0.64	0.70	-0.12	0.51	0.54	0.27
Mato Grosso	15120001	23015	0.66	0.72	-0.02	0.41	0.30	0.45	ND	ND	ND	0.01	0.49	0.39
Cachoeira Morena	16100000	22874	-1.56	-5.36	-0.17	-2.27	-4.43	-0.04	-1.95	-8.39	-0.53	0.46	0.88	0.36
Boca Do Inferno	17090000	20158	-0.08	0.41	1.01	-0.01	0.55	0.51	-0.45	0.58	0.96	0.68	0.92	0.21
Posto Ajuricaba	14440000	18537	0.55	0.58	-0.10	0.12	0.20	-0.15	-0.10	-1.27	-0.43	0.74	0.92	0.03
Feijó	12650000	18383	0.64	0.74	-0.02	-0.04	0.61	0.50	0.60	0.77	0.10	0.79	0.92	0.16
Santarem Sucunduri	15910000	18199	0.48	0.38	0.42	-0.98	-0.03	1.27	0.30	0.45	0.60	0.88	0.86	0.01
Palmeiras Do Javari	10200000	17719	0.52	0.58	0.02	0.25	0.65	0.30	-0.56	0.25	0.48	-1.86	-0.42	0.93
Uaiças	14488000	17107	-0.14	-1.42	-0.46	-0.34	-2.54	-0.42	-1.55	-6.84	-0.59	0.70	0.82	-0.27
Barragem - Conj.4	18121006	16944	-15.10	-2.20	1.77	ND	ND	ND	ND	ND	ND	0.93	0.97	-0.02
Sítio Bela Vista	15559000	16746	0.76	0.88	0.04	0.41	0.73	0.34	ND	ND	ND	0.79	0.90	0.12
Bom Fim	14526000	16415	0.77	0.91	-0.02	0.65	0.90	-0.17	0.19	0.87	0.24	0.61	0.93	0.11
Humboldt	15750000	15652	0.80	0.93	0.03	-0.19	0.73	0.53	ND	ND	ND	0.85	0.82	-0.06
Taumaturgo	12370000	14841	0.47	0.76	-0.31	0.47	0.62	0.27	0.57	0.77	-0.20	0.72	0.84	0.21
Jusante Da Cachoeira Dc	14350000	13901	0.54	0.54	0.00	-0.36	-0.11	0.31	0.45	0.41	0.26	0.30	0.56	0.24
Fé E Esperança	14680001	13390	0.63	0.82	-0.01	0.41	0.66	-0.05	0.43	0.47	-0.20	0.76	0.78	-0.14
Santa Isabel	15550000	13238	0.88	0.92	0.01	-0.51	0.62	0.76	ND	ND	ND	0.85	0.89	-0.07
Acari Br-230	15930000	11726	-0.60	-0.09	0.73	-4.69	-0.60	2.28	-2.56	-0.36	1.38	0.77	0.90	0.09
Porto Roncador	17200000	11494	0.86	0.95	-0.01	0.71	0.89	0.19	ND	ND	ND	0.80	0.90	-0.16

Tabela 5.7 (4) Resumo dos coeficientes de avaliação das calibrações da bacia Amazonas

Estação	Codigo	Drenagem (km ²)	COMPARAÇÃO 1			COMPARAÇÃO 2			COMPARAÇÃO 3			COMPARAÇÃO 4		
			NS	NS log	ΔV	NS	NS log	ΔV	NS	NS log	ΔV	NS	NS log	ΔV
Colocação Caxias	12100000	11402	0.77	0.90	0.04	-0.18	0.75	0.55	0.48	0.81	0.33	0.69	0.87	0.23
Pimenta Bueno	15558000	10178	0.79	0.87	0.03	0.43	0.75	0.30	ND	ND	ND	0.81	0.90	0.13
Ariquemes	15430000	8232	0.83	0.94	0.00	-0.80	0.83	0.68	ND	ND	ND	0.80	0.89	-0.23
Brasília	13470000	8231	0.46	0.75	-0.16	0.40	0.58	0.36	0.50	0.76	-0.14	0.62	0.85	-0.29
Foz Do Breu	12360000	8149	0.49	0.69	-0.12	0.27	0.44	0.75	0.52	0.65	0.24	0.75	0.86	0.17
Apalai	18280000	7943	0.37	0.51	-0.20	-0.32	-0.85	-0.59	0.20	-0.59	-0.24	0.41	0.87	0.24
Pacajás	19985000	7538	-0.32	0.43	0.86	0.21	0.58	0.52	-0.31	0.52	0.80	0.82	0.92	0.14
Lucas Do Rio Verde	17230000	6652	0.89	0.91	-0.01	-0.26	0.63	0.21	ND	ND	ND	0.81	0.84	-0.07
Maloca Do Contão	14550000	6461	0.53	0.79	0.03	0.35	0.58	-0.35	0.43	0.67	-0.13	0.44	0.67	-0.27
Seringal Guarany	13405000	6215	0.69	0.61	0.00	0.49	0.53	0.51	0.64	0.63	0.04	0.67	0.93	0.01
Ponte Comemoração	15552700	6046	0.70	0.85	-0.05	0.63	0.80	0.20	ND	ND	ND	0.75	0.89	0.10
Piratiniga	15575000	5517	0.72	0.69	0.07	-1.91	0.31	0.90	ND	ND	ND	0.84	0.83	-0.09
Fazenda Flor Do Campo	15552600	4962	0.53	0.70	-0.02	-0.24	0.37	0.40	ND	ND	ND	0.73	0.87	0.13
Jaru	15565000	4560	0.66	0.71	0.11	-0.84	0.64	0.84	ND	ND	ND	0.83	0.87	-0.17
Cunuri	14310000	4523	0.29	0.41	-0.15	0.30	0.42	0.03	0.60	0.64	0.02	-0.92	-0.01	0.52
Iratapuru	19100000	4506	0.13	0.01	0.47	0.15	0.29	-0.19	0.15	0.07	0.42	0.90	0.94	0.05
Fazenda Itaguaçu	18420000	4453	-1.20	-45.52	-0.63	-0.54	-3.00	-0.34	-35.75	-180.53	-0.81	0.89	0.92	-0.20
Louro Poço	14220000	4427	-0.27	-0.19	-0.16	-0.49	0.00	0.04	ND	ND	ND	0.52	0.56	0.31
Uruará	18250000	3847	-1.84	-0.06	1.47	-0.89	0.21	1.06	ND	ND	ND	0.85	0.97	0.02
Vila Surumu	14530000	3354	0.35	0.62	0.03	0.34	0.61	-0.36	0.15	0.26	-0.23	0.57	0.59	-0.34
Pontes E Lacerda	15050000	3163	0.67	0.73	0.01	-0.81	-0.43	0.45	ND	ND	ND	0.36	0.47	0.23
Pari Cachoeira	14300000	2647	0.06	0.03	0.24	-0.63	-0.50	0.44	-2.07	-0.86	0.73	-0.73	-0.06	0.51
Serra Do Moa	12400000	2340	-0.52	0.03	0.61	-3.94	-1.01	1.77	-2.19	-1.60	1.39	0.03	0.32	0.62
Tirios	16700000	2066	-0.73	0.25	0.67	0.02	0.21	0.02	-5.95	-0.02	1.47	-0.49	0.78	0.42
Fazenda Rio Branco	15431000	1208	0.49	0.80	0.32	-2.15	0.65	1.07	ND	ND	ND	0.71	0.90	-0.16
Cachimbo	17350000	1166	0.78	0.79	0.05	0.64	0.53	0.41	ND	ND	ND	0.87	0.92	-0.12
Mineração Ponte Massan	15432000	1014	0.82	0.86	-0.01	0.12	0.76	0.58	ND	ND	ND	0.82	0.92	-0.09

CAPITULO 6

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Neste trabalho foram avaliadas estimativas de chuva derivadas de técnicas de Sensoramento Remoto. Estas estimativas são dados de entrada das simulações hidrológicas realizadas com modelo MGB-IPH para o cálculo de vazões a nível diário em duas bacias consideradas. Assim, foram utilizados os produtos de estimativa de satélite: 3B42 e CMORPH aplicados sobre a bacia do rio Huallaga e os produtos 3B42, 3B42RT e CMORPH aplicados sobre a bacia do rio Amazonas.

Os resultados indicaram que as estimativas de chuva por satélite parecem subestimar as precipitações na bacia do rio Huallaga. Isto é, de acordo com uma análise preliminar, entre a chuva média estimada de satélite e média de pluviômetros (após da interpolação), os produtos 3B42 e CMORPH subestimam os resultados de chuva média diária, mensal e anual. Na análise do cálculo de chuva média sazonal, o CMORPH fornece melhores resultados para épocas úmidas.

As vazões calculadas com as fontes de chuva de satélite conseguiram simular os regimes secos e úmidos adequadamente sobre a bacia do rio Huallaga. Embora, existem tendências de subestimativas com estas fontes. A simulação com o produto 3B42 não conseguiu ajustar as vazões máximas observadas, subestimando em todo o período da simulação. O produto CMORPH conseguiu ajustar melhor as vazões máximas observadas, obtendo melhor desempenho comparado com o produto 3B42. A fonte de chuva com MISTO (correção de CMORPH com pluviômetros) foi o produto que apresentou melhor desempenho de todos os produtos testados.

A simulação chuva-vazão com dados de chuva dos pluviômetros na bacia do rio Huallaga exigiu que o modelo MGB-IPH fosse calibrado com valores de parâmetros extremos, como

forma de compensar a subestimativa de chuva. Mesmo assim, os resultados mostram erros de volume, sugerindo que a chuva estimada pelos pluviômetros é uma subestimativa da chuva real que ocorre na bacia. Portanto, embora a estimativa de chuva média na bacia, baseada em dados de pluviômetros seja maior do que as estimativas de fontes de sensoriamento remoto, é provável que esta esteja subestimada. Desta forma, os erros nas estimativas baseadas em dados de satélite são ainda mais graves. O produto CMORPH e o MISTO (correção de pluviômetro com CMORPH) deram melhores coeficientes de avaliação tanto para vazões máximas e mínimas com menores variações dos volumes.

Diversos produtos de satélite estão baseados na estimativa de chuva a partir de bandas espectrais do infravermelho, estes utilizam limites de temperatura de topo das nuvens para discriminar nuvens chuvosas e não chuvosas. Estes limites pelo geral são tão baixos para nuvens orográficas sobre regiões montanhosas tropicais, resultando em uma subestimação. Um desses produtos de satélite é o 3B42 derivado do TMPA do satélite TRMM. No caso do produto CMORPH, a fonte de cálculo para a estimativa de chuva é a banda espectral de microondas, essas circunstâncias poderiam explicar o comportamento destes produtos sobre a bacia do rio Huallaga.

A segunda área de estudo corresponde à bacia Amazonas, caracterizada por ter uma grande variabilidade climatológica com diferentes altitudes, regimes hidrológicos e pobre distribuição de postos pluviométricos. O produto CMORPH estimou maiores chuvas nas regiões oeste da bacia Amazonas e leste dos Andes, indicando a existência de regiões úmidas e superúmidas com forte variabilidade espacial influenciado pelo regime de chuvas regionais. O produto 3B42 estima mais chuva na área do litoral com influência da área de convergência intertropical. O produto 3B42RT estima valores de chuva anual entre os valores obtidos com CMORPH e 3B42RT.

Para a simulação na bacia do rio Amazonas foram considerados os produtos de estimativa de chuva por satélite 3B42, 3B42RT e CMORPH. Os parâmetros utilizados foram obtidos pela calibração do modelo MGB-IPH como o produto 3B42 para o período de 1998-2005, feito pelo projeto MMH. Com esses parâmetros calibrados, procederam-se às simulações com séries estendidas de chuva até o ano 2009 para os produtos mencionados.

Os resultados dos coeficientes de avaliação entre os produtos de satélite versus as vazões observadas mostraram que o produto 3B42 fornece um melhor ajuste das vazões máximas nas

estações ao centro-sul do Brasil, nos rios de Juruá, Purus, Madeira e Tapajós e nas estações do alto Solimões dentro do Peru como Requena, Pucallpa e Tamshiyacu. Com produto CMORPH, obtêm-se valores bem baixos, conseguindo-se apenas algumas melhoras nas estações dos rios Branco, Tapajós e Ucayali (Sul do Peru). Com o produto 3B42RT, obtêm-se melhores ajustes nas estações sobre os rios Juruá, Purus, Madeira e sobre a rede principal do rio Solimões.

Os piores resultados dos coeficientes de avaliação, entre os produtos de satélites versus vazões observadas foram encontradas em estações pertencentes às bacias com nascentes do rio Amazonas, localizadas no Peru. Neste setor a topografia é variável e complexa com eventos chuvosos orográficos e convectivos. Por exemplo, têm-se as vazões subestimadas calculadas nas estações de Borja (10064000) e Chazuta (10068700). Outra região com estações fluviométricas que apresentam piores resultados dos coeficientes de avaliação correspondem ao lado noroeste da bacia (limite internacional entre Peru, Brasil e a Colômbia), sendo essa região caracterizada por intensas chuvas.

Quando os coeficientes de avaliação entre as vazões calculadas com os produtos 3B42RT e 3B42, mostraram que tem qualidade comparável. Forneceram melhores coeficientes para as vazões máximas nas bacias localizadas no centro, sul e oeste da bacia do rio Amazonas nos rios Juruá, Purus, Madeira, e no Peru na estação Pucallpa sobre o rio Ucayali.

Dependendo das aplicações é possível a utilização destes produtos de satélite, para estudos climatológicos, tem sentido utilizar todos os dados disponíveis incluindo medidas diretas e indiretas, nesse caso é válido escalas maiores em meses ou anos. Para os sistemas simples de produção e controle agrícola não é necessário ter estimativas a tempo real com refinadas resoluções temporais. Não obstante, para propósitos de previsão de cheias são necessárias estimativas de precipitação de alta resolução temporal. Após dos resultados apresentados neste trabalho, e pese que os produtos de satélite obtiveram bom desempenho em algumas regiões estudadas, não se pode afirmar que possam substituir às estações de medição convencional. Uma melhor opção é combiná-las com fonte de chuva convencional através de esquemas de correção.

As principais recomendações são:

- Recomenda-se aos órgãos gestores do Peru (SENAMHI) que sejam colocados postos pluviométricos na bacia do rio Huallaga, na parte oeste da bacia, que está totalmente descoberta.
- Recomenda-se seguir com as avaliações em bacias que não foram consideradas neste trabalho, por exemplo, para bacias localizadas na Colômbia, Equador e Bolívia. Além, de simular as bacias do Tocantins e Araguaia com os três produtos considerados neste trabalho. Assim dessa maneira, seria possível completar as avaliações das estimativas de chuva por satélite em toda a bacia do rio Amazonas.
- Recomenda-se também efetuar a calibração de parâmetros do modelo MGB-IPH nas regiões avaliadas neste trabalho na bacia do rio Amazonas com o produto CMORPH, para obter-se melhores ajustes de vazões calculadas.
- Recomenda-se seguir com as avaliações dos diversos produtos de estimativa de chuva global que possuem escalas temporais e espacial adequadas para simulação hidrológica, por exemplo, o HIDROESTIMADOR e o PERSIANN, que são recomendados por *International Precipitation Working Group (IPWG)*.
- Recomenda-se também aprofundar as análises através, por exemplo, da elaboração de tabelas de contingência para distinguir os tipos de erros presentes nos dados como acerto de chuva, acerto de estiagem, falha e falso alarme.
- Finalmente, recomenda-se utilizar técnicas de correção das estimativas de chuva por satélite com estações pluviométricas. Existem várias metodologias, uma delas é proposta por Vila et al. (2009) ou Aghakouchak et al. (2009). Estas correções poderiam ser avaliadas em modelos hidrológicos usando estimativas de chuva como o 3B42RT e CMORPH para as bacias do Peru ou bacias ano norte da bacia do rio Amazonas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADLER, R.F.; NEGRI, A.J. 1998. A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *Journal of Applied Meteorology*, 27, p. 30-51.
- AGHAKOUCHAK, A.; NASROLLAHI, N.; HABIB, E. 2009. Accounting for uncertainties of the TRMM satellite estimates. *Remote Sensing*, Basel, v. 1, n. 3, p. 606-619.
- ANA (Agência Nacional da Águas). Disponível em <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Acesso em Outubro de 2010.
- ARAÚJO, A.N. 2006. *Simulação hidrológica com o uso de chuva estimada por satélite*. 163 f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2006.
- ARAÚJO, A.N.; GUETTER, A.K. 2007. Validação da chuva estimada por satélite "CMORPH" na modelagem hidrológica do Alto Iguaçu. RBRH: *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 12, n. 3, jul./set., p. 189-198.
- ARKIN, P.A.; MEISNER, B.N. 1987. The relationship between large scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-1984. *Monthly Weather Review*, 115, p. 51-74.
- BEHRANGI, A.; KHAKBAZ, B., CHUN, T. J., AGHAKOUCHAK, A., HSU, K., SOROOSHIAN, S. 2010. Hydrologic evaluation of satellite precipitation products over a mid-size basin. *Journal of Hydrologic*, v. 397, p. 225-237.
- BEIGHLEY, R. E.; RAY, R. L.; HE, Y.; LEE, H.; SCHALLER, L.; ANDREADIS, K. M.; DURAND, M.; ALSDORF, D. E. and SHUM, C. K. 2011. Comparing satellite derived precipitation datasets using the Hillslope River Routing (HRR) model in the Congo River Basin. *Hydrological Processes*, v.25: n/a. doi: 10.1002/hyp.8045
- BENETI, C.; CALVETTI, L.; PEREIRA F.; PSHEIDT, I. 2006. Avaliação das Estimativas de Precipitação por Satélite utilizando dados de superfície e Radar Meteorológico: Verificação Preliminar no Paraná. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis.
- CAMPBELL, J.B., 2007. *Introduction to Remote Sensing*. 4ta. ed. The Guilford Press. 625 p.
- CARPENTER, T.M., GEORGAKAKOS, K.P. 2001. Distributed hydrological modeling using radar precipitation. In: MANFRED, O. (Ed.). *Remote Sensing and Hydrology 2000*. IAHS Publication, v. 267, p. 558-562.
- CENTENO, J.A.S. 2004. Sensoriamento remoto e processamento de imagens digitais. Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, Curitiba.

CHIPPONELLI, L. I. P., HEIL, M. C., ZENAIDA, F. L., FREITAS, L.M.D., SEDIYAMA, G. C., FALCO, F. P. 2009. Comparação de Produtos de precipitação para a América do Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 24, n. 4, p. 461-472.

COLLISCHONN, B. 2006. *Uso de precipitação estimada pelo satélite TRMM em modelo hidrológico distribuído*. 174 f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

COLLISCHONN, B.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C.E.M. 2008. Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 360, n. 1/4, p. 207-216.

COLLISCHONN, W. 2001. *Simulação hidrológica de grandes bacias*. 250 f. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

COLLISCHONN, W. ; TUCCI, C. E. M. 2001. Simulação hidrológica de grandes bacias. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 6, n. 2, p. 95-118

COLLISCHONN, W., ALLASIA, D., SILVA, B., TUCCI, C., 2007a. The MGBIPH model for large-scale rainfall–runoff modeling. *Hydrological Sciences Journal*. v. 52 (5), p. 878–895.

CONTI, G. N. 2002. Estimativa da precipitação através de técnicas de sensoriamento remoto: Estudo de caso para o estado do Rio Grande do Sul. Dissertação (Mestrado)- Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006

COSTA, M. H., FOLEY J. A. 1998. A comparison of precipitation datasets for the Amazon basin. *Geophysical Research Letters*, vol. 25, n. 2, p. 155-158

CPC-NOAA (Climate Prediction Center – National Oceanic and Atmospheric Administration). CMORPH Precipitation Validation Page. Disponível em <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph_description.html>. Acesso em 2010.

DINKU, T.; CONNOR, S.J.; CECCATO, P. 2010. Comparison of CMORPH and TRMM-3B42 over mountainous regions of Africa and South America. In: GEBREMICHAEL, M.; HOSSAIN, F. (Ed.). *Satellite rainfall applications for surface hydrology*. Dordrecht: Springer. p. 193-204.

DINKU, T.; RUIZ, F., CONNOR, S. J., CECCATO, P. 2010. Validation and Intercomparison of Satellite Rainfall Estimates over Colombia. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 49, p. 1004–1014.

EBERT, E.E.; JANOWIAK, J.E.; KIDD, C. 2007. Comparison of near-real-time Precipitation estimates from satellite observations and numerical models. *American Meteorological Society*, DOI:10.1175/BAMS-88-1-47, p. 47,64.

ESPINOZA VILLAR, J.C. 2009. *Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie du bassin amazonien*. Thèse (Doctorat) – Université Pierre et Marie Curie, Paris, France & Universidad Nacional Agraria de La Molina, Lima, Peru.

EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuaria). Disponível em <<http://www.sat.cnpm.embrapa.br/conteudo/noaa.htm>>. Acesso em 2011.

FASHÉ, O. e ROJAS, J. 2005. Procesamiento de imágenes infrarrojas GOES-8 para la estimación de la tasa de lluvia diaria sobre Perú. *Revista de Investigación de Física*, v 8, n. 2, pp. 5-8.

FASHÉ, O. e ROJAS, J. 2005. Estimación de lluvias mensuales durante el evento El Niño débil a moderado. *Revista de Investigación de Física*, v 8, n. 2, pp. 60-66.

FEIDAS, H. 2010. Validation of satellite rainfall products over Greece. *Theoretical and Applied Climatology*, New York, v. 99, n. 1/2, p.193-216.

FILHO, A. J. P.; CARBONE, R. E.; JANOWIAK, J. E.; ARKIN, PHILLIP; JOYCE, R.; HALLAK, R.; RAMOS, C. G. M. 2010. Satellite rainfall estimates over south America-Possible applicability to the water management of large watersheds. *Journal of the American Water Resources Association*. v. 46. n 2. pp 344-360

FITZJARRALD, D. R., R. K. Sakai, O. L. L. Moraes, R. Cosme de Oliveira, O. C. Acevedo, M. J. Czikowsky, and T. Beldini. 2008. Spatial and temporal rainfall variability near the Amazon-Tapajós confluence, *J. Geophys. Res.*, 113, G00B11, doi:10.1029/2007JG000596.

GONÇALVES, L. G.; SHUTTLEWORTH, W.J.; NIJSSEN, B.; BURKE, E. J.; MARENGO, J. A.; CHOU, S. C.; HOUSER, P. 2006. Evaluation of model-derived and remotely sensed precipitation products for continental South America. *Journal of geophysical Research*. V. 111, D16113, doi:10.1029/2005JD006276.

HARDY, S.; DUGDALE, G.; MILFORD, J.R.; SUTCLIFFE, J.V. 1989. The Use of satellite derived rainfall estimates as inputs to flow prediction in the river Senegal. *New Directions for Surface Water Modeling (Proceedings of the Baltimore Symposium)* IAHS Publ., n. 181.

HARRIS, A.; RAHMAN, S.; HOSSAIN, F.; YARBOROUGH, L.; BAGTZOGLU, C.; EASSON, G. 2007. Satellite-based Flood Modeling Using TRMM-based Rainfall Products. *Sensors* 2007, v. 7, p. 3416-3427.

HSU, K.; SOROOSHIAN, S. 2009. Satellite-based precipitation measuring using PERSIANN system. In: SOROOSHIAN, S.; HSU, K.; COPPOLA, E.; TOMASSETTI, B.; VERDECCHIA, M.; VISCONTI, G. (Ed.). *Hydrological modelling and the water cycle: coupling the atmospheric and hydrological models*. Berlin: Springer, p. 27-48.

HUFFMAN, G.; ADLER, R.; BOLVIN, D.; GU, G.; NELKIN, E.; BOWMAN, K.; HONG, Y.; STOCKER, E.; WOLFF, D. 2007. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, Boston, v. 8, n. 1, Feb., p. 38–55.

HUGHES, D. A. 2006. Comparison of satellite rainfall data with observation from gauging station networks. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 327, n. 3/4, p. 399-410.

IPWG (International Precipitation Working Group) Products and Validation. Disponível em <<http://www.isac.cnr.it/~ipwg/>>. Acesso em agosto de 2010.

JOYCE, R.J.; JANOWIAK, J.E.; ARKIN, P.A.; XIE, P. 2004. CMORPH: a method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of Hydrometeorology*, Boston, v. 5, n. 3, june, p. 487-503.

JOYCE, R.J.; JANOWIAK, J.E.; XIE, P.; ARKIN, P.A. 2007. CPC morphing technique (CMORPH). In: LEVIZZANI, V.; BAVER, P.; TURK, F. (Ed.). *Measuring precipitation from space: EURAINSAT and the future*. Dordrecht: Springer. p. 307-317.

KAMPEL, M. 2007. Principios basicos de Sensoriamento Remoto por satélite. In: Workshop International de Satélites Meteorologicos para Usuarios Sul-Americanos, 2007, Maceió. Apresentação em Power Point.

KIDD, C. 2001. Satellite rainfall climatology: a review. *International Journal of Climatology*, Chichester, v. 21, n. 9, p. 1041-1066.

KILLEEN, T.; DOUGLAS, M.; CONSIGLIO, T.; JORGENSEN, P.; MEJIA, J. 2007. Dry spots and wet spots in the Andean hotspot. *Journal of Biogeography*, Oxford, v. 34, n. 8, p. 1357-1373.

KUMMEROW, C.; SIMPSON, J.; THIELE, O.; BARNES, W., CHANG, A.T.C.; STOCKER, E., ADLER, R. F.; HOU, A.; KAKAR, R.; WENTZ, F.; ASHCROFT, P.; KOZU, T. ; HONG, Y.; OKAMOTO, K.; IGUCHI, T.; KUROIWA, H.; IM, E.; HADDAD, Z.; HUFFMAN, G.; FERRIER B.; OLSON, W.S.; ZIPSER, E.; SMITH, E. A.; WILHEIT, T.T.; NORTH, G.; KRISHNAMURTI, T.; NAKAMURA, K. 2000. The Status of the Tropical rainfall measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. *Journal of Applied Meteorological*, vol. 39, pp. 1965-1982.

LAVADO CASIMIRO, W.S.; LABAT, D.; GUYOT, J.L.; RONCHAIL, J.; ORDOÑEZ, J.J. 2009. TRMM rainfall data estimation over the Peruvian Amazon-Andes basin and its assimilation into a monthly water balance model. In: NEW APPROACHES TO HYDROLOGICAL PREDICTION IN DATA-SPARSE REGIONS SYMPOSIUM (2009: Hyderabad, India). *New approaches to hydrological prediction in data-sparse regions: proceedings*. Wallingford: IAHS. p. 245-252.

LAVADO CASIMIRO, W.S. 2010. *Modélisation du bilan hydrique à pas de temps mensuel pour l'évaluation de l'impact du changement climatique dans le bassin Amazonien du Pérou*. Thèse (Doctorat) – Université Paul Sabatier, Toulouse III, Université de Toulouse, France.

LEÃO, M. A. S. 2010. *Estimativa dos fluxos de calor a partir de imagens orbitais e aplicação na modelagem hidrológica*. 129 f. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2010.

LEVIN, N. 1999. *Fundamentals of remote sensing: a book compiled using Internet resources*, articles and personal knowledge. 225 p.

LEVIZZANI, V.; AMORATI, R.; MENEGUZZO, F. 2000. A review of satellite-based rainfall estimation methods. Bologna: *Consiglio Nazionale delle Ricerche Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima*. 66 p.

LI LI, HONG, Y., WANG, J., ADLER, ROBERT F., POLICELLI, F.S., HABIB, S., IRWN, D., KORME, T., OKELLO, L. 2009. Evaluation of the real-time TRMM-bases multi-satellite precipitation analysis for an operational flood prediction system in Nzoia basin, lake Victoria, Africa. *Nat. Hazards*. Vol. 50, n.1, p.109-123.

MAIDMENT, D.R. 1993. *Handbook of hydrology*. New York: Ed. McGraw-Hill, 1ª edição, 1424 p.

MEADE, R. H.; RAYOL, J. M.; DA CONCEIÇÃO, S. C.; NATIVIDADE. 1991. Backwater effects in the Amazon river of Brazil. *Environmental Geology and Water Sciences*. V. 18, No. 2, p. 105-114.

NEW, M.; LISTER, D.; HULME, M.; MAKIN, I. 2002. A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Research, Oldendorff/Luhe*, v. 21, p. 1-25.

NASA (National Aeronautics and Space Administration). Disponível em <http://www.nasa.gov/>. Acesso em Dezembro de 2010.

NOAA Satellite and Information Service. Disponível em <http://www.oso.noaa.gov>. Acesso em Dezembro de 2010.

NÓBREGA, R.S.; SOUZA, E. P.; SOUZA F.A.S. 2008. Análise da utilização de dados do satélite TRMM em modelo hidrológico Semdistribuido na bacia do rio Jamari. *Revista Brasileira de Geografia Física. Recife-PE*. V. 01, n. 01, Mai/Ago, 2008, p. 47-61.

PAIVA, R.C.D. 2009. *Modelagem hidrológica e hidrodinâmica de grandes bacias, estudo de caso: bacia do rio Solimões*. 168 f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.

PAIVA, R.C.D.; BUARQUE D. C.; CLARK R. T.; COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D. G. 2010. Reduced Precipitation over large water bodies in the Brazilian Amazon shown from TRMM data. *Geophysical Research letters*, v.38

PAIVA, R.C.D.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C.E.M. 2011. Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach. *Journal of Hydrology*. Submitted.

PAIVA, R. C. D. ; BUARQUE, D. C. ; COLLISCHONN, W. ; SORRIBAS, M. ; ALLASIA, D. ; MENDES, C. A. B. ; TUCCI, C. E. M. ; BONNET, M. P.; 2011. Using TRMM Rainfall Estimates in Hydrologic and Hydrodynamic Modelling of the Amazon Basin. *IAHS-AISH Publication*.

PETTY, G.W. 1995. The status of satellite-based rainfall estimation over land. *Remote Sensing of Environment*, New York, v. 51, p. 125–137.

RIBEIRO NETO, A.; 2006. *Simulação Hidrológica na Amazônia: Rio Madeira*. 195 f. Tese (Doutorado) – Coordenação dos Programas de Pós-Graduação em Engenharia - COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

ROMILLY, T. G. and GEBREMICHAEL, M. 2010. Evaluation of satellite rainfall estimates over Ethiopian river basins. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, v. 7, p. 7669–7694.

RUDOLF, B.; RUBEL, F. 2005. *Global precipitation*. In: HANTEL, M. (Ed.). Observed global climate. Berlin: Springer. p. 11-1-53.

SALDANHA C. B.; PAZ, A. R.; ALLASIA, D.; COLLISCHONN, W.; BARRERA, D. 2007. Avaliação da chuva do Hidroestimador para modelagem hidrológica na Região da Bacia do Rio Grande. In: *XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hidricos, 2007, São Paulo. Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hidrico*.

SATO, 2010. Physical Principles in Active Microwave Radiometry. In: Funcene: Cospar Training and capacity building course on earth observation 2010, Fortaleza-Brasil. Apresentação em Power Point.

SCHEEL, M.L.M.; ROHRER, M.; HUGGEL, C.; SANTOS, D.V.; SILVESTRE, E.; HUFFMAN, G.J. 2010. Evaluation of TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) performance in the Central Andes region and its dependency on spatial and temporal resolution. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, Delft, v. 7, n. 5, p. 8545–8586.

SCHULTZ, G.; ENGMAN, E. T. 2001. Present use and future perspectives of remote sensing in hydrology and water management. In: MANFRED, O. (Ed.). *Remote Sensing and Hydrology 2000*, IAHS Publication, v. 267, p. 545-551.

SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P. L.; LONGO, M.; FITZJARRALD, D. R.; DENNING, A. S. 2004, River breeze circulation in eastern Amazonia: Observations and modeling results, *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 111 – 122.

SOROOSHIAN, S.; HSU, K.; IMAM, B.; HONG, Y. 2008. *Global precipitation estimation from satellite image using artificial neural networks*. In: WHEATER, H.; SOROOSHIAN, S.;

SHARMA, K.D. (Ed.). Hydrological modeling in arid and semi-arid areas. Cambridge: Cambridge University Press. p. 21-28.

STONIS A. A.; TRIANTAFYLLOU G.N.; GEORGAKAKOS K. P. 1996. Hydrological Applications of satellite data 1. Rainfall estimation. *Journal of Geophysical Research*, Greece, vol. 101, n. D21, p. 26161-26538

SU, F.; HONG, Y.; LETTENMAIER, D. 2008. Evaluation of TRMM Multisatellite Analysis (TMPA) and its utility in hydrologic prediction in the La Plata basin. *Journal of Hydrometeorology*, Boston, v. 9, n. 4, Aug., p. 622-640.

TRMM (Tropical Rainfall Mission Mission). Mission Overview. Disponível em <<http://trmm.gsfc.nasa.gov>>. Acesso em outubro de 2010.

TUCCI, C. E. M. 1993. Hidrologia Ciência e Aplicação. Porto Alegre: Editora da Universidade/UFRGS.

TUCCI, C.E.M. 1998. *Modelos hidrológicos*. Porto Alegre: Editora da Universidade/UFRGS. 669 p.

VICENTE, G. A.; SCOFIELD, R. A.; MENZEL, W. P., 1998, The operational GOES infrared rainfall estimation technique. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 79, n. 9, p. 1883-1898.

VICENTE, G. 2002. Real time satellite rainfall estimation over the Amazon region for hydrological applications. In: *INTERNATIONAL CONFERENCE LBA SCIENTIFIC CONFERENCE*, 2., 2002, Manaus. Apresentação em Power Point.

VILA, D.A.; GONÇALVES, L.G.G.; TOLL, D.L.; ROZANTE, J.R. 2009. Statistical evaluation of combined daily gauge observations and rainfall satellite over continental South America. *Journal of Hydrometeorology*, Boston, v. 10, n. 2, Apr., p. 533-543.

WILK, J.; KNIVETON D.; ANDERSSON, L.; LAYBERRY, R.; TODD, M.; HUGHES, D.; RINGROSE, S.; VANDERPOST, C. 2006. Estimating rainfall and water balance over the Okavango River Basin for hydrological applications, *Journal of Hydrology*, vol.331, 18-29.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO). 1994. Guide to Hydrological Practices – Data Acquisition and Processing analysis, forecasting and other applications. WMO-No. 168. 739 p.

XIE, P.; ARKIN, P.A. 1996. Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates and numerical model predictions. *Journal of Climate*, Boston, v. 9, n. 4, Apr., p. 840-858.

APÊNDICE A
Estações Pluviométricas da bacia Huallaga

Idem	Codigo	Nome	Bacia	Latitude	Longitude	Altitude (manm)
1	P_000219	Naranjillo	Huallaga	-5.83	-77.39	890
2	P_152210	Magunchal	Marañon	-5.90	-78.19	680
3	P_152206	Jamalca	Marañon	-5.90	-78.24	1175
4	P_000278	San ramon	Huallaga	-5.95	-76.08	120
5	P_000378	Moyobamba	Huallaga	-6.00	-76.97	860
6	P_000377	Rioja	Huallaga	-6.03	-77.17	880
7	P_153315	Shanusi	Huallaga	-6.07	-76.25	160
8	P_153300	Jepelacio	Huallaga	-6.10	-76.92	1000
9	P_153226	Soritor	Huallaga	-6.14	-77.08	890
10	P_153322	Pelejo	Huallaga	-6.20	-75.80	100
11	P_000375	Chachapoyas	Marañon	-6.20	-77.88	2450
12	P_003317	Pongo de caynarachi	Huallaga	-6.33	-76.30	350
13	P_000386	Navarro	Huallaga	-6.36	-75.78	130
14	P_000322	Tabalosos	Huallaga	-6.41	-76.61	480
15	P_153314	San antonio	Huallaga	-6.42	-76.42	430
16	P_000383	Lamas	Huallaga	-6.42	-76.53	790
17	P_153320	Pucallpa - huimbayoc	Huallaga	-6.46	-75.85	120
18	P_153311	Cuñumbuque	Huallaga	-6.51	-76.51	280
19	P_003308	Alao	Huallaga	-6.53	-76.73	420
20	P_153319	Chazuta	Huallaga	-6.58	-76.08	160
21	P_000310	El porvenir	Huallaga	-6.59	-76.32	230
22	P_000351	Santa cruz	Huallaga	-6.63	-76.63	3700
23	P_000385	Sauce	Huallaga	-6.69	-76.20	580
24	P_153316	Pilluana	Huallaga	-6.78	-76.27	195
25	P_000371	Celendin	Marañon	-6.86	-78.12	2620
26	P_000211	Saposoa	Huallaga	-6.92	-76.78	320
27	P_153313	Picota	Huallaga	-6.95	-76.34	200
28	P_153326	Shamboayacu	Huallaga	-7.00	-76.17	310
29	P_153307	San pablo	Huallaga	-7.08	-76.58	2520
30	P_153312	Nuevo lima	Huallaga	-7.12	-76.47	260
31	P_153331	La encañada	Marañon	-7.12	-78.32	2980
32	P_000384	La union	Huallaga	-7.17	-76.49	240
33	P_153345	Cuzco-biavo	Huallaga	-7.25	-76.49	290
34	P_000370	San marcos	Marañon	-7.32	-78.17	2290
35	P_153225	Dos de mayo (j. Olaya)	Huallaga	-7.41	-76.41	290
36	P_003304	Campanilla	Huallaga	-7.44	-76.68	290
37	P_000373	Cajabamba	Marañon	-7.63	-78.05	2550
38	P_000446	Tananta	Huallaga	-8.10	-76.59	450
39	P_154111	Sihuas	Marañon	-8.57	-77.65	2716
40	P_000474	Aucayacu	Ucayali	-8.60	-75.93	560
41	P_000462	Aguaytia	Ucayali	-9.03	-75.51	270
42	P_000469	Tulumayo	Huallaga	-9.10	-75.90	640
43	P_000453	La divisoria	Huallaga	-9.15	-75.85	1410
44	P_000468	Tingo maria	Huallaga	-9.29	-76.00	691
45	P_000445	Chavin	Marañon	-9.59	-77.18	3210
46	P_000454	Carpish	Huallaga	-9.68	-76.08	1950
47	P_000455	Chaglla	Huallaga	-9.85	-75.92	2800
48	P_000456	Jacas chico	Huallaga	-9.88	-76.50	3538
49	P_000457	Canchan	Huallaga	-9.95	-76.29	2040
50	P_000404	Huanuco	Huallaga	-9.97	-76.24	1960
51	P_000552	San rafael	Huallaga	-10.32	-76.17	2800
52	P_000475	Yanahuanca	Huallaga	-10.49	-76.51	3140
53	P_000593	Cerro de pasco	Ucayali	-10.69	-76.25	4260

APÊNDICE B
Estações Fluviométricas da bacia Amazonas

Id	Código	Estação	Latitude	Longitude	Drenagem (km2)
1	10074000	Pucallpa	-8.39	-74.53	261945.16
2	10068700	Chazuta	-6.57	-76.12	70128.7
3	10064000	Borja	-4.47	-77.55	364390.66
4	10070500	San Regis	-4.51	-73.95	261945.16
5	10074800	Requena	-5.04	-73.84	347698.54
6	10075000	Tamshiyacu	-4.00	-73.16	724138.16
7	12400000	Serra Do Moa	-7.45	-73.66	17719.45
8	10200000	Palmeiras Do Javari	-5.13	-72.83	65579.53
9	10500000	Estirão Do Repouso	-4.34	-70.91	1016726.10
10	11400000	São Paulo De Olivença	-3.42	-68.77	1143333.12
11	11500000	Santo Antônio Do Içá	-3.09	-67.91	11402.46
12	12360000	Foz Do Breu	-9.41	-72.72	8149.2
13	12370000	Taumaturgo	-8.94	-72.78	14841.46
14	12500000	Cruzeiro Do Sul	-7.63	-72.66	2340.06
15	12520000	Ipixuna	-7.06	-71.69	38685.80
16	12550000	Eirunepé - Montante	-6.68	-69.89	58039.29
17	12650000	Feijó	-8.15	-70.37	78084.98
18	12680000	Envira	-7.43	-70.03	18383.25
19	12700000	Santos Dumont	-6.44	-68.25	50815.75
20	12840000	Gavião	-4.84	-66.85	145366.24
21	13180000	Manoel Urbano	-8.89	-69.28	165501.38
22	13405000	Seringal Guarany	-9.11	-68.99	208755.09
23	13410000	Seringal Da Caridade	-9.04	-68.58	33602.93
24	13470000	Brasiléia	-10.99	-68.75	6215.08
25	13600002	Rio Branco	-9.96	-67.79	65082.59
26	13650000	Floriano Peixoto	-9.07	-67.40	8230.91
27	13710001	Valparaíso - Montante	-8.65	-67.38	23658.53
28	13740000	Fazenda Borangaba	-7.54	-67.55	35912.43
29	13750000	Seringal Fortaleza	-7.71	-67.00	106244.8
30	13870000	Lábrea	-7.25	-64.80	25300.17
31	13880000	Canutama	-6.54	-64.39	154750.76
32	12845000	Vila Bittencourt	-1.40	-69.44	227637.61
33	12100000	Colocação Caxias	-5.39	-69.01	237778.50
34	14100000	Manacapuru	-3.32	-60.61	2219445.75
35	14260000	Uaraçu	0.48	-69.13	77753.61
36	14280001	Taraqua	0.13	-68.54	4427.09
37	14300000	Pari Cachoeira	0.25	-69.79	23386.39
38	14310000	Cunuri	0.21	-69.38	126066.96
39	14220000	Louro Poço	1.34	-68.69	41140.44
40	14230000	Missão Içana	1.07	-67.59	45233.57
41	14110000	Cucuí	1.22	-66.85	2647.04
42	14250000	São Felipe	0.37	-67.31	4523.47
43	14330000	Curicuriari	-0.19	-66.80	196745.17
44	14350000	Jusante Da Cachoeira C.	-0.24	-67.01	13901.41
45	14420000	Serrinha	-0.50	-64.81	296847.43
46	14440000	Posto Ajuricaba	0.89	-62.62	18537.45
47	14488000	Uaicas	3.55	-63.17	17106.85
48	14495000	Fazenda Cajupiranga	3.44	-61.04	37167.11
49	14515000	Fazenda Passarão	3.21	-60.57	50483.12
50	14526000	Bom Fim	3.38	-59.80	16415.43
51	14530000	Vila Surumu	4.19	-60.79	3353.65
52	14550000	Maloca Do Contão	4.17	-60.53	6460.62
53	14680001	Fé E Esperança	2.87	-61.43	13390.46

Id	Código	Estação	Latitude	Longitude	Drenagem (km2)
54	14710000	Caracarai	1,82	-61,12	175002,33
55	15050000	Pontes E Lacerda	-15,21	-59,36	3162,93
56	15120001	Mato Grosso	-15,01	-59,96	23014,92
57	15130000	Pimenteiras	-13,49	-61,05	52598,93
58	15150000	Pedras Negras	-12,85	-62,90	108909,79
59	15250000	Guajará-Mirim	-10,79	-65,35	617339,49
60	15320002	Abunã	-9,71	-65,36	926799,77
61	15400000	Porto Velho	-8,75	-63,92	984108,09
62	15552600	Fazenda Flor Do Campo	-11,75	-60,87	8232,22
63	15552700	Ponte Comemoração	-11,67	-61,18	1207,67
64	15558000	Pimenta Bueno	-11,68	-61,19	1013,90
65	15559000	Sítio Bela Vista	-11,65	-61,21	13237,95
66	15560000	Jiparaná	-10,87	-61,94	4962,32
67	15565000	Jaru	-10,44	-62,46	6045,71
68	15575000	Piratininga	-9,35	-61,94	10178,42
69	15580000	Tabajara	-8,93	-62,06	16746,40
70	15430000	Ariquemes	-9,93	-63,06	33377,88
71	15431000	Fazenda Rio Branco	-9,89	-62,98	4559,71
72	15432000	Mineração Ponte M.	-9,76	-63,29	5517,21
73	15550000	Santa Isabel	-8,80	-63,70	61868,47
74	15630000	Humaitá	-7,50	-63,01	1096161,28
75	15700000	Manicoré	-5,81	-61,31	1154783,28
76	15750000	Humboldt	-10,17	-59,46	15652,27
77	15800000	Boca Do Guariba	-7,71	-60,59	71075,72
78	15910000	Santarem Sucunduri	-6,79	-59,04	18199,49
79	15930000	Acari Br-230	-7,10	-59,69	11725,95
80	17093000	Fontanilhas	-11,36	-58,35	22873,64
81	17095000	Fazenda Tombador	-11,76	-58,04	2066,14
82	17120000	Porto Dos Gauchos	-11,53	-57,43	4752769,96
83	17200000	Porto Roncador	-13,56	-55,33	20158,24
84	17230000	Lucas Do Rio Verde	-13,04	-55,90	56191,66
85	17280000	Cachoeirão	-11,64	-55,71	26664,18
86	17340000	Indeco	-10,11	-55,57	37438,47
87	17350000	Cachimbo	-9,82	-54,89	11493,64
88	17500000	Fortaleza	-6,04	-57,64	6652,32
89	18420000	Fazenda Itaguaçu	-13,14	-54,45	35189,2
90	18500000	Boa Esperança	-6,72	-51,79	52730,88
91	18650000	Cajueiro	-5,65	-54,52	1166,16
92	18850000	Altamira	-3,21	-52,21	366322,42
93	17090000	Boca Do Inferno	-1,50	-54,87	328229,4
94	18121006	Barragem - Conj.4	-2,81	-54,29	1675,27
95	18250000	Uruará	-3,68	-53,56	3460,44
96	18280000	Apalai	1,21	-54,66	3850,92
97	19100000	Iratapuru	-0,55	-52,57	374022,68
98	19150000	São Francisco	-0,57	-52,56	388138,54
99	19985000	Pacajás	-3,84	-50,63	703320,39
100	16100000	Cachoeira Morena	-2,11	-59,34	37757,58
101	16700000	Tirios	2,22	-55,95	748141,7
102	17050001	Fim - Óbidos	-1,92	-55,51	768821,14

APÊNDICE C

Parâmetros Fixos e Variáveis do modelo MGB-IPH para a
bacia Huallaga

Parâmetros fixos para a Simulação da bacia Huallaga com o modelo MGB-IPH

Albedo

Uso	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
Floresta inundável	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
Floresta em solo várzea	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
Floresta em cambisolo	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
vegetação em solo raso	0,13	0,13	0,14	0,15	0,16	0,16	0,17	0,17	0,16	0,15	0,14	0,13
Vegetação em solo várzea	0,13	0,13	0,14	0,15	0,16	0,16	0,17	0,17	0,16	0,15	0,14	0,13
Água	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08

IAF (Índice de área foliar)

uso	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
Floresta inundável	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Floresta em solo várzea	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Floresta em cambisolo	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
vegetação em solo raso	3,5	3,2	2,9	2,6	2,3	2	1,7	1,5	1,7	2	2,5	3
Vegetação em solo várzea	3,5	3,2	2,9	2,6	2,3	2	1,7	1,5	1,7	2	2,5	3
Água	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Z (Altura das árvores)

uso	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
Floresta inundável	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Floresta em solo várzea	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Floresta em cambisolo	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
vegetação em solo raso	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Vegetação em solo várzea	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Água	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1

RS (Resistencia superficial)

uso	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
Floresta inundável	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90
Floresta em solo várzea	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90
Floresta em cambisolo	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90
vegetação em solo raso	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
Vegetação em solo várzea	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60

Parâmetros Calibráveis por PLUVIOMETRO (PLU)							
Uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Floresta inundável	30	0,2	5	70	0,3	0	0,1
Floresta em solo várzea	30	50	15	70	0,3	0	0,1
Floresta em cambisolo	30	50	15	70	0,3	0	0,1
vegetação em solo raso	30	0,2	5	40	0,3	0	0,1
Vegetação em solo várzea	30	0,2	5	40	0,3	0	0,1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	15						
CI	100						
CB	500						
QB M3/SKM2	0,03						
Parâmetros Calibráveis por PLUVIOMETRO (3B42)							
Uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Floresta inundável	30	0,6	5	70	0,3	0	0,1
Floresta em solo várzea	30	1,6	15	70	0,3	0	0,1
Floresta em cambisolo	30	1,6	15	70	0,3	0	0,1
vegetação em solo raso	30	0,6	5	40	0,3	0	0,1
Vegetação em solo várzea	30	0,6	5	40	0,3	0	0,1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	15						
CI	100						
CB	500						
QB M3/SKM2	0,03						
Parâmetros Calibráveis por PLUVIOMETRO (CMORPH)							
Uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Floresta inundável	100	1,6	50	70	0,3	0	0,1
Floresta em solo várzea	150	1,6	50	70	0,3	0	0,1
Floresta em cambisolo	80	1,6	50	70	0,3	0	0,1
vegetação em solo raso	50	1,6	50	40	0,3	0	0,1
Vegetação em solo várzea	150	1,6	50	40	0,3	0	0,1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	15						
CI	100						
CB	500						
QB M3/SKM2	0,01						
Parâmetros Calibráveis por PLUVIOMETRO (MISTO)							
Uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Floresta inundável	450	91,2	50	40	0,3	0	0,1
Floresta em solo várzea	450	91,6	100	40	0,3	0	0,1
Floresta em cambisolo	400	91,6	100	40	0,3	0	0,1
vegetação em solo raso	300	91,2	50	30	0,3	0	0,1
Vegetação em solo várzea	300	91,2	50	30	0,3	0	0,1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	15						
CI	100						
CB	500						
QB M3/SKM2	0,03						