



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE**  
**CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS**  
**PROGRAMA DE PÓS- GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**  
**UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**  
**CURSO DE DOUTORADO**

**TESE DE DOUTORADO**

**Ranyére Silva Nóbrega**

**Professores (Orientadores): D.Sc. Francisco de Assis Salviano de Sousa e D.Sc. Enio  
Pereira de Souza**

**TÍTULO:**

**MODELAGEM DE IMPACTOS DO DESMATAMENTO NOS RECURSOS  
HÍDRICOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JAMARI (RO) UTILIZANDO  
DADOS DE SUPERFÍCIE E DO TRMM**

Campina Grande – PB

2008

# **Livros Grátis**

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

**RANYÉRE SILVA NÓBREGA**

**MODELAGEM DE IMPACTOS DO DESMATAMENTO NOS RECURSOS  
HÍDRICOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JAMARI (RO) UTILIZANDO  
DADOS DE SUPERFÍCIE E DO TRMM**

Tese apresentada ao Curso de Doutorado  
em Meteorologia da Universidade  
Federal de Campina Grande, em  
cumprimento às exigências para  
obtenção do grau de doutor.

Orientadores: Prof. D.Sc. Francisco de Assis Salviano de Sousa

Prof. D.Sc. Enio Pereira de Souza

*Dedico este estudo: aos meus pais  
Rudenmére Ribeiro e Maria de Fátima;  
a minha esposa Soraya Nóbrega; as  
minhas filhas Sonally Késia e Raissa  
Luana; a minha irmã Fabíola Nóbrega;  
aos meus sobrinhos Emelly e Gabriel.*



## AGRADECIMENTOS

A jornada foi árdua, tensa e por vezes propícia a desistência. Conciliar atividades profissionais, atividades de pesquisas, família, mudança de cidade e problemas familiares, com o curso de doutorado foi exaustivo. Mas, o resultado gerou este fruto; não de uma conquista pessoal, mas de todos que me ajudaram a chegar até o fim.

Por isso, deixo os meus sinceros agradecimentos:

... a Deus, simplesmente por tudo;

... aos meus pais Rudenmére e Fátima, pelo exemplo dado na superação das adversidades da vida e por todos os demais apoios;

... a minha esposa Soraya, pelo seu companheirismo e compreensão ao longo desta jornada;

... aos orientadores Francisco de Assis S. de Sousa e Enio P. Souza, pela confiança depositada em mim;

... ao CNPq pela bolsa CT-HIDRO no início do trabalho;

... ao Sistema de Proteção da Amazônia, pela infra-estrutura e permissão na execução do trabalho;

... aos professores Enilson P. Cavalcanti, Bernardo B. da Silva, Jaci Maria Bilhalva Saraiva e José Almir Cirilo por participarem da banca examinadora e pelas contribuições;

... a secretária Divanete Cruz, pela presteza no auxílio;

... aos amigos da primeira turma de Doutorado em Meteorologia da UFCG:

Ewerton, Saulo, Juarez, Rafael, Dayse e Janúncio (*em memória*);

... aos amigos Maurício Silva, Tatiane Chechia, Janete Odria (SIPAM CTO/PV), e ao amigo Renato Senna (SIPAM CTO/MN) pela gentileza em auxiliar na execução do trabalho. Aos demais amigos da DMET do SIPAM e aos demais amigos do

SIPAM;

... aos amigos Marcelo Gama e Fábio Adriano da SEDAM pelo apoio e suporte com os dados

das estações meteorológicas do estado de Rondônia;

... ao colega Daniel Guimarães da Embrapa Sorgo e Milho pelos dados da ANA/SIPAM

consistidos;

... ao Bruno Collinschon pelo auxílio com o TRMM;

... aos demais amigos e parentes que contribuíram de forma direta ou indireta

para a realização deste trabalho.

*“A sobrevivência da humanidade dependerá de toda a nossa disposição para compreender de maneira sensível o modo como a natureza funciona para assim respeitar a quem oferece os seus recursos sem cobrar nada mais do que a sua preservação.*

*Texto original de B. Fuller, modificado por Ranyére*

*Nóbrega*

*“A Terra produz o suficiente para as necessidades do homem, mas não o suficiente para a cobiça do homem”*

*Mahatma Ghandi (1869-1948)*

## RESUMO

A abundância de recursos naturais na região Amazônica gera a cultura do desperdício. Esta cultura somada à falta de informações pode trazer grandes transtornos para a população local, vizinha e até global. Neste trabalho é realizado um estudo sobre a relação entre o desmatamento e impactos sobre os recursos hídricos com o intuito de aperfeiçoar os conhecimentos os processos físicos do ciclo hidrológico nestas condições. A metodologia adotada faz uso do modelo hidrológico semi-distribuído SLURP, imagens Landsat, dados de elevação digital da missão SRTM, dados de estações meteorológicas, pluviômetros e precipitação estimada pelo satélite TRMM. A bacia hidrográfica selecionada foi a do rio Jamari, que vem sofrendo grande pressão antrópica, com taxa de desmatamento maior do que a média do estado de Rondônia, e é uma bacia hidrográfica com importância economicamente estratégica, para geração de energia, navegação, entre outras. Foram utilizados três distintos dados de precipitação para verificar a resposta da vazão obtida no modelo em cada um deles. Os cenários de mudança na cobertura/uso do solo simulados foram 100% Floresta, 100% Pastagem, 100% Antropizado, para cenários extremos, e 20% Desmatamento e 30% Desmatamento, para cenários de tendência. A princípio observou-se que o uso de postos pluviométricos em conjunto com estações meteorológicas produziu resultados mais satisfatórios na modelagem. Quanto as simulações de cenários de desmatamento, os resultados indicam que o desmatamento tende a aumentar a vazão e evapotranspiração e diminuir a infiltração no solo, em resposta a modificação na cobertura do solo, alterando as condições atuais do ciclo hidrológico da região. Também foi analisado o uso do algoritmo 3B42 do TRMM como entrada no modelo SLURP na obtenção de vazão como subsidio à falta de postos pluviométricos na região, e comparada a precipitação estimada pelo satélite com dados de superfície. Os resultados indicam que o satélite possui potencial para ser utilizado tanto na estimativa de precipitação quanto para a simulação hidrológica acoplada ao modelo SLURP.

## ABSTRACT

The abundance of natural resources in the Amazon region generates the waste culture. This culture summed to the information lack can bring great upsets for the local population, vicinity and even global. In this work is accomplished a study on the relation between deforestation and impacts in the water resources with objective of improving the knowledges the physical processes of hydrological cycle. The used methodology does use model semi-distributed SLURP, images Landsat, digital data elevation of the mission SRTM, data of meteorological stations, pluviometers and precipitation estimate by the satellite TRMM. The basin watershed selected was the one of the river Jamari, who comes suffering great pressure antropic, with rate of larger deforestation than the state average of Rondônia, and it is a basin with economically strategic importance, for energy generation, navigation, come in another. They were used three distinct data of precipitation to verify the flow answer obtained in the model in each one of them. The change scenaries in land cover/use of the simulated soil were 100% Forest, 100% Pasture, 100% Antorpized, for extreme scenaries, and 20% Deforestation and 30% Deforestation, for tendency scenaries. At first that the gauge precipitarion use was observed together with meteorological stations produce more satisfactory results in the modeling. How much the deforestation scenaries simulations, the results indicate that the deforestation tends to increase the flow and evapotranspiration and to decrease the infiltration in the soil, in response to modification in the soil coverage, changing the current terms of hydrological cycle of the region. It also was analyzed the algorithm use 3B42 of TRMM as input in the model SLURP in the flow obtainment as subsidize to the gauge precipitarion lack in the region, and compared the precipitation estimate by the satellite with data of surface. The results indicate that the satellite owns potential to be used so much in the precipitation estimate as for the hydrological simulation coupled to the model SLURP.

## SUMÁRIO

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO	1
1.1 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA	1
1.2 JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA	4
1.3 OBJETIVOS	6
1.4 ORGANIZAÇÃO DO TEXTO	6
CAPÍTULO 2: CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA DA REGIÃO, DESMATAMENTO E IMPACTOS NO CLIMA	8
2.1 INTRODUÇÃO	8
2.2 CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA DA BACIA HIDROGRÁFICA AMAZÔNICA	8
2.3 CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA DO ESTADO DE RONDÔNIA	14
2.4 MUDANÇAS NA COBERTURA/USO DO SOLO	18
2.5 O DESMATAMENTO NO ESTADO DE RONDÔNIA: PASSADO E PRESENTE	19
2.6.1 Processos físicos do ciclo hidrológico	23
2.6.2 Impactos das mudanças na cobertura do solo no clima da região Amazônica	28
CAPÍTULO 3: MODELAGEM HIDROLÓGICA NA AMAZÔNIA	34
3.1 INTRODUÇÃO	34
3.2 MODELAGEM HIDROLÓGICA	34
3.2.1 Modelos hidrológicos distribuídos e semi-distribuídos	37
3.2.2 Parametrização Topográfica	38
3.3 MODELAGEM HIDROLÓGICA NA AMAZÔNIA	40
CAPÍTULO 4: O MODELO HIDROLÓGICO SLURP	46
4.1 INTRODUÇÃO	46

4.2 TOPAZ (TOPOGRAPHIC PARAMETERIZATION)	46
4.3 SLURPAZ	48
4.4 MODELO HIDROLÓGICO SLURP	49
4.5 APLICAÇÕES DO MODELO SLURP: UMA REVISÃO LITERÁRIA	53
4.6 ESTRUTURA DO MODELO	57
4.6.1 Balanço vertical de água	57
4.6.2 Propagação da rede de drenagem	65
4.6.3 Sensibilidade dos parâmetros no modelo	65
4.6.4 Parâmetros Hidrológicos Utilizados no modelo	67
4.7 MÉTODO DE CALIBRAÇÃO	70
4.8 CRITÉRIOS DE AVALIAÇÃO DAS SIMULAÇÕES	72
CAPÍTULO 5: PREPARAÇÃO DOS DADOS BÁSICOS E ÁREA DE ESTUDO	74
5.1 INTRODUÇÃO	74
5.1 DADOS DE ELEVAÇÃO DIGITAL	74
5.2 TOPAZ E SLURPAZ	76
5.3 CLASSIFICAÇÃO DA COBERTURA E USO DO SOLO	78
5.4 ÁREA DE ESTUDO	80
CAPÍTULO 6: IMPACTOS DO DESMATAMENTO NOS RECURSOS HÍDRICOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JAMARI (RO) UTILIZANDO DADOS DE ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS	83
6.1 INTRODUÇÃO	83
6.2 DADOS METEOROLÓGICOS, FLUVIOMÉTRICOS E PERÍODO DE ESTUDO	84
6.3 CARACTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JAMARI	85

6.4 DISTRIBUIÇÃO DE PRECIPITAÇÃO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JAMARI _____	89
6.5 CALIBRAÇÃO E VERIFICAÇÃO _____	97
6.5.1 Experimento S1 _____	98
6.5.2 Experimento AS1 _____	100
6.6 IMPACTOS DO DESMATAMENTO NA VAZÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JAMARI _____	107
6.6.1 Cenários Extremos _____	109
6.6.2 Cenários Realísticos _____	111
6.6.3 Balanço Hídrico _____	114
6.7 INCERTEZAS NA SIMULAÇÃO _____	119
6.7.1 Erros nas variáveis de entrada _____	119
6.7.2 Erros na estimativa de chuva média na bacia hidrográfica _____	121
6.7.3 Erros na formulação do modelo _____	121
6.7.4 Erros nas parametrizações _____	122
6.7.4 Incertezas dos impactos do desmatamento na precipitação _____	123
CAPÍTULO 7: ANÁLISE DO USO DA ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO DO TRMM NA SIMULAÇÃO DE VAZÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JAMARI _____	126
7.1 INTRODUÇÃO _____	126
7.2 ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO POR SATÉLITE _____	127
7.3 “TROPICAL RAINFALL MEASURING MISSION” – TRMM _____	132
7.3 O ALGORITMO 3B42 _____	139
7.4 PREPARAÇÃO DOS DADOS DO TRMM _____	140
7.5 COMPARAÇÃO ENTRE DADOS DE SUPERFÍCIE E ESTIMADOS PELO TRMM NA BACIA HIDROGRÁFICA DO JAMARI _____	141



7.6 SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JAMARI UTILIZANDO O TRMM _____	145
7.7 CALIBRAÇÃO E VERIFICAÇÃO _____	146
7.8 BALANÇO HÍDRICO _____	150
CAPÍTULO 8: CONCLUSÕES E SUGESTÕES _____	153
8.1 CONCLUSÕES GERAIS _____	153
8.1.1 Obtenção de características fisiográficas em bacia hidrográfica com baixa variabilidade topográfica _____	154
8.1.2 Análise do desempenho com dados de precipitação distintos _____	154
8.1.3 Calibração e verificação _____	155
8.1.4 Cenários extremos _____	155
8.1.5 Cenários de tendência _____	155
8.1.6 Balanço Hídrico _____	156
8.1.7 Utilização dos dados do TRMM no modelo SLURP _____	157
8.1.8 Considerações finais _____	157
8.2 SUGESTÕES E RECOMENDAÇÕES _____	158
8.2.1 Dados de entrada _____	158
8.2.2 Parametrização do modelo _____	159
8.2.3 Previsões de vazão _____	159
8.2.4 Estudos de variabilidade e mudanças climáticas _____	160
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS _____	162
ANEXOS _____	A1
ANEXO A – CONTORNANDO O MODELO SLURP _____	A1
ANEXO B – EXEMPLO “GRADS SCRIPT” – BINÁRIO PARA TXT _____	A3
ANEXO C – Mapa de tipos de solos do Estado de Rondônia (Fonte: SIPAM) _____	A4

## LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1– Localização geográfica da Amazônia Legal Brasileira _____	9
Figura 2.2 – Padrão máximo de precipitação para a Amazônia Legal (Fonte: SIPAM, 2006)_	13
Figura 2.3 – Padrão mínimo de precipitação para a Amazônia Legal (Fonte: SIPAM, 2006)_	14
Figura 2.4 – Localização do estado de Rondônia dentro da América do Sul (em vermelho); contornos amarelos são os estados que fazem parte da Amazônia Legal Brasileira ____	15
Figura 2.5 – Classificação de áreas antropizadas (vermelho) e Áreas Especiais (verde claro) com alteração na cobertura do solo no ano de 2005 (Fonte: Silva e Rodrigues, 2007) _	22
Figura 4.1– Organograma de funcionamento da interface SLURPAZ_____	49
Figura 4.2 – Modelo SLURP aplicado para cada cobertura do solo dentro da sub-bacia. (Fonte: Kite, 2005)_____	51
Figura 4.3 – Balanço de água no modelo SLURP (Fonte: Kite, 2005)_____	52
Figura 4.4 – Relação entre a evapotranspiração real e potencial e umidade no solo em modelos convencionais_____	61
Figura 5.1 – Mapa de elevação digital do Estado de Rondônia com a delimitação da bacia hidrográfica do rio Jamari _____	77
Figura 5.2 – Cenas LANDSAT (em vermelho) utilizadas para a classificação da cobertura/uso do solo _____	79
Figura 5.3 – Mapa de cobertura do solo utilizando as imagens Landsat (resolução de 30 m)_	79
Figura 5.4 – Localização da bacia hidrográfica do rio Jamari (contorno) dentro do Estado de Rondônia_____	81
Figura 6.1 – Localização das estações meteorológicas e pluviométricas na bacia hidrográfica do Rio Jamari_____	85
Figura 6.2 – Contorno da bacia hidrográfica do rio Jamari segundo a ANA (azul) e delimitado	

pelo TOPAZ (vermelho)	86
Figura 6.3 – Delimitações das ASA's na bacia hidrográfica do rio Jamari pelo TOPAZ	87
Figura 6.4 – Rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Jamari extraída com o TOPAZ (lado esquerdo) e segundo a ANA (lado direito)	88
Figura 6.5 – Percentual de cobertura do solo em casa ASA da bacia hidrográfica do rio Jamari	89
Figura 6.6 – Variação sazonal da precipitação média anual nos municípios de: Ariquemes (azul); Cacoal (vermelho); Porto Velho (laranja) e Ji-Paraná (verde)	90
Figura 6.7 – Localização geográfica das estações meteorológicas da SEDAM (laranja) e da ANA/SIPAM (preto) na bacia hidrográfica do rio Jamari e proximidades	91
Figura 6.8 – Correlação entre a precipitação observada na estação de Ariquemes e a precipitação distribuída para a ASA 01 (a), ASA 02 (b), ASA 03 (c), ASA 04 (d) e ASA 05	92
Figura 6.9 – Correlação entre a precipitação observada na estação de Cacoal e a precipitação distribuída para a ASA 01 (a), ASA 02 (b), ASA 03 (c), ASA 04 (d) e ASA 05 (e)	93
Figura 6.10 – Correlação entre a precipitação observada na estação de Ji-Paraná e a precipitação distribuída para a ASA 01 (a), ASA 02 (b), ASA 03 (c), ASA 04 (d) e ASA 05 (e)	94
Figura 6.11 – Correlação entre a precipitação observada na estação de Porto Velho e a precipitação distribuída para a ASA 01 (a), ASA 02 (b), ASA 03 (c), ASA 04 (d) e ASA 05 (e)	95
Figura 6.12 – Hidrogramas de vazões diárias observadas e calculadas na bacia hidrográfica do rio Jamari, em Rondônia, com parâmetros de calibração no experimento S1	99
Figura 6.13 – Hidrograma de vazões médias mensais para o período de 1999 a 2006 observadas e calculadas na bacia hidrográfica do rio Jamari, em Rondônia para o	

experimento S1 (Observada – valores observados; sem calibração – experimento S1 sem calibração; com calibração – experimento AS1)	100
Figura 6.14 – Hidrogramas de vazões diárias observadas e calculadas na bacia hidrográfica do rio Jamari, em Rondônia, com parâmetros de calibração no experimento AS1	102
Figura 6.15 – Hidrograma de vazões médias mensais para o período de verificação observadas e calculadas na bacia hidrográfica do rio Jamari, em Rondônia para o experimento AS1	103
Figura 6.16 – Hidrograma de vazões médias mensais para o período de 1999 a 2006 observadas e calculadas na bacia hidrográfica do rio Jamari, em Rondônia para o experimento AS1 e S1 (Observada – valores observados; Calculada AS1 – experimento AS1; Calculada S1 – experimento)	104
Figura 6.17 – Área desmatada na bacia hidrográfica do rio Jamari durante os anos de 2002 a 2006	108
Figura 6.18 – Distribuição de precipitação categorizada para os Estados de Rondônia, Mato Grosso e Acre durante o período de janeiro a maio de 2008, comparada com a média de 1975 a 2005 (Fonte: SIPAM CTO/PV)	113
Figura 6.19 – Variação sazonal da transpiração (azul) e evaporação (vermelha) média anual na bacia hidrográfica do rio Jamari	116
Figura 6.20 – Evapotranspiração real média mensal calculada pelo modelo SLURP (vermelho), “reanálises” (azul) e Balanço Hídrico Normal pelo método de Thornthwate e Mather (verde)	117
Figura 6.21 – Balanço hídrico em ( $10^2$ mm/ano) para os cenários Padrão, 100%_F (floresta), 100%_P (pastagem), 100%_Ant (antropizada), 20%_Desm (desmatamento), 30%_Desm (desmatamento) para as variáveis ETp (evapotranspiração), E (evaporação), T (transpiração) e Armaz. no solo (armazenamento no solo)	118

Figura 7.1 – Estimativa de precipitação categorizada para o mês de maio de 2008 (Fonte:SIPAM)	132
Figura 7.2 – Padrão máximo de precipitação estimada pelo TRMM para a Amazônia Legal	133
Figura 7.3 – Padrão mínimo de precipitação estimada pelo TRMM para a Amazônia Legal	134
Figura 7.4 – Representação esquemática da aquisição de dados pelo sensor de microondas (TMI, varredura verde), radiômetro (VIRS, varredura amarela) e radar meteorológico (PR, varredura vermelha) do satélite TRMM. Fonte: Collischonn (2006)	136
Figura 7.5 – Pontos com estimativa de precipitação do TRMM sobre a bacia hidrográfica do rio Jamari	142
Figura 7.6 – Pontos com estimativa de precipitação do TRMM sobre a bacia hidrográfica do rio Jamari com contorno de 0,1° de “buffer”	142
Figura 7.7 – Precipitação acumulada (mm) dos experimentos S1, AS1 e TRMM durante o período de 1/1/1999 a 31/12/2006 na bacia hidrográfica do rio Jamari	144
Figura 7.8 – Variação sazonal da precipitação média anual na bacia hidrográfica do rio Jamari para os experimentos S1, AS1 e TRMM	145
Figura 7.9 – Hidrogramas de vazões diárias observadas e calculadas na bacia hidrográfica do rio Jamari, em Rondônia, com parâmetros de calibração no experimento AS1 e TRMM	147
Figura 7.10 – Hidrograma de vazões médias mensais para o período de 1999 a 2006 observadas e calculadas na bacia hidrográfica do rio Jamari, em Rondônia para o experimento TRMM (azul – vazão observada; vermelho – vazão simulada experimento AS1; verde – vazão simulada experimento TRMM)	149
Figura 7.11 – Balanço hídrico em 10 <sup>2</sup> mm/ano para os experimentos AS1 e TRMM para as	

variáveis ETp (evapotranspiração), E (evaporação), T (transpiração) e Armaz. no solo  
(armazenamento no solo)\_\_\_\_\_151

## LISTA DE TABELAS

*T*

Tabela 2.1 – Precipitação média categorizada para Porto Velho	17
Tabela 2.2 – Precipitação média categorizada para Vilhena	17
Tabela 2.3 – Taxas de desmatamento anual – Rondônia e Amazônia Legal	21
Tabela 4.1: Comparação dos métodos de evapotranspiração	59
Tabela 4.3: Valores de NDVI por cobertura do solo (referências)	68
Tabela 4.5: Albedo por tipo de cobertura do solo (referências)	69
Tabela 4.6: Características de armazenamento de água nos solos utilizados no modelo	70
Tabela 6.1 – Área das ASA's da bacia do Rio Jamari (km <sup>2</sup> )	88
Tabela 6.2 – Precipitação média anual	91
Tabela 6.3 – Coeficiente de correlação entre a precipitação da estação meteorológica e a precipitação do SLURP dentro de cada ASA	98
Tabela 6.5 - Valores das vazões médias mensais observadas, calculadas sem calibração, calculadas com calibração e a razão entre as vazões sem calibração e observada e, com calibração e observada para a estação fluviométrica de Santa Isabel na bacia do rio Jamari, em Rondônia, para o período de 1999 a 2006	102
Tabela 6.6 - Valores de estimativas de qualidade de ajuste de hidrogramas calculado e observado para a estação pluviométrica de Santa Isabel na bacia do rio Jamari, em Rondônia para o Experimento AS1 e Experimento A1 (dentro dos parênteses)	103
Tabela 6.7 - Valores das vazões médias mensais observadas, calculadas sem calibração, calculadas com calibração e a razão entre as vazões sem calibração e observada e, com calibração e observada para a estação fluviométrica de Santa Isabel na bacia do rio Jamari,	

em Rondônia, para o período de 1999 a 2006	106
Tabela 6.8 – Área desmatada na bacia do rio Jamari	110
Tabela 6.8 - Valores das vazões médias mensais observadas, calculadas no experimento AS1 e S1, razão entre as vazões do experimento AS1 e observada e, S1 e observada, e diferença entre as vazões do experimento AS1 e observada com as vazões do experimento S1 e observada para a estação fluviométrica de Santa Isabel na bacia do rio Jamari, em Rondônia, para o período de 1999 a 2006	107
Tabela 6.9 – Vazões média, máxima e mínima atual e dos cenários extremos simulados para a bacia do rio Jamari (RO)	113
Tabela 6.10 – Percentuais relativos a precipitação para o balanço hídrico na bacia do rio Jamari (RO) para o cenário atual, cenários extremos e cenários de tendência	119
Tabela 7.1 – Parâmetros do radar de precipitação do TRMM	139
Tabela 7.2 – Parâmetros do sensor TMI do TRMM	140
Tabela 7.3 – Valores de estimativas de qualidade de ajuste de hidrogramas calculado e observado para a estação pluviométrica de Santa Isabel na bacia do rio Jamari, em Rondônia para o Experimento TRMM e Experimento AS1	150



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AB – Alta da Bolívia

APP – Áreas de proteção permanente

ASA – “*Aggregated Simulation Area*”

AVHRR – *Advanced Very High Resolution Radiometer*”

CERES – sensor de energia radiante da superfície terrestre e das nuvens

COLA – “*Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies*”

CPTEC – Centro de Previsão do Tempo e Estudos Clima

CSA – “*Critical source area*”

CTO/PV – Centro Técnico e Operacional de Porto Velho

MDE – Modelo digital de elevação

Embrapa – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

FAO – “*Food and Agriculture Organization of the United Nations*”

GEWEX – “*Global Energy and Water Cycle Experiment*”

GISS – “*Goddard Institute for Space Studies*”

GPI – GOES “*Precipitation Index*”

GPM – “*Global Precipitation Measurement*”

GrADS – “*Grid Analysis data and Display System*”

GRU – *Grouped Response Units*”

HDF – “*Hierarchical Data Format*”

HiBam – Hidrologia e geoquímica da bacia Amazônica

ICSU – *International Council for Science*”

IPH – Instituto de Pesquisas Hidrológicas

ISBA – Interações entre Solo, Biosfera e Atmosfera

ISLSCP – *“International Satellite Land Surface Climatology Project”*

JBN – Jato de Baixos Níveis

JPL – *“Jet Propulsion Laboratory”*

LBA – *“Large Scale Biosphere–Atmosphere Experiment in Amazonia”*

LIA – Linhas de instabilidade da Amazônia

LIS – Sensor para imageamento de relâmpagos

MGB – Modelo hidrológico de grandes bacias

MNT – Modelo numérico de terreno

NCSA – *“National Center for Supercomputing Applications”*

PBL – *“Planetary boundary layer”*

POES – *“Polar Orbiting Environmental Satellites”*

PR – Radar de precipitação

ProAE – Proteção em áreas especiais

PRODES – Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por Satélite

REMAN – Rede de Monitoramento de Eventos Extremos na Amazônia

SCE – *“Shuffled Complex Evolution”*

SEDAM– Secretaria de Desenvolvimento Ambiental do Estado de Rondônia

SIC – *“Simulation of Irrigation Canals”*

SIPAM – Sistema de Proteção da Amazônia

SLURP – *“Semi–distributed Land Use–based Runoff Processes”*

SRTM – *“Shuttle Radar Topography Mission”*

TI – Terras Índigenas

TIROS I – *“Television and InfraRed Observation Satellite”*

TMI – Imageador de microondas

UA – *“University of Arizona”*

UC – Unidades de Conservação

USGS – “*United States Geological Survey*”

UTM – “*Universal Transverse Mercator*”

VIC – “*Variable Infiltration Capacity*”

VIRS – Radiômetro no visível e no infravermelho

WMO – “*World Meteorological Organization*”

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de convergência Intertropical

## LISTA DE SÍMBOLOS

$\Phi$  – Latitude (em graus)

$A_m$  – Elevação (m)

$c_i$  – Fluxo simulado no dia  $i$

D – Número de horas com luz solar dividido por 12

E – Evaporação

ET – Evapotranspiração

CC – Capacidade de campo

I – Interceptação

IAF – Índice de Área Foliar

$Inf_{xviii ax}$  – Máxima infiltração

IR – Valor do pixel na banda 2 (infravermelho; 0,73 – 1,0  $\mu\text{m}$ )

$n$  – Número de dias

NDVI – “*Normalized Difference Vegetation Index*” ou Índice de vegetação por diferença normalizada

P – Precipitação

PERC – Percolação

PM – Ponto de murchamento

PO – Porosidade do solo

$\bar{q}$  – Fluxo médio

$q_i$  – Fluxo observado no dia  $i$ ,

R – Valor do pixel na banda 1 (visível; 0,58 – 0,68  $\mu\text{m}$ )

RG – Fluxo subterrâneo

$R_m$  – Temperatura média diária

$R_{hc}$  – Diferença entre a temperatura média dos meses mais quentes e meses mais frios do ano

$S_1$  – Conteúdo atual do armazenamento rápido

$S_{1,max}$  – Capacidade máxima de armazenamento

$S_2$  – Conteúdo atual do armazenamento lento

T – Temperatura

$T_a$  – Temperatura média do ar

$T_d$  – Temperatura do ponto de orvalho

Tr – Transpiração

$u$  – Fator do vento

$V_m$  – Volume observado da vazão

$V_c$  – Volume computado sobre o período de interesse

# CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

## 1.1 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

A água é elemento fundamental para a vida e seu papel é insubstituível em diversas atividades humanas, além de grande importância no equilíbrio do meio ambiente. É o principal recurso natural, sendo renovável pelos processos físicos do ciclo hidrológico.

O homem sempre procurou entender os fenômenos do ciclo hidrológico e mediar as suas fases, de acordo com os avanços tecnológicos, para um melhor gerenciamento da água. Estima-se que, atualmente, mais de 1 bilhão de pessoas vivem em condições insuficientes de disponibilidade de água para consumo e que, em 25 anos, cerca de 5,5 bilhões de pessoas estarão vivendo em áreas com moderada ou séria falta de água. Quando é analisado o problema de maneira global, observa-se que existe quantidade de água suficiente para o atendimento de toda a população (Setti *et al.*, 2000). Mas a água distribui-se de modo irregular, no tempo e no espaço, em função das condições geográficas, climáticas e meteorológicas.

O Brasil é um exemplo desta distribuição não uniforme, com regiões nas quais os recursos hídricos são abundantes (região Norte, por exemplo) e outras nas quais há escassez destes recursos (região Nordeste, por exemplo). Estima-se que cerca de 70% da água doce do país encontra-se na região amazônica, que é, segundo o Censo Demográfico realizado pelo IBGE no ano de 2000, habitada por menos de 13% da população brasileira. O problema é que a idéia de abundância de água serviu durante muito tempo como suporte à cultura do desperdício; conseqüentemente, sua pouca valorização como recurso, adiamento dos

investimentos necessários à mitigação de seu uso e a preservação do meio ambiente como ponto de equilíbrio deste recurso.

No mesmo contexto de abundância e desperdício, não se pode deixar de falar em desmatamento ao se estudar os processos físicos do ciclo hidrológico na bacia hidrográfica Amazônica. Atualmente, este desmatamento é o principal problema ambiental do Brasil.

O uso de modelos hidrológicos tem se constituído em uma etapa importante em projetos de gerenciamentos de recursos hídricos e em estudos científicos, representando a parcela do ciclo hidrológico que efetua a transformação de precipitação em vazão. Os modelos hidrológicos são ferramentas que pretendem representar de forma realística o complexo sistema de uma bacia hidrográfica na qual as características hidrológicas são resultantes de fatores físicos, vegetativos e climáticos (Romero *et al.*, 2002).

A precipitação é a principal entrada de dados das bacias hidrográficas para a estimativa da vazão utilizando modelos hidrológicos e pode ser obtida diretamente em postos pluviométricos (aqui incluímos pluviômetros e plataforma de coleta de dados – PCD's) ou estimada por sensores remotos, como satélites e/ou radares meteorológicos. De fato, a vazão é um dos principais parâmetros de saída de um modelo hidrológico e que, conseqüentemente, também é influenciada por características geográficas, climáticas e meteorológicas. Infelizmente, a precipitação total de uma bacia hidrográfica pode ser difícil de ser obtida, principalmente por se tratar de uma variável com grande variabilidade espacial e temporal associadas à precipitação coletada em pluviômetros. Medidas precisas de precipitação necessitam de uma densa rede de postos pluviométricos

Em uma região como a Amazônia medir a precipitação acaba tornando-se mais difícil, haja vista a sua grande extensão territorial e áreas de difícil acesso. Os pluviômetros distribuídos sobre uma determinada região coletam informações da precipitação apenas para uma pequena área localizada nas vizinhanças do instrumento. Para um monitoramento

detalhado sobre extensas áreas faz-se necessário uma densa rede de pluviômetros. Além disso, outros problemas podem surgir, como pessoal para coletar os dados, manutenção de equipamentos, problemas de comunicação em estações automáticas, entre outros.

Uma das alternativas para estes problemas é o uso de sensores remotos para estimar a precipitação em uma determinada área de tal forma que é possível obter com maior detalhamento e precisão sua distribuição espacial. Esta alternativa pode ser feita mediante o uso de satélites e radares meteorológicos.

Atualmente há diferentes algoritmos e metodologias para estimativa de precipitação através de imagens baseadas em satélites como o GOES (*“Geostationary Operational Environmental Satellite”*), NOAA (*“National Oceanic and Atmospheric Administration”*), Meteosat e o TRMM (*“Tropical Rainfall Measuring Mission”*). Já a estimativa por radar meteorológico requer um alto investimento para cobrir raio bem menor que os coletados por satélite.

De fato, a utilização de estimativas de precipitação através de sensores remotos pode ser útil em áreas que abrangem desde pesquisas até trabalho operacional, incluindo modelagem hidrometeorológicas, melhorando a distribuição espacial da precipitação em uma bacia.

Na região Amazônica há algum tempo já vem sendo realizados estudos de modelagem hidrometeorológicas (Marengo, 2006), e muitas vezes utilizando dados de modelos climáticos globais (MCG) pelo motivo de não ter informações suficientes na região, principalmente na distribuição da precipitação, e por vezes também são utilizados dados de reanálises do *“National Centers of Environment Prediction / National Center for Atmospheric Research”* (NCEP/NCAR), como em Ribeiro Neto (2006).

As modificações nos processos físicos do ciclo hidrológico relacionadas aos impactos do desmatamento concomitante com o avanço dos sensores, desenvolvimento de



novos algoritmos para estimativa de precipitação por satélite e o desenvolvimento de novos modelos hidrológicos permitem gerar novos conhecimentos a cerca do gerenciamento dos recursos hídricos da região e motivam novos estudos.

## **1.2 JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA**

A importância da Amazônia em diversas áreas de pesquisa demonstra a sua influência sobre o equilíbrio da América do Sul e, a depender da escala utilizada, sobre o planeta. A biodiversidade, a riqueza mineral, a riqueza de recursos hídricos, a captura de carbono, o transporte de energia na atmosfera são exemplos de aspectos importantes da região. Outro fenômeno relevante que ocorre na Amazônia são os fluxos de energia entre solo-vegetação-atmosfera, que interferem na dinâmica do clima e a advecção de umidade para outras regiões vizinhas.

Em todos os fenômenos e questões citadas, a água possui papel central, justificando assim, a busca pelo entendimento dos processos hidrológicos que ocorrem na bacia hidrográfica. É possível utilizar modelos matemáticos para buscar esses objetivos, tendo uma visão mais abrangente, dependendo da escala adotada. Além disso, é importante ressaltar que os fenômenos citados acima estão interligados, constituindo o meio ambiente amazônico.

Quando se trata de recursos hídricos da Amazônia há interesses de pesquisas variadas desenvolvidas por diversos grupos nacionais e internacionais. Esse trabalho vem ser acrescentado a estas pesquisas no sentido de melhorar o entendimento dos processos hidrometeorológicos da bacia hidrográfica.

O estado de Rondônia já possui uma grande área de cobertura vegetal alterada pela modificação da cobertura do solo. Historicamente, ocorreram incentivos fiscais e governamentais para que houvesse ocupação e, com isso, expansão do desenvolvimento. Hoje

a preocupação com as modificações no equilíbrio do ambiente da Amazônia, incluindo Rondônia, se justifica pela crescente pressão exercida nas diversas formas de exploração da região como, por exemplo, a extração da madeira e a expansão agropecuária, a construção de usinas hidroelétricas, exploração de riquezas minerais e biológicas.

No contexto dos recursos hídricos é notório o quanto a precipitação e o escoamento superficial podem produzir um impacto sócio-econômico na população que venha a utilizar tais recursos diretamente e até indiretamente. De fato, os rios da região amazônica são, por muitas vezes, a única forma de transporte para diversas populações locais; além disso, servem para dessedentação humana e animal, irrigação e fonte de alimentos.

A região sofre com advesidades climáticas naturais que aumentam estes impactos em alguns períodos. No entanto, a ação antrópica na região pode tornar os impactos ainda maiores, como por exemplo, o desmatamento e os impactos nos recursos hídricos.

Diante disto, surge a necessidade de se entender o comportamento das componentes do ciclo hidrológico, como por exemplo, a precipitação e o escoamento superficial, para um melhor gerenciamento dos recursos da região.

A partir da metodologia desenvolvida neste trabalho, será possível aplicá-la para outras bacias da região Amazônica, permitindo uma análise dos impactos da modificação na cobertura/uso do solo nos recursos hídricos da Amazônia e também analisar o comportamento do balanço hídrico na região. Além disso, os resultados obtidos podem servir de tomadas de decisões para o gerenciamento de recursos hídricos.

Algumas vantagens podem ser observadas na metodologia empregada, como, por exemplo, o baixo custo operacional e a capacidade de obter cenários do comportamento dos processos citados diante de modificações no meio ambiente e também a utilização de modelagem hidrológica utilizando dados estimados por satélite com escala temporal diária.

### **1.3 OBJETIVOS**

Nesse contexto, o objetivo principal deste trabalho é investigar os impactos que o desmatamento na bacia hidrográfica do rio Jamari gera nos processos físicos do ciclo hidrológicos utilizando modelo hidrológico semi-distribuído e analisar se o uso de estimativa de precipitação por satélite permite suprir a falta de informações de precipitação para a modelagem hidrometeorológica, possibilitando, assim, gerar novos conhecimentos e aperfeiçoar os existentes através da metodologia empregada.

Os objetivos específicos são:

- Avaliar a obtenção de características fisiográficas em bacia hidrográfica com baixa variabilidade topográfica com o modelo SLURP;
- Calibrar e verificar o modelo SLURP para região em estudo;
- Analisar o desempenho do modelo com dados de precipitação distintos;
- Analisar cenários de desmatamento extremos na região;
- Analisar cenários de acordo com a tendência do desmatamento na bacia;
- Analisar o balanço hídrico através do modelo usando dados de superfície;
- Verificar se as estimativas de precipitação do satélite TRMM podem ser usadas como dado de entrada no modelo SLURP;
- Obter o balanço hídrico através do modelo usando dados do TRMM.

### **1.4 ORGANIZAÇÃO DO TEXTO**

O presente Capítulo apresenta uma introdução ao tema discutido no trabalho, bem como, os objetivos do mesmo. No Capítulo 2 são explanadas e discutidas revisões literárias com foco na caracterização climática da Amazônia e de Rondônia, mudanças na

cobertura/uso do solo e os impactos que as alterações podem produzir no clima da região. No Capítulo 3 são discutidos alguns dos avanços da modelagem hidrológica e um histórico da modelagem hidrológica na Amazônia. No Capítulo 4 é apresentada a descrição do modelo SLURP, sua estrutura, bem como breve histórico de referências da utilização do modelo em diversas bacias do mundo e o método de calibração utilizado. No Capítulo 5 é descrita a origem e tratamento dos dados básicos utilizados necessários para a modelagem proposta nos objetivos, bem como a área de estudo do trabalho. No Capítulo 6 é realizada uma aplicação do modelo SLURP para analisar os impactos do desmatamento na bacia hidrográfica Jamari. São utilizados cenários extremos e cenários de tendência. No Capítulo 7 é realizada revisão literária de estimativa de precipitação por satélite, revisão literária do uso do TRMM, descrição do algoritmo 3B42, comparação entre dados de pluviômetro e do TRMM, e aplicação do TRMM acoplado ao modelo SLURP na bacia hidrográfica do rio Jamari (RO). No Capítulo 8 são apresentadas as conclusões e sugestões.

## **CAPÍTULO 2: CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA DA REGIÃO, DESMATAMENTO E IMPACTOS NO CLIMA**

### **2.1 INTRODUÇÃO**

Importantes temas podem ser observados na literatura, motivando o estudo sobre impactos da mudança na cobertura do solo e sua interação com o ciclo hidrológico. Durante este capítulo são explanados e discutidos alguns aspectos importantes desta literatura com foco na caracterização climática da Amazônia e de Rondônia, mudanças na cobertura/uso do solo e os impactos que as alterações podem produzir no clima da região com o intuito de ajudar a compreender onde se insere o presente trabalho.

### **2.2 CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA DA BACIA HIDROGRÁFICA AMAZÔNICA**

A Amazônia está situada numa vasta região na porção norte do continente sul americano. Pode-se chamar de Amazônia toda a região compreendida pela grande bacia hidrográfica do rio Amazonas, a mais extensa bacia hidrográfica do planeta, formada por um complexo de 25.000 km de rios navegáveis distribuídos em cerca de 6.900.000 km<sup>2</sup>, dos quais aproximadamente 3.800.000 km<sup>2</sup> em território brasileiro (Becker, 1991).

A área de drenagem da bacia hidrográfica é de aproximadamente 6.112.000 km<sup>2</sup> e se estende por sete países da América do Sul: Brasil (63%), Peru (17%), Bolívia (11%), Colômbia (5,8%), Equador (2,2%), Venezuela (0,7%) e Guiana (0,3%) (Guyot *et al.*, 1999). A bacia hidrográfica é limitada topograficamente no oeste e sudoeste pela cordilheira dos Andes, no norte pelo escudo das Guianas e no leste e sudeste pelo escudo brasileiro. O rio

Amazonas nasce nos Andes peruano a uma altitude de 4.000 m onde recebe o nome de *Ucayali*. O nome Amazonas passa a ser utilizado a partir da confluência com o rio *Marañon*. Já no território brasileiro o rio passa a ser chamado de Solimões e recebe afluentes que nascem na Colômbia (rios Içá, Japurá e Negro), no Peru (rios Juruá e Purus) e Bolívia (rio Madeira). Após o encontro entre os rios Negro e Solimões em Manaus (AM), volta a ser chamado de Amazonas. Alguns autores estimaram (Ribeiro Neto, 2006) a extensão do rio em aproximadamente 6.868 km, o que o coloca como maior rio do mundo, também em extensão, superando o rio Nilo na África. Recentemente pesquisadores do INPE utilizando dados de satélite e modelo de elevação digital do terreno gerados com radar orbital estimaram a extensão do rio em aproximadamente 6.850 km.

No território brasileiro a Amazônia compreende nove estados, e o estado de Rondônia é um deles, com área de aproximadamente 234.000 km<sup>2</sup> (Figura 2.1).

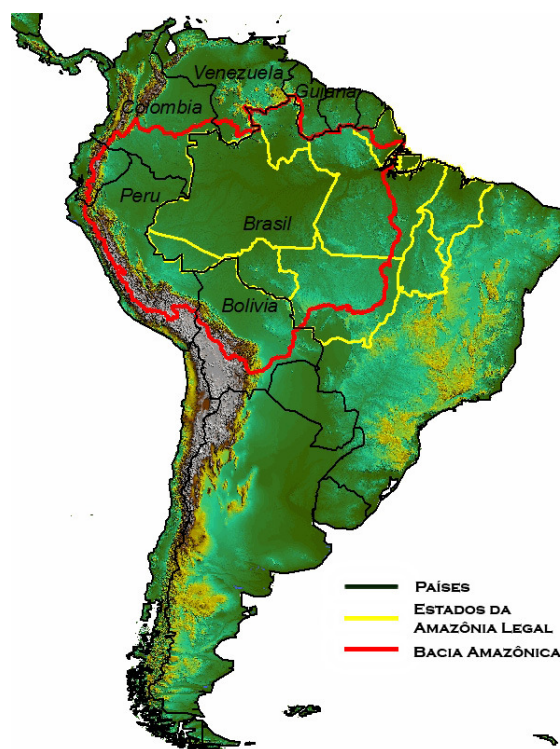


Figura 2.1– Localização geográfica da Amazônia Legal Brasileira

O clima da bacia hidrográfica é caracterizado como quente e úmido (clima

equatorial) com temperatura média anual variando entre 24 e 26 °C na planície Amazônica. Nos planaltos e nos Andes a temperatura média é mais baixa, sendo que, no caso dos Andes, verifica-se inclusive precipitação em forma de neve. A precipitação média da bacia hidrográfica é de 2.300 mm.ano<sup>-1</sup>, podendo variar entre 200 mm.ano<sup>-1</sup> e 6.000 mm.ano<sup>-1</sup>, dependendo da região. Nos Andes, por exemplo, a ascensão orográfica formada pela cordilheira impede que o vapor d'água de regiões localizadas mais a leste da bacia hidrográfica sejam transportados para outra região, que resulta em uma precipitação anual na ordem de 6.000 mm (Molion, 1987; Fisch, 1990; Marengo, 1992; Fisch *et al.*, 1996).

Na porção brasileira, o clima é uma combinação de vários fatores, sendo que o mais importante é a disponibilidade de energia solar, através do balanço de energia. Segundo Fisch *et al.* (1996) *apud* Salati e Marques (1984) a região recebe no topo da atmosfera um valor máximo de 36,7 MJ.m<sup>-2</sup>.dia<sup>-1</sup> durante os meses de dezembro e janeiro e um valor mínimo de 30,7 MJ.m<sup>-2</sup>.dia<sup>-1</sup> durante os meses de junho e julho.

Por causa da constância nos altos valores de radiação solar que incide na superfície a temperatura apresenta uma pequena variação ao longo do ano, com exceção da parte mais ao sul da região (estados de Rondônia, Mato Grosso e parte do Acre), que sofre a ação de um fenômeno conhecido como friagem. Os valores de temperatura média variam entre 24 a 26° C e a amplitude térmica sazonal é de aproximadamente 1-2° C. (Fisch *et al.*, 1996). Durante os eventos de friagem as temperaturas podem chegar a valores abaixo de 10° C em algumas localidades dos estados de Rondônia, Acre e Mato Grosso (Longo *et al.*, 2004; Oliveira *et al.*, 2004; Marengo *et al.*, 1997). A friagem é provocada por incursões de massas de ar polar fria e seca na região, resultando em queda nas temperaturas máxima e mínima, mudança na direção do vento (de sul) e intensidade (aumenta), aumento de pressão e diminuição de umidade.

Na região costeira a precipitação também é alta e sem período de seca bem

definido, devido à influência das linhas de instabilidade que se formam ao longo da costa litorânea durante o período da tarde e que são forçadas pela brisa marítima.

O período de chuvas ou forte atividade convectiva na região Amazônica é compreendido entre novembro e março, e o período de seca ocorre entre os meses de maio e setembro. No entanto, esse regime pluviométrico anual sofre alterações espaciais, além das temporais citadas acima. Em Rondônia, por exemplo, os meses com menor atividade convectiva são os de junho a julho, sendo os meses de maio e setembro considerados de transição. Segundo Figueroa e Nobre (1990) e Marengo (1995) o máximo da chuva na região central da Amazônia (próximo de 5° S), pode estar associada à penetração de sistemas frontais da região Sul, organizando a convecção local.

Analistas do SIPAM (SIPAM, 2006) utilizaram dados do “*National Climate Data Center*” (NCDC) para diagnosticar a climatologia de precipitação categorizada com base nos percentis de 65% a 35%, de acordo com a metodologia de Xavier *et al.* (2002), para definir um padrão máximo e um padrão mínimo climatológico para a Amazônia Legal (Figura 2.2 e Figura 2.3, respectivamente). Observa-se, que há períodos de estiagem com valores mínimos que podem chegar a 10 mm mensais durante a estação seca em grande parte da região, evidenciando as duas estações contrastantes: chuvosa e seca.

Os fenômenos atmosféricos mais atuantes nas regiões vêm sendo estudados há algum tempo. Molion (1987, 1993) estudou os mecanismos que atuam na circulação de macro e meso escala na Amazônia. Segundo o autor os processos dinâmicos que organizam e são responsáveis pela precipitação na região são linhas de instabilidade originadas na costa N-NE do litoral Atlântico, convecção diurna resultante do aquecimento da superfície e condições de grande escala favoráveis, e aglomerados convectivos de meso e grande escalas, associados à penetração de sistemas frontais na região S-SE do Brasil e favorecendo a organização de sistemas convectivos na região.



Coehn *et al.* (1989), Coehn *et al.* (1995) e Satyamurty *et al.* (1998) sugerem que os mecanismos de grande escala dominam a convecção sobre a região, como por exemplo, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que pode organizar linhas de instabilidade responsáveis por até 45 % do volume de chuvas durante o período chuvoso no leste do Pará, mais ao norte e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), mais ao sul. Já com relação à distribuição sazonal das chuvas, Kousky e Kagano (1981) sugerem que os mecanismos mencionados estejam relacionados com a posição da Alta da Bolívia (AB). De fato, a circulação atmosférica em altos níveis é muito importante para a manutenção das atividades convectivas sobre a Amazônia. Durante o período chuvoso a manutenção da AB ocorre devido à convergência em baixos níveis da umidade que vem de nordeste e de leste, provocando forte convecção, condensação e liberação de calor latente na média/alta troposfera, associada à atividade convectiva. Durante o período seco, esta convergência em baixos níveis migra em direção SE-NE e a região fica sobre o ramo descendente da Célula de Hadley.

Outro mecanismo importante na formação de convecção na região é a brisa fluvial, devido à largura de alguns rios. Oliveira e Fitzjarrald (1993) comprovam a existência desta circulação fluvial nos baixos níveis (até 1500-2000 m), possuindo o sentido floresta/rio durante a noite e início da manhã, revertendo o sentido (rio/floresta) durante a tarde e início da noite.

As anomalias de temperatura da superfície do mar (ATSM) do oceano Pacífico e do oceano Atlântico influenciam o clima principalmente na parte oriental da bacia hidrográfica, com eventos de El Niño e La Niña e alterações no gradiente meridional do Atlântico (dipolo), resultando em modificações na configuração da célula de Walker, migrando os ramos ascendentes e descendentes da célula. Em períodos de El Niño o ramo descendente da célula de Walker desloca-se para a região Amazônica, inibindo a precipitação,

o contrário ocorre durante o período de La Niña (Figuroa e Nobre, 1990). Do mesmo modo, os dipolos positivos e negativos no Atlântico refletem em distribuições de precipitação anômalas sobre a região contendo uma componente sazonal definida pela circulação atmosférica regional, a qual está relacionada as variações das células de Hadley e Walker (Souza *et al.*, 2000)

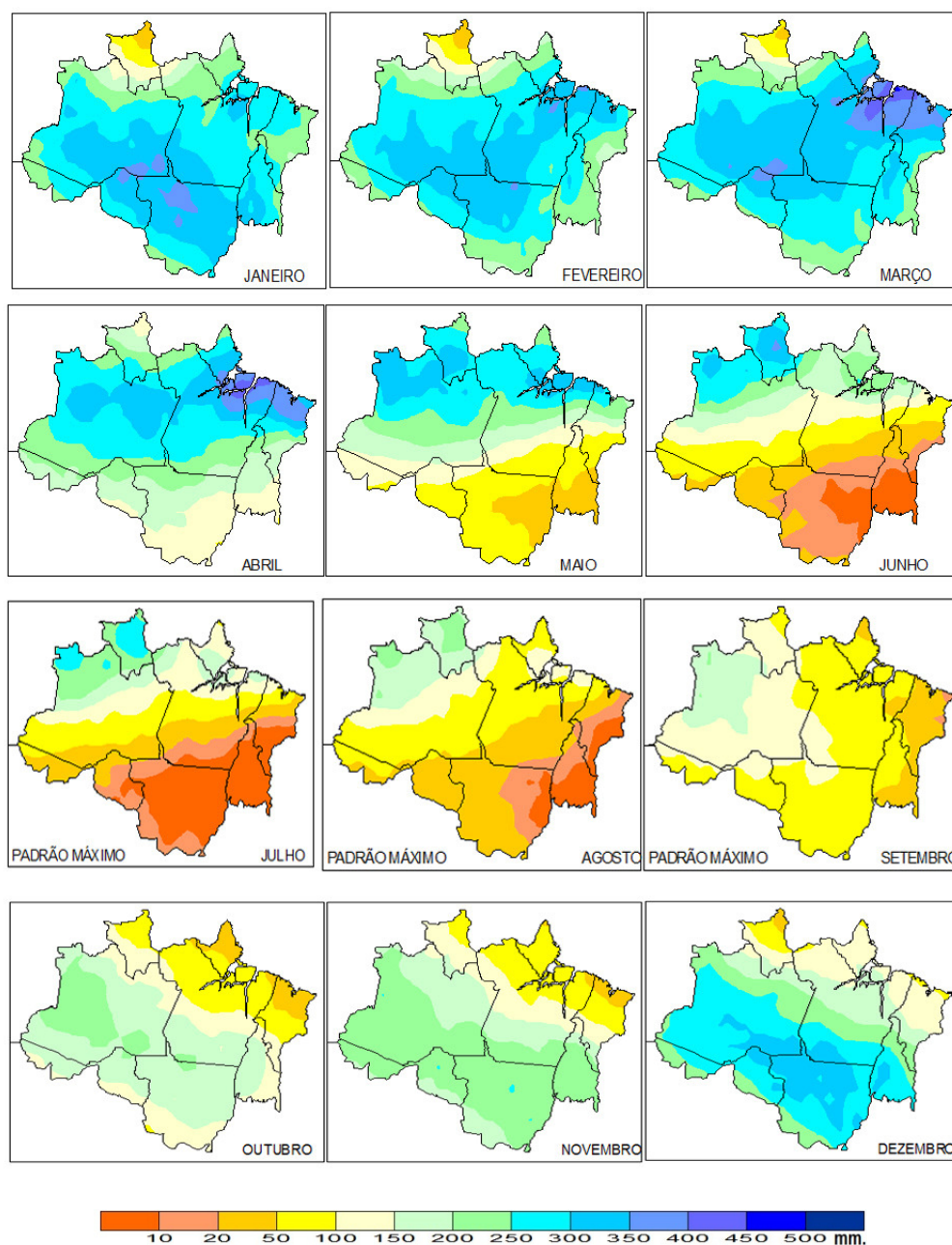


Figura 2.2 – Padrão máximo normal de precipitação para a Amazônia Legal (Fonte: SIPAM, 2006)

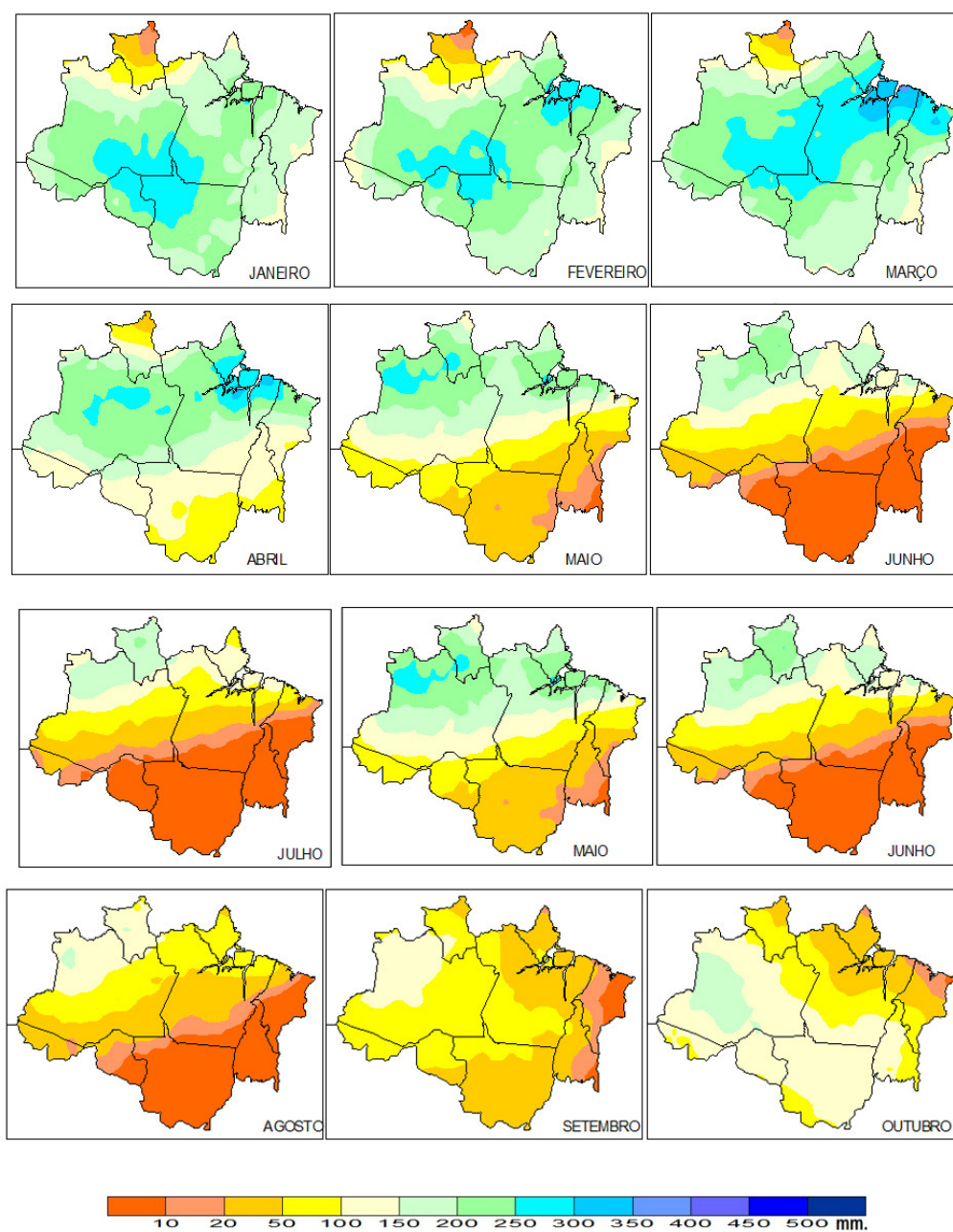


Figura 2.3 – Padrão mínimo normal de precipitação para a Amazônia Legal (Fonte: SIPAM, 2006)

### 2.3 CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA DO ESTADO DE RONDÔNIA

Rondônia está localizada na Amazônia Ocidental (Figura 2.4). Seu clima predominante, durante todo o ano, é o tropical úmido e quente, com insignificante amplitude

térmica anual, mas uma notável amplitude térmica diurna, especialmente no inverno, devido aos mecanismos de friagem e a perda radiativa para a atmosfera (SEDAM, 2006).

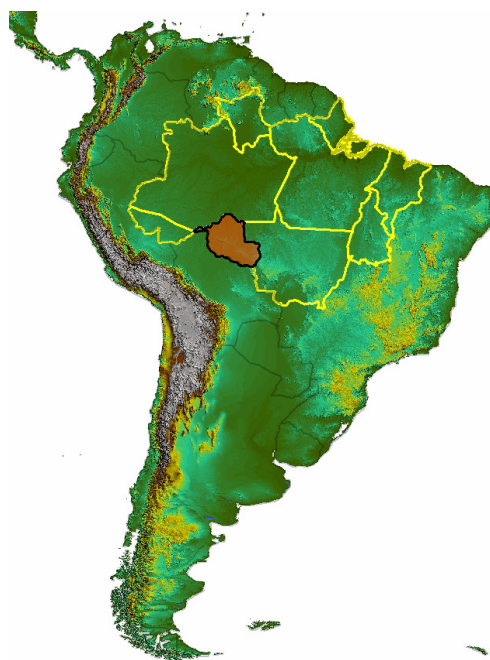


Figura 2.4 – Localização do estado de Rondônia dentro da América do Sul (em vermelho); contornos amarelos são os estados que fazem parte da Amazônia Legal Brasileira

A média climatológica de precipitação varia entre 1.400 a 2.600 mm/ano, com estação chuvosa e seca bem definida (Figura 2.2 e 2.3). A estação chuvosa está compreendida entre os meses de outubro a abril, os meses de maio e setembro são considerados períodos de transição entre a estação chuvosa e a seca, que está compreendida entre os meses de junho a agosto. Durante a estação seca a precipitação diminui consideravelmente, chegando a valores abaixo de 20 mm/mês. A temperatura média anual do ar varia entre 24 a 26 °C. As temperaturas máximas podem chegar a 41° C e as mínimas a valores menores que 6° C (SEDAM, 2006).

Durante os meses de maio a setembro Rondônia encontra-se sob a influência de anticiclones que se formam nas altas latitudes e que atravessam a Cordilheira dos Andes em

direção ao sul do Chile. Alguns destes anticiclones possuem intensidade suficiente que condicionam a formação de aglomerados convectivos que intensificam a formação dos sistemas frontais oriundos da região Sul do país. Tais sistemas deslocam-se em direção à região amazônica causando o fenômeno conhecido regionalmente como friagem. É durante estes eventos que as temperaturas mínimas do ar podem atingir valores inferiores a 6 °C. Devido a curta duração do fenômeno, ele não influencia, sobremaneira, as médias climatológicas da temperatura mínima do ar. Há registros de eventos de friagens durante os meses de outubro e novembro, mas não são eventos normais todos os anos (Longo *et al.*, 2004). Segundo alguns autores, esta atividade anômala durante estes meses pode estar relacionada a episódios de La-Niña que tendem a intensificar os anticiclones citados acima.

Caracterizar a climatologia em Rondônia não é trivial, uma vez que há apenas dois municípios com série histórica de dados climatológicos contínua: Porto Velho no norte do estado e Vilhena no sul do estado. SEDAM e SIPAM vêm melhorando a infra-estrutura de estações meteorológicas no estado; no entanto, os dados ainda são recentes do ponto de vista climatológico.

Nóbrega (2007a,b) utilizou dados da estação do SIPAM em Porto Velho e da Embrapa em Vilhena para estudar a climatologia dos municípios, utilizando a metodologia descrita em Xavier *et al.*, (2002) e também utilizada em SIPAM (2006). Os dados para Porto Velho são para o período de 1982 a 2006 e de Vilhena para 1971 a 2006. O autor observou resultados coerentes com os encontrados para a Amazônia Legal, discutidos acima. De um modo geral, o comportamento em municípios localizados em dois pontos extremos (norte e sul), indica coerência com os resultados das Figuras 2.2 e 2.3, conforme se observa nas Tabelas 2.1 e 2.2 abaixo.

Estudos do projeto LBA têm procurado compreender a componente física do clima da região amazônica, sendo que alguns experimentos foram realizados no Estado de

Rondônia. Segundo Silva Dias *et al.* (2005) os resultados obtidos apontam para interações físicas extremamente complexas, desde a microfísica local até mecanismos de mesoescala, que interagem na biosfera . Além disso, os resultados também apontam para possíveis processos físicos que estão sendo modificados devido ao desmatamento e pelas queimadas, podendo alterar o contexto climático atual, como por exemplo, na inibição de chuvas durante o período de transição devido ao material particulado na atmosfera por causa das queimadas (Silva Dias, 2006).

Tabela 2.1 – Precipitação média categorizada para Porto Velho

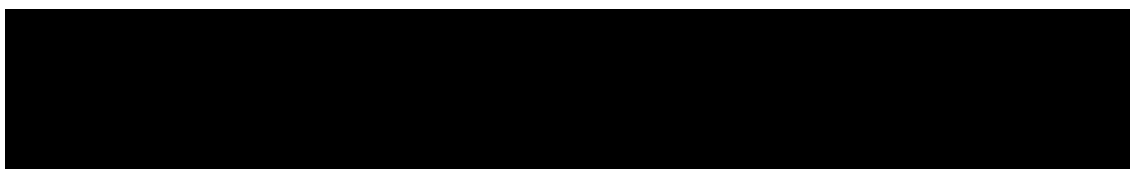
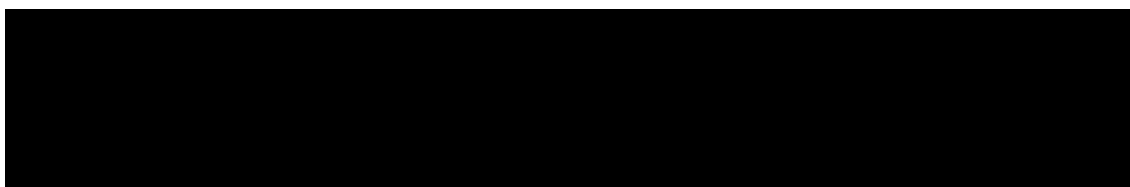


Tabela 2.2 – Precipitação média categorizada para Vilhena



Fonte: Nóbrega (2007a,b)

Os principais fenômenos atmosféricos e mecanismos dinâmicos que favorecem a atividade convectiva no estado, de acordo com Nóbrega (2007a); SEDAM (2006); Pontes (2006); Silva Dias *et al.* (2005); Carvalho et al (2002); são: influência da ZCIT, Linhas de instabilidade da Amazônia (LIA), penetrações de sistemas frontais, ZCAS, jato de baixos níveis (JBN), Alta da Bolívia, cavados de altos níveis que se propagam de leste para oeste, convecção de meso-escala resultante do aquecimento das superfícies de água, floresta e vegetação (desde que exista padrões favoráveis em grande escala) e brisa fluvial originada pela circulação local que se forma devido ao aquecimento diferencial entre a água dos rios e a superfície.

## 2.4 MUDANÇAS NA COBERTURA/USO DO SOLO

Os conceitos de cobertura do solo e uso do solo são similares, podendo se confundir em alguns casos, mas não equivalentes. De acordo com Turner *et al.* (1994) *apud* Brassoulis, (1999), cobertura do solo compreende a caracterização do estado físico, químico e biológico da superfície terrestre (por exemplo, floresta, gramínea, água, ou área construída) e uso do solo se refere aos propósitos humanos associados àquela cobertura (por exemplo, pecuária, recreação, conservação, área residencial, etc). De acordo com Turner e Meyer (1994) *apud* Brassoulis (1999), uma única classe de cobertura pode suportar múltiplos usos, como extração de madeira, preservação de espécies e recreação em áreas de floresta, ao mesmo tempo em que um único sistema de uso pode incluir diversas coberturas, como certos sistemas agropecuários combinam áreas cultivadas, pastagem melhoradas, áreas de reserva e áreas construídas. Mudanças no uso do solo normalmente acarretam mudanças na cobertura do solo, mas podem ocorrer modificações na cobertura sem que isto signifique alterações no seu uso.

Estudos sobre as mudanças nos padrões de uso e cobertura do solo têm despertado interesse, dentro e fora do meio científico, devido ao acelerado processo de mudança das últimas décadas e aos possíveis impactos ambientais e sócio-econômicos dessas mudanças, que causam preocupações desde o nível local até o global. No contexto global, surgem questões como a interação entre os padrões de uso/cobertura da terra e mudanças climáticas globais, processos de desertificação, perda da biodiversidade e destruição de *habitats* naturais. Já em termos regionais, surgem questões ambientais relacionadas à poluição do ar e da água, degradação do solo, desertificação, eutroficação de corpos d'água, acidificação, assim como questões de perda de biodiversidade. Em escala local, podem ser citados os problemas de erosão, sedimentação, contaminação e extinção de espécies. No

contexto sócio-econômicos existem preocupações sobre a disponibilidade de alimentos e de água para a crescente população mundial, as migrações humanas e as questões de segurança humana frente às alterações/acidentes causadas(os) por fenômenos naturais ou mudanças tecnológicas, a expansão dos subúrbios e áreas industriais nas periferias das grandes cidades, causando perda de áreas para agricultura e de vegetação natural; e, finalmente, nos países subdesenvolvidos, as precárias condições de vida e ambientais resultantes do rápido crescimento de centros urbanos.

## **2.5 O DESMATAMENTO NO ESTADO DE RONDÔNIA: PASSADO E PRESENTE**

Como discutido anteriormente, a região Amazônica vem sofrendo um grande impacto social e ambiental, evidenciado com mais intensidade nas últimas quatro décadas, através de um processo de ocupação pseudo-planejada e da prática descontrolada de remoção da cobertura vegetal e destruição de diversos ecossistemas.

O Estado de Rondônia foi um dos mais intensamente explorados durante este período, levando o poder público, nas suas mais diversas esferas, a tomar ações rápidas, muitas vezes sem sucesso, para a preservação dos recursos naturais do Estado.

Krusche *et al.* (2005) indicam as seguintes razões para esse avanço: entre 1970 e 1990 houve um impulso na ocupação do estado com colonos vindo de outras regiões; a pecuária bovina extensiva tornou-se principal atividade econômica do estado; o solo da maior parte do estado é velho e intemperizado, com exceção de algumas bacias, favorecendo a agricultura em uma devida área. Segundo os autores, o padrão de ocupação observado foi do tipo “espinha de peixe” associada com a abertura de estradas.

A construção da BR-364, responsável por ligar o estado de Rondônia com o restante do país, foi um dos fatores que desencadeou grandes projetos de



colonização/ocupação. No início deste processo o desmatamento era tido como benfeitoria, uma forma de pré-requisito para a solicitação do título de posse e posterior legalização da terra (Santos, 2001).

Segundo Fearnside (2007), o principal aspecto de mudança no uso/cobertura do solo em Rondônia é o desmatamento (desflorestamento), e que o mesmo vem crescendo ao longo dos anos.

Desde 1988, o INPE vem produzindo estimativas anuais das taxas de desmatamento da Amazônia Legal. A partir do ano de 2002, estas estimativas estão sendo produzidas por classificação digital de imagens seguindo metodologia do programa PRODES (Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por Satélite). Os dados indicam que as taxas de desmatamento durante o período de 1988 a 2007 seguiram, de maneira geral, a mesma degradação que o desmatamento na Amazônia Legal. Ressaltam-se os picos ocorridos nos anos de 1994 e 2004, apresentando um leve decréscimo para os anos de 2005 a 2007; porém, permanecendo o Estado responsável por um percentual maior que os últimos 10 anos anteriores, refletindo numa maior intensidade na alteração da cobertura vegetal que a ocorrida no restante da Amazônia Legal (Tabela 2.3).

O SIPAM também realiza o monitoramento de desmatamento na Amazônia, mais restrito as áreas especiais, como: Unidades de Conservação (UC) e Terras Indígenas (TI). O programa ProAE (Proteção em Áreas Especiais) diagnosticou que apesar dos índices de 29% de desmatamento diagnosticado pelo PRODES, essa taxa mostra-se muito alta quando é subtraída as áreas de proteção (que legalmente não é permitido desmatamento), aproximadamente 90.300 km<sup>2</sup>. Segundo Silva e Rodrigues (2007) esta taxa, acompanhada das diversas iniciativas futuras de investimentos em infra-estrutura, mostra-nos um cenário de grande preocupação quanto ao comprometimento da cobertura da terra no estado, tornando-se evidente a situação de estrangulamento da ocupação no Estado de Rondônia, como podemos

observar na Figura 2.5.

Tabela 2.3 – Taxas de desmatamento anual (km<sup>2</sup>) – Rondônia e Amazônia Legal

Ano	Rondônia	Amazônia Legal	%
1988	2.340	21.050	11,10
1989	1.430	17.770	8,00
1990	1.670	13.730	12,20
1991	1.110	11.030	10,10
1992	2.265	13.786	16,40
1993	2.595	14.896	17,40
1994	2.595	14.896	17,40
1995	4.730	29.059	16,30
1996	2.432	18.161	13,40
1997	1.986	13.227	15,00
1998	2.041	17.383	11,70
1999	2.358	17.259	13,70
2000	2.465	18.226	13,50
2001	2.673	18.165	14,70
2002	3.067	21.205	14,50
2003	3.620	25.151	14,40
2004	3.834	27.429	14,00
2005	3.233	18.759	17,20
2006	2.062	14.039	14,70
2007	1.445	11.224	12,87

Fonte: PRODES Digital (INPE, 2008)

No ano de 2007, aproximadamente 28% da área estadual de Rondônia já tinha sido desmatada, mas contabilizando pela metodologia de Silva e Rodrigues (2007), ou seja, retirando as áreas que não podem ser desmatadas legalmente, a área aumenta para 47%. Por análise dos dados PRODES, a taxa de incremento anual no desmatamento em Rondônia é de 3,5% por ano.

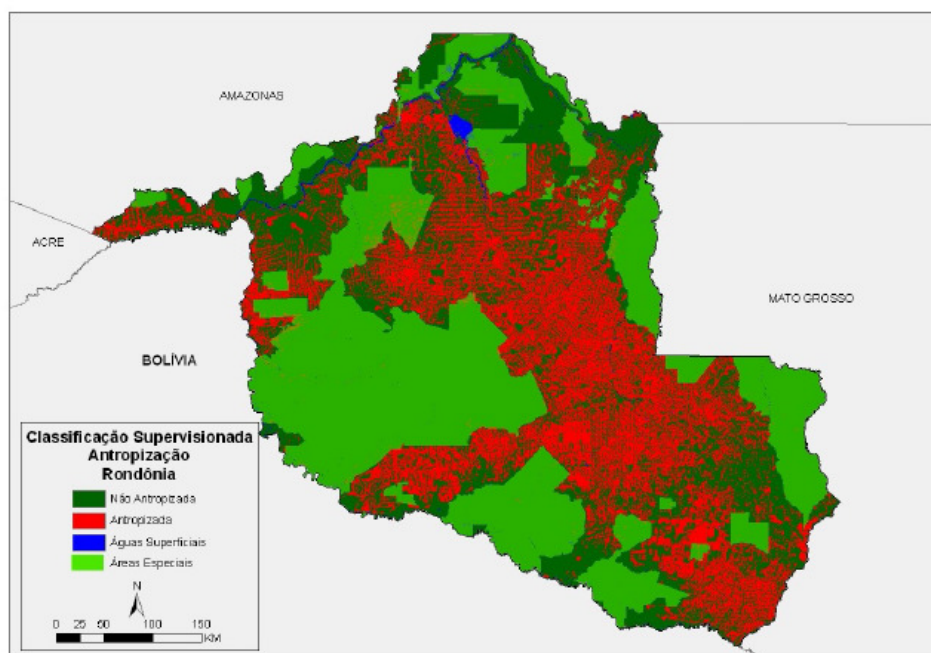


Figura 2.5 – Classificação de áreas antropizadas (vermelho) e Áreas Especiais (verde claro) com alteração na cobertura do solo no ano de 2005 (Fonte: Silva e Rodrigues, 2007)

## 2.6 IMPACTOS DO DESMATAMENTO NO CLIMA DA REGIÃO

O equilíbrio dinâmico atual da atmosfera amazônica está sujeito a forças de modificações que levam às variações climáticas e podem ser estudadas sobre três aspectos distintos: devido às variações climáticas globais decorrentes de causas naturais; devido às ações antrópicas locais decorrentes da degradação ambiental dentro da própria região; e variações climáticas decorrentes das mudanças climáticas globais provocadas também por

ações antrópicas.

As mudanças decorrentes de causas naturais estão relacionadas com variação na intensidade da radiação solar, variações orbitais da Terra (Teoria de Milankovich, ver Imbrie e Imbrie, 1979), variações das atividades vulcânicas e variações da composição química da atmosfera (Salati, 2001). Há registros documentados sobre oscilações climáticas na Amazônia ocorridas durante as glaciações e também de variações mais recentes da temperatura local. Os efeitos do El Niño, que é um fenômeno natural, podem estar incluídos dentro dessa categoria, assim como o aquecimento do oceano Atlântico Norte. O tempo de resposta as forças modificadoras pode ser anual, decadal ou em milênios (Nobre *et al.*, 2007; Marengo, 2007; Coehn *et al.*, 2007).

As mudanças climáticas que podem ocorrer pela ação antrópica estão relacionadas dentro de contextos globais e locais. No contexto global, há indícios que o aumento de gases de efeito estufa têm alterado as temperaturas médias dos oceanos e próximo à superfície, e que este aumento dos gases está relacionado às atividades antrópicas (IPCC, 2007). Agora, localmente os impactos ambientais do uso irracional dos recursos naturais podem também produzir um desequilíbrio no clima de uma região. Uma relação clara e conhecida é sobre os efeitos da interação solo-planta-atmosfera no ciclo hidrológico.

### **2.6.1 Processos físicos do ciclo hidrológico**

O ciclo hidrológico pode ser considerado como um produto integrado do clima com os atributos biogeofísicos da superfície. Ele exerce influência no clima que vai além da interação entre a umidade atmosférica, precipitação e escoamento superficial. Um melhor entendimento das componentes do ciclo hidrológico em uma região e a sua variabilidade depende do conhecimento dos mecanismos físicos relacionados às forçantes atmosféricas-oceânicas-biosféricas de grande escala e regional, que no final modulam a variabilidade

espacial e temporal da hidrometeorologia em uma região, ou ainda, em uma bacia hidrográfica hidrográfica.

A radiação solar é responsável pelo início do ciclo. Com isso a água presente na Terra é evaporada através da evaporação da superfície do mar e da superfície terrestre. Anualmente aproximadamente  $5,5 \cdot 10^5 \text{ km}^3$  de água são evaporados, utilizando 36% de toda a energia solar absorvida pela Terra, aproximadamente  $1,4 \cdot 10^{24} \text{ J/ano}$  (IGBP, 1993). Essa água entra no sistema de circulação geral da atmosfera que depende das diferenças de absorção de energia (transformação em calor) e da reflectância entre os trópicos e as regiões de maior latitude, como as áreas polares. Em média, cerca de  $5 \cdot 10^9 \text{ MW}$  é transportado dos trópicos para as regiões polares em cada hemisfério (IGBP, 1993). O sistema de circulação da atmosfera é dinâmico e não-linear, dificultando sua previsão quantitativa. Esse sistema cria condições de precipitação pelo resfriamento do ar úmido que forma as nuvens gerando precipitação na forma de chuva e neve (entre outros) sobre os mares e superfície terrestre. Segundo Salati *et al.* (1979) a água evaporada se mantém na atmosfera, em média apenas 10 dias.

Quando se calculam os fluxos resultantes desse ciclo, observa-se que na superfície o mesmo é positivo, com maior precipitação do que evapotranspiração, resultando nas vazões dos rios em direção aos oceanos. Já sobre os oceanos é negativo, com maior evaporação que precipitação. O volume evaporado adicional se desloca para os continentes através do sistema de circulação da atmosfera e precipita, fechando o ciclo. Este ciclo utiliza a dinâmica da atmosfera e os grandes reservatórios de água, que são os oceanos ( $1.350 \cdot 10^5 \text{ m}^3$ ), as geleiras ( $25 \cdot 10^5 \text{ m}^3$ ) e os aquíferos ( $8,4 \cdot 10^5 \text{ m}^3$ ). Os rios e lagos, biosfera e atmosfera possuem volumes insignificantes se comparados com os acima (Tucci, 2002).

Dentro do ciclo hidrológico, cada componente pode ser analisado como um subsistema dependendo do objetivo da investigação. Dessa forma, é possível distinguir, por

exemplo, os subsistemas vegetação, solo e clima, entre outros. Esses subsistemas estão integrados e uma modificação em qualquer um deles resultará em conseqüências nos demais. De fato, alterações em algum elemento do subsistema clima produzirão modificações no sistema maior, o ciclo hidrológico.

Segundo Garcez e Alvarez (2002) os processos hidrológicos dentro da bacia hidrográfica hidrográfica possuem duas direções predominantes de fluxo: vertical e o longitudinal. O vertical é representado pelos processos de precipitação, evapotranspiração, umidade e fluxo no solo, enquanto que o longitudinal pelo escoamento na direção dos gradientes da superfície (escoamento superficial e rios) e do subsolo (escoamento subterrâneo).

O balanço de volumes na bacia hidrográfica depende inicialmente dos processos verticais. Parte da radiação solar que atinge a superfície da terra é refletida e parte é absorvida. A proporção entre a energia refletida e a total incidente é o albedo, que depende do tipo de superfície. Por exemplo, o albedo de uma superfície líquida é da ordem de 5-7%, enquanto que de uma superfície como uma floresta tropical é cerca de 12%, para pasto e uso agrícola, está entre 15 e 20% (Bruijnzeel,1990). O albedo também varia sazonalmente ao longo do ano e dentro do dia.

Neste balanço a vegetação desempenha um papel fundamental. Uma parte inicial da precipitação é retida pela vegetação, caracterizando a fase de interceptação; quanto maior for a superfície da folha, maior a área de retenção da água durante a precipitação. Parte desse volume é evaporado assim que houver capacidade potencial de evaporação. Quando esse volume é totalmente evaporado as plantas passam a perder umidade através da transpiração. A planta retira essa umidade do solo através das raízes. A soma entre a evaporação e a transpiração em superfícies vegetadas é chamada de evapotranspiração.

A precipitação atinge o solo atravessando a vegetação da floresta ou através

dos troncos. Da parcela de precipitação que atinge o solo, parte pode infiltrar ou escoar superficialmente dependendo da capacidade do solo em infiltrar. Esta capacidade depende de condições variáveis, como a quantidade de umidade já existente, das características do solo e da sua cobertura. A água que infiltra, pode percolar para o aquífero ou gerar um escoamento sub-superficial ao longo dos canais internos do solo, até a superfície ou um curso d'água. A água que percola até o aquífero é armazenada e transportada até os rios, criando condições para manter os rios perenes nos períodos de longa estiagem. Em bacias onde a capacidade da água subterrânea é pequena, com grandes afloramentos de rochas e alta evaporação, os rios não são perenes.

A capacidade de infiltração depende do tipo e do uso do solo. Normalmente, a capacidade de infiltração de solos com floresta é alta (Tucci, 2002 *apud* Pritchett, 1979), o que gera pequena quantidade de escoamento superficial. Para solos com superfície desprotegida que sofre a ação de compactação, a capacidade de infiltração pode diminuir dramaticamente, resultando em maior escoamento superficial. Segundo Tucci (2002), estradas e caminhos percorridos pelo gado sofrem forte compactação que reduzem a capacidade de infiltração, enquanto o uso de maquinário agrícola para revolver o solo durante o plantio pode aumentar a infiltração. Por outro lado, essa mesma capacidade de infiltração varia com o tipo de solo e com suas condições de umidade. Um solo argiloso pode ter uma alta capacidade de infiltração quando estiver seco; no entanto, após receber umidade pode se tornar quase que impermeável.

No solo existe uma camada não saturada, onde ocorre infiltração e percolação e, outra saturada onde ocorrem armazenamento e escoamento subterrâneo. Na camada não-saturada podem existir condições de escoamento que dependem de vários fatores físicos, como porosidade, por exemplo.

O escoamento superficial converge para os rios que formam a drenagem

principal das bacias hidrográficas. O escoamento em rios depende de várias características fisiográficas, tais como a declividade, rugosidade, seção de escoamento e obstruções ao fluxo. Os rios tendem a moldar dois leitos, o leito menor, onde escoam na maior parte do ano e o leito maior (utilizado quando o rio transborda), que o rio ocupa durante algumas enchentes. Quando o leito não é rochoso, as enchentes que ocorrem ao longo dos anos geralmente moldam um leito menor de acordo com a frequência das vazões.

Já na atmosfera a precipitação pode ser originada por movimentos advectivos resultantes do fluxo de vapor d'água externo e pelo fluxo de vapor d'água originado da evaporação local. Esta é a definição de reciclagem de vapor d'água, na qual é responsável por determinar o papel da hidrologia da superfície da terra no clima da região, por um lado, e o papel do clima na formação de superfícies de recursos de água por outro. Os estudos sobre o tema se iniciaram em meados da década de 50 utilizando um modelo linear e vem avançando nos dias atuais com o auxílio da computação e modelos climáticos (Budiko e Dorzdov, 1953; Budiko, 1974; Salati *et al.*, 1979; Lettau *et al.*, 1979; Savenije, 1995; Trenberth, 1999; Eltahir e Bras, 1994; Brubaker *et al.*, 1993; Nóbrega, 2004; Nóbrega *et al.*, 2005; Marengo, 2006a; Correia *et al.*, 2007).

A reciclagem de precipitação varia substancialmente, com valores baixos durante o inverno e valores mais altos durante o verão austral, quando os transportes de grande escala diminuem sua importância e os valores de evapotranspiração também diminuem (Marengo, 2006a). Reciclagem de precipitação é uma contribuição da evapotranspiração dentro de uma dada região que precipita nessa mesma região. A taxa de reciclagem é uma medida de diagnóstico do potencial da interação entre as características hidrológicas da superfície e o clima regional (Nóbrega, 2003). Os resultados mais recentes encontrados para a região Amazônica estimam uma taxa média anual de aproximadamente 20% a 40%, diferente dos primeiros resultados que estimavam uma taxa média anual de aproximadamente 50%. As



razões para essas divergências variam de fontes de dados distintas até a metodologia empregada no cálculo. No entanto, todos os autores que estudam o assunto na Amazônia observaram que a taxa de reciclagem tende a aumentar de leste para oeste, indicando que a contribuição local é maior na Amazônia Ocidental.

Devido a essa integração entre clima e atributos biogeofísicos, quaisquer alterações nesses padrões podem resultar em conseqüentes modificações. É possível observar a partir da descrição acima, que a interação solo-planta-atmosfera exerce uma importante influência no ciclo hidrológico e que, associada a esses processos, existe, também, a interferência humana, que age sobre esse sistema natural e modificações que irão influenciar o clima.

### **2.6.2 Impactos das mudanças na cobertura do solo no clima da região Amazônica**

Diferentes aquecimentos dentro da camada limite planetária (“*planetary boundary layer*” – PBL) são transportados da superfície da Terra para a atmosférica por causa da heterogeneidade da própria Terra, com significativo intervalo de escalas temporais e espaciais. Na mesoescala, brisas marítimas e brisas lacustres produzidas pelo gradiente térmico entre corpos adjacentes de água e superfície são exemplos interessantes desse tipo de circulação. Segundo Segal e Arritt (1992) uma heterogeneidade significativa natural ou induzida pelo homem existente dentro de uma região da superfície, diferente da sua vizinhança pode produzir gradientes horizontais de temperatura e pressão fortes o suficiente para gerar e sustentar uma circulação de mesoescala.

Estudos analíticos e numéricos vêm mostrando que a heterogeneidade nos fluxos de calor latente e sensível na superfície pode produzir fortes circulações de mesoescala (Avisar e Liu, 1996; Avisar e Schmidt, 1998; Wang *et al.*, 1996; Wang *et al.*, 1998). Essas circulações afetam significativamente a estrutura da PBL, os fluxos de calor e umidade (Chen

e Avissar, 1994; Dalu e Pielke, 1993; Dalu *et al.*, 1996; Li e Avissar, 1994; Lynn *et al.*, 1995) e a organização de nuvens e precipitação (Wang *et al.*, 2000).

A troca de energia, umidade e momento entre a superfície terrestre e a atmosfera é um importante componente do sistema climático. Segundo Pielke *et al.* (1998), as alterações nestes fluxos podem gerar circulações de mesoescala que, por sua vez, podem afetar potencialmente circulações em escala global. Em contraste, Zhong e Doran (1997, 1998) argumentam que os impactos são estritamente locais.

Recentemente, Roy e Avissar (2002) estudaram o impacto das mudanças no uso e na cobertura do solo no regime hidrometeorológico na Amazônia utilizando um modelo numérico de área limitada (“*Regional Atmospheric Modelling System*” – RAMS) e imagens de satélites. Os autores observaram que as circulações locais afetam o transporte de umidade e o aquecimento em escala sinótica e podem afetar o clima local e global.

Quando se compara as regiões de floresta e pasto na Amazônia, observa-se que no pasto a camada de mistura é mais profunda e quente, enquanto na floresta a camada de mistura é mais rasa e fria, o que resulta em gradientes horizontais de pressão que geram circulações locais (Silva Dias, 2006). Estas circulações podem ser detectadas utilizando dados de vento e de pressão, com os quais é possível observar os sinais de circulações locais entre floresta e as regiões desmatadas. Souza *et al.* (2000) mostraram a ocorrência de circulações locais em Rondônia em áreas de contraste de cobertura vegetal. Já Cutrim *et al.* (1995) e Negri *et al.* (2004) verificaram que nas regiões desmatadas da Amazônia, durante a estação seca, há maior quantidade de nuvens *cumulus* do que nas regiões com florestas, mas não chegaram a conclusões sobre alterações nos padrões de chuva.

A falta de dados prejudica as pesquisas nesta área, e por muitas vezes se faz necessário a utilização de fontes alternativas, como modelagem numérica e dados de sensores remotos, por exemplo.

Durieux *et al.* (2003) utilizaram 10 anos de produtos de imagens de satélite para estudar o impacto do desmatamento na formação de cobertura de nuvem sobre a Amazônia. Os autores compararam áreas de aproximadamente 250 km x 250 km cobertas apenas por floresta e áreas de mesmo tamanho com desmatamento localizadas nas vizinhanças, e observaram que durante a estação seca havia mais nuvens *cumulus* à tarde sobre regiões com desmatamento e menos nuvens *cumulonimbus* à noite. Na estação chuvosa foram encontradas mais nuvens *cumulonimbus* em regiões desmatadas. No entanto, o fato de haver nuvens *cumulonimbus*, sugere, porém não implica, uma maior quantidade de precipitação em regiões com desmatamento.

Os turbilhões que se formam naturalmente sobre uma superfície homogênea sofrem alterações quando ocorre o desmatamento. Segundo Silva Dias (2006), os turbilhões são mais intensos sobre a região desmatada e estabelecem-se células de circulação local nas interfaces favorecendo a convergência de ar sobre as regiões desmatadas, conseqüentemente há formação de nuvens. Ainda segundo a autora, durante a estação seca essa evidência é mais caracterizada, já na estação chuvosa a situação é mais complexa devido a maior ocorrência de nebulosidade, o que torna a evolução dependente do ciclo diurno da convecção sobre as duas superfícies.

De fato, com a retirada da floresta, os fluxos envolvidos no ciclo hidrológico se alteram. Tucci (2002) afirma que há um aumento do albedo, uma vez que a floresta absorve maior radiação de onda curtas e reflete menos; há maiores flutuações da temperatura e déficit de tensão de vapor das superfícies das áreas desmatadas; o volume evaporado é menor devido a redução da interceptação vegetal pela retirada da vegetação das árvores e menor variabilidade da umidade das camadas profundas do solo, já que a floresta pode retirar umidade de profundidades superiores a 3,6 m, enquanto que a vegetação rasteira como pasto age sobre profundidades de cerca de 20 cm.

Já a redução da precipitação é um ponto complexo. Tucci (2002) comenta que com a redução da evaporação, pode-se esperar um efeito na precipitação, mas o sistema climatológico local depende muito pouco da evaporação da superfície da área. O autor não pôde afirmar como ocorreria essa alteração na precipitação; além disso, o sistema climatológico pode depender mais da evaporação do que o autor citou, dependendo da área de estudo e também da localização, como discutido anteriormente no conceito de reciclagem de vapor d'água.

A utilização de modelos numéricos de grande e meso escalas para simulação do comportamento da precipitação relacionado ao desmatamento na Amazônia vem sendo cada vez mais empregada. Silva Dias *et al.* (2002) sugerem que há um pequeno aumento de precipitação na estação chuvosa na presença de desmatamento, resultado semelhante ao encontrado por Durieux *et al.*, (2003). Já Avissar *et al.*(2002) formularam um modelo conceitual do efeito do desmatamento na precipitação em que para desmatamentos regionalizados haveria inicialmente um aumento da precipitação, enquanto que a medida que o desmatamento aumenta, esse quadro se reverteria com um decréscimo total, conforme vários autores, por exemplo Nobre *et al.*(1991).

A aplicação de modelos de meso escala em partes da Amazônia tem sido útil para avaliar os efeitos da descontinuidade da superfície sobre um cenário atual de desmatamento. Grandes áreas de florestas nativas dentro do Estado de Rondônia foram extensivamente substituídas por pastagens (Skole e Tucker, 1993). Especialmente na estação seca, tem-se observado nos resultados que as interações entre circulações de mesoescala induzidas pela heterogeneidade da superfície e fluxos de grande escala podem aumentar e aprofundar a atividade convectiva sobre áreas perturbadas (Roy e Avissar, 2002). Durante a estação chuvosa, no entanto, o desmatamento em Rondônia não parece ter efeito significativo na distribuição de nebulosidade e precipitação, já que as condições sinóticas tendem a ser

propícias para induzir as circulações de meso-escala sozinha (Wang *et al.*, 2000).

Diante de diversos estudos, é fato que mudanças na cobertura do solo, como o desmatamento, podem afetar significativamente o balanço de água e energia através das mudanças no saldo de radiação, evapotranspiração e escoamento superficial. No entanto, por causa da complexa relação entre a atmosfera, ecossistemas terrestres e sistemas hidrológicos na superfície, torna-se difícil de medir a importância das atividades humanas no ciclo hidrológico de regiões como a Amazônica.

Apesar disso, cenários hipotéticos de desflorestamento na bacia hidrográfica Amazônica vêm sendo modelados ao longo dos últimos anos e quase todos os modelos apresentam uma redução significativa na precipitação, evapotranspiração, escoamento superficial e aumento na temperatura (Marengo, 2006a). Rocha (2004) simulou impactos no clima da região Amazônia devido ao desflorestamento com o modelo global do CPTEC/COLA, e encontrou as seguintes consequências no clima da Amazônia: temperaturas do ar aumentam entre 1 a 2,5° C; evapotranspiração diminui entre 5% e 20%; e a estação seca se torna mais longa.

Costa e Foley (2000) sugerem que o aumento na temperatura, associado com o desflorestamento na bacia hidrográfica Amazônica, pode ser em torno de 1,4° C, comparado com o aquecimento de aproximadamente 2,0° C que pode ser esperado ao se dobrar o CO<sub>2</sub> atmosférico, combinado com o desflorestamento. Zhang *et al.*(2001) mostraram que as mudanças climáticas podem elevar a temperatura da região Amazônica em até 4,0° C, enquanto o aquecimento devido ao desflorestamento pode alcançar 3,0° C.

De um modo geral, os cenários não são muito otimistas para a região Amazônica. Alguns autores têm investigado se o clima do Estado de Rondônia já está alterado (fontes pessoais; estudos ainda em execução). Os resultados preliminares destes estudos vêm indicando diminuição na umidade relativa do ar nos últimos dez anos, assim como diminuição

na precipitação, principalmente durante os meses em que atividades convectivas locais influenciam o volume mensal acumulado de forma significativa (meses em que os fenômenos de grande escala, como ZCAS, influenciam menos). Estes resultados não estão relacionados a mudanças climáticas globais, mas sim impactos do desmatamento em grande parte do Estado. Neste contexto, também pode ser acrescentado, este trabalho.

## **CAPÍTULO 3: MODELAGEM HIDROLÓGICA NA AMAZÔNIA**

### **3.1 INTRODUÇÃO**

A modelagem hidrológica vem cada vez mais mostrando a sua importância para a gestão de recursos hídricos. Esta importância favorece aumentar os êxitos nos resultados devido a uma maior procura pela modelagem e suas aplicações, ao mesmo momento em que ocorre o avanço na obtenção de informações meteorológicas e da previsão do tempo e clima. Neste capítulo são discutidos alguns dos avanços da modelagem hidrológica e um histórico da modelagem hidrológica aplicada na Amazônia com o objetivo de inserir o assunto no presente trabalho.

### **3.2 MODELAGEM HIDROLÓGICA**

A definição de modelagem no meio científico pode ser resumida como a concepção de um sistema numérico que busca representar no todo ou em partes o comportamento de um processo ou conjunto de processos, em um dado instante ou intervalo de tempo. De um modo geral, a modelagem hidrológica pode ser entendida como uma representação matemática do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parte da superfície e/ou sub-superfície terrestre.

A bacia hidrográfica hidrográfica é o foco do estudo da maioria dos modelos hidrológicos, reunindo as superfícies que captam e despejam água sobre um ou mais canais de escoamento que desembocam numa única saída. A bacia hidrográfica pode constituir a

unidade espacial para modelos agregados que consideram as propriedades médias para toda a bacia hidrográfica, ou então, pode ser subdividida segundo diversas abordagens a fim de considerar suas características espacialmente distribuídas.

De maneira geral, um modelo é um sistema de equações e procedimentos compostos por variáveis e parâmetros relacionados de entrada para produzir variáveis e parâmetros de saída. No caso dos modelos hidrológicos, tenta-se resolver equações com base na teoria de conservação de massa que permitam entender as relações citadas dentro de uma bacia hidrográfica hidrográfica.

A simulação hidrológica é limitada pela heterogeneidade física da bacia hidrográfica e dos processos envolvidos, o que muito tem contribuído para o desenvolvimento de um grande número de modelos. Estes, no entanto, se diferenciam entre si em função dos objetivos a serem alcançados, dos dados que utilizam e das prioridades que são estabelecidas na representação dos processos físicos.

Segundo Yevjevich (1971), existem duas grandes correntes de modelagem hidrológica: modelos estocásticos e modelos determinísticos. Chow (1964) conceitua modelos estocásticos quando a probabilidade de ocorrência das variáveis é levada em conta e o conceito de probabilidade é introduzido na formulação do modelo. Por sua vez, os modelos ‘determinísticos passaram a ser denominados, mais recentemente, como conceituais.

Os modelos hidrológicos conceituais do tipo chuva-vazão procuram representar os fenômenos físicos em uma bacia hidrográfica hidrográfica com o objetivo de melhor entender o ciclo hidrológico e simular efeitos como os causados pelas inundações, mudança na cobertura do solo, desmatamento, poluição, erosão do meio natural, entre outros sobre a vazão da bacia hidrográfica. Tem-se percebido avanços nestes modelos, acompanhado dos avanços nos recursos computacionais e disponibilidade de fontes de dados.

Grandes esforços vêm sendo realizados com o intuito de melhor compreender a



componente terrestre do ciclo hidrológico através de trabalhos experimentais e modelagem matemática. Segundo Doodge (1986), a maioria dos problemas que surgem na modelagem hidrológica de bacias hidrográficas não se enquadra no contexto da mecânica analítica ou da mecânica estatística. Na verdade, o estudo hidrológico de bacias hidrográficas situa-se na categoria de sistemas complexos com algum grau de organização.

Os processos de precipitação, evaporação, infiltração, escoamento em rios, dependem de um grande número de variáveis que nem sempre podem ser medidas. Nenhuma metodologia substitui com a mesma eficiência as medições de informações que permitam aferir os parâmetros do modelo utilizado. Quanto menor for a disponibilidade de informações, maiores serão as incertezas dos prognósticos, tanto que uma das limitações na utilização de modelos hidrológicos é a disponibilidade de dados. Segundo Villela e Mattos (1975), no aspecto de quantidade, muitas séries de dados hidrológicos apresentam falhas, quanto à qualidade, muitos dados são mal medidos ou mal observados.

A escolha do modelo hidrológico, a ser utilizado para solução de problemas relacionados à gestão de recursos hídricos, depende de uma avaliação preliminar envolvendo os seguintes aspectos: objetivos do estudo para o qual o modelo será utilizado; características climáticas e físicas da bacia hidrográfica e do rio; disponibilidade de dados; e familiaridade da equipe de projeto com o modelo. A fase da calibração é o processo de simulação onde os parâmetros devem ser identificados e estimados, e pode ser classificada em dois tipos: calibração manual e calibração automática, onde esta última é uma metodologia de estimação automática dos parâmetros, abrangendo aspectos importantes relativos à função objetivo, procedimento de otimização e dados de calibração. A fase de validação utiliza o modelo já calibrado, com dados diferentes daqueles usados no ajuste. Validação e calibração estão intrinsecamente ligadas. A última fase é a aplicação, onde o modelo é utilizado para representar situações em que se desconhece a saída do sistema (Lou, 2004; Collischonn, 2001;

Mota, 1999; Galvão, 1999).

### **3.2.1 Modelos hidrológicos distribuídos e semi-distribuídos**

Os modelos podem ser classificados como pontuais (concentrados ou agregados) ou distribuídos. Em modelos pontuais, considera-se que todas as variáveis de entrada e de saída são representativas de toda área estudada. Por outro lado, os modelos distribuídos consideram a variabilidade espacial encontrada nas diversas variáveis do modelo. De maneira geral, alguma discretização do espaço é feita e conseqüentemente cada elemento discreto pode ser tratado como um ponto que representa homogeneamente toda sua área. Modelos distribuídos mais realísticos consideram também a existência de relação espacial entre elementos vizinhos (relação topológica) (Tucci, 1998).

O uso de modelos hidrológicos distribuídos se baseia no argumento de que este tipo de modelo é o que melhor representa os processos físicos dentro de uma bacia hidrográfica e é inerentemente superior a um modelo agregado (Beven e Binley, 1992). Por outro lado, os modelos hidrológicos distribuídos físicos necessariamente requerem uma quantidade bastante extensa e detalhada de informação sobre a bacia hidrográfica, de modo a realizar uma boa parametrização do modelo. Beven (1989) sugere que este tipo de modelo é mais apropriado para explorar as interações entre os processos e simular os efeitos de futuras mudanças de uso da terra.

O modelo é considerado semi-distribuído quando as variáveis de entrada (e em alguns casos, os parâmetros físicos) são informações médias sobre áreas hidrologicamente similares. Estas áreas podem ser baseadas em índice topográfico, por exemplo. A maior vantagem apresentada por modelos semi-distribuídos é que eles podem incorporar as necessidades físicas, mantendo a simplicidade das operações.

### 3.2.2 Parametrização Topográfica

De acordo com Mendes e Cirilo (2001) o relevo apresenta múltiplas funções da natureza. Os ciclos da matéria e energia dos processos físicos, químicos e biológicos em uma bacia hidrográfica são dependentes da topografia. Sendo assim, a topografia é importante para a descrição, quantificação e interpretação de vários processos da biosfera como escoamento superficial e armazenamento de água, fluxos de energia, evapotranspiração, erosão do solo, entre outros.

O processo de movimento dos elementos do ciclo hidrológico, ao longo de bacias, está baseado na utilização da topografia, por exemplo. A declividade do solo de uma bacia hidrográfica controla, em grande parte, a velocidade com que ocorre o escoamento superficial, afetando, portanto, o tempo que leva a água da chuva para concentrar-se nos leitos fluviais que constituem a rede de drenagem (Villela e Mattos, 1975).

A extração de informações topográfica foi manualmente medida durante décadas. O desenvolvimento de programas de computador para derivar as informações automaticamente foi iniciando a partir do momento que aumentam o tamanho das bacias em análise (Mendes e Cirilo, 2001). Tais bacias podem possuir áreas com milhares de quilômetros quadrados, o que torna a determinação manual das informações topográficas cansativa, consumindo muito tempo e em alguns casos impossíveis. Segundo Martz e Garbrecht (1999), cientistas vêm demonstrando a viabilidade de extrair informações topográficas diretamente de Modelo Numérico de Terreno (MNT).

O MNT (também conhecido como Modelo Digital de Elevação - MDE) é uma matriz (“*raster*”) de números que representam a distribuição geográfica de elevações (Grayson *et al.*, 1992) e são derivados de mapas topográficos digitalizados, ou diretamente, a partir de sensores de satélites e tem sido largamente utilizados nas Geociências, com o propósito de representar as características de variáveis regionalizadas. Quando os MDE são

usados em conjunto com Sistemas de Informações Geográficas (SIG) e técnicas de sensoriamento remoto, possibilitam estudar a variabilidade dos processos físicos nas bacias, com ampla aplicação em diversas áreas.

O uso de MDE está se tornando muito importante na modelagem hidrológica e no gerenciamento de recursos hídricos, porque eles podem produzir muitos parâmetros hidrológicos relevantes, como a rede de drenagem e limites da bacia (Ling *et al.*, 2005). No entanto, por se tratarem de dados remotos, estão sujeitos a uma série de fatores que alteram a relação da veracidade para com a paisagem existente. Seu uso, portanto, requer o desenvolvimento de processos de pré-tratamento, para que atendam, ou se aproximem, à demanda técnica da modelagem de relevo por SIG e sua integração com outras informações (Valeriano, 2004).

Existe um número potencial de vantagens em utilizar técnicas de análises de MDE para derivar parâmetros e variáveis necessárias aos modelos hidrológicos. As principais vantagens estão na velocidade e produtividade com as quais as tarefas de parametrização podem ser realizadas (Lacroix *et al.*, 2002) e um particular benefício no estudo de efeitos da escala espacial na modelagem hidrológica. O estudo do efeito da escala espacial necessita da habilidade em parametrizar bacias sobre um comprimento de escala. Isto pode ser feito de forma rápida e sistemática usando métodos automatizados.

Dentre os vários métodos e técnicas que utilizam MDE para extrair automaticamente a rede de drenagem de uma bacia hidrográfica, existe o método D8, o qual, segundo Fairfield e Leimarie (1991), permite definir a rede de drenagem através do “*raster*” do MDE. O método identifica a inclinação mais íngreme entre as células “*raster*” e suas oito células vizinhas para definir o único caminho. A matriz de acumulação de fluxo é calculada a partir da determinação do número de células que fluem para a célula respectiva. As células com elevada acumulação de fluxo formam áreas de concentração e podem ser utilizadas para

identificar linhas ou cursos de água. A rede de drenagem é identificada selecionando os limites da área da bacia. Essa rede de drenagem é identificada de forma simples e direta e em seguida gera as conexões dos rios (Martz e Garbecht, 1999).

### **3.3 MODELAGEM HIDROLÓGICA NA AMAZÔNIA**

A modelagem hidrológica na Amazônia está bastante relacionada com estudos de mudanças climáticas, da cobertura do solo e o impacto sobre o clima da região e sobre o ciclo hidrológico na bacia. Vários pesquisadores vêm utilizando modelos climáticos para investigar esses impactos e alterações, utilizando informações hidrológicas como condição de contorno.

Vorosmarty *et al.*(1989) apresentaram um dos primeiros trabalhos para a região sobre o tema. O objetivo era a obtenção de informações hidrológicas necessárias para a modelagem de fenômenos como produção primária, decaimento de matéria orgânica e fluxo de nutrientes nos rios. Foram utilizados os modelos “*Water Balance Model*” (WBM) e “*Water Transport Model*” (WTM). O WBM utiliza informações de precipitação, evapotranspiração potencial, tipo de solo e cobertura vegetal para o cálculo da umidade do solo, da evapotranspiração real e do escoamento gerado em cada célula. Já o WTM hierarquiza as células de modo que se represente a rede de drenagem da bacia. A propagação é feita por meio de um reservatório linear em cada célula. O modelo é capaz de simular o efeito do armazenamento de parte do volume d’água nas áreas de inundação por meio de equação da continuidade aplicada a reservatórios. Os resultados gerados pelo modelo foram comparados com as séries de vazão de estações em Óbidos no rio Amazonas, no rio Madeira e no rio Xingu.

Os modelos climáticos globais vêm sendo empregados para a modelagem

hidrológica, fornecendo parâmetros iniciais e até de calibração. Marengo *et al.*(1994) simularam toda a bacia do Amazonas e do rio Tocantins com duas versões do Modelo de Circulação Global do “*Goddard Institute for Space Studies*” (GISS) da NASA. Manzi e Planton (1996) utilizaram o modelo ISBA (Interações entre Solo, Biosfera e Atmosfera) juntamente com o MCG para simular o impacto da substituição da floresta por pastagem.

Escarião (2001) utilizou um modelo conceitual para cálculo de vazão média mensal, desenvolvido pelo Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, dentro do projeto HiBam para obter a vazão na bacia do rio Negro. O autor regionalizou os parâmetros do modelo para sub-bacias a partir das estações fluviométricas localizadas na bacia. Os resultados indicam que a metodologia foi válida e que o uso do modelo pode ser expandindo para grandes bacias.

Ribeiro Neto (2001) utilizou o modelo SIC (“*Simulation of Irrigation Canals*”) desenvolvido pelo instituto de pesquisa do Ministério da Agricultura da França para realizar uma modelagem hidrodinâmica na bacia do rio Amazonas com o intuito de estabelecer a variação temporal e espacial da cota e da vazão. Após a calibração e verificação do modelo, o autor realizou simulações envolvendo a sincronização das cheias dos rios Negro, Solimões e Madeira, onde se verificou que essa sincronização afeta, nitidamente, o valor da cota em Manaus.

Segundo Ribeiro Neto (2006) um interessante trabalho de modelagem hidrológica foi realizado no âmbito do projeto GEWEX (“*Global Energy and Water Cycle Experiment*”), em que as simulações foram realizadas com diferentes modelos. O GEWEX é um programa mantido por instituições de pesquisa internacionais como o “*International Council for Science*” (ICSU) e o “*World Meteorological Organization*” (WMO). Seus objetivos são observar, entender e modelar o ciclo hidrológico e os fluxos de energia na atmosfera, na superfície terrestre e sobre os oceanos. Dentre outras atividades, o GEWEX

realiza o levantamento de informações necessárias para o uso de modelos como, por exemplo, SVATS. Dentro do GEWEX foi inserido o “*Global Soil Wetness Project*” (GSWP), que tem como um de seus objetivos incentivar o uso de modelos SVATS em grandes bacias em todo o globo, inclusive a bacia do rio Amazonas. Os dados utilizados são levantados por outro projeto inserido no GEWEX, o “*International Satellite Land Surface Climatology Project*” (ISLSCP). Alguns resultados foram publicados por Dirmeyer *et al.* (1999), referente a dez modelos de diferentes instituições que utilizaram informações de umidade e profundidade do solo, tipo de vegetação, temperatura, escoamento e fluxos de energia para o período de 1987-88. Na maioria das bacias simuladas, inclusive a bacia Amazônica, todos os modelos subestimaram o valor do escoamento anual.

Os autores ainda afirmaram que a subestimação do escoamento nas simulações realizadas na bacia Amazônica pelo projeto GSWP foi devido aos dados de precipitação, solo e vegetação levantados pelo ISLSCP (Chapelon *et al.*, 2002). Os autores realizaram simulações com o ISBA utilizando diferentes combinações de fonte de dados: HiBAm, ISLSCP e LC. As simulações realizadas com os dados do HiBAm e LC apresentaram os melhores resultados. O passo seguinte, no sentido de melhorar ainda mais os resultados, consistiu na variação dos valores dos parâmetros e da resolução espacial do modelo de propagação do escoamento. Os resultados mostraram que tanto os parâmetros quanto à resolução das células do modelo não são suficientemente sensíveis para a melhoria do desempenho das simulações.

Costa e Foley (1997) utilizaram um modelo semelhante ao desenvolvido por Vorosmarty *et al.*(1989) para modelar toda a bacia Amazônica e a bacia do rio Tocantins. As informações climáticas para o cálculo da evapotranspiração foram interpoladas linearmente de mensal para diário, enquanto que a precipitação foi desagregada de mensal para diário com um gerador estocástico. Foram realizadas comparações entre volumes calculados e

observados em nível anual e mensal. O modelo apresentou bons resultados na obtenção da vazão anual em áreas com floresta e pastagem. Já nas áreas de cerrado o desempenho foi inferior. No cálculo das vazões mensais os autores observaram um atraso do pico do hidrograma em algumas estações do rio Solimões/Amazonas, indicando que a formulação do modelo não é ideal para representar alguns processos como armazenamento nas áreas de inundação e efeitos de remanso.

Nijssen *et al.*(2001) utilizaram modelos de circulação global para verificar a sensibilidade hidrológica às mudanças climáticas em nove grande bacias, incluindo a Amazônica. Os autores utilizaram quatro modelos climáticos e o modelo hidrológico para bacias de grande escala “*Variable Infiltration Capacity*” (VIC). Os cenários de mudanças do clima foram prognosticados por vários MCG’s, que forneceram os novos valores de precipitação e temperatura. Os resultados indicaram uma redução na vazão para a região da bacia Amazônica.

Alguns projetos de pesquisa têm favorecido avanços em estudos na região Amazônica, como um todo. Dentro destes pode-se destacar o projeto “*Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia*” (LBA) e o projeto Rede de Monitoramento de Eventos Extremos na Amazônia (REMAM). No contexto de modelagem hidrológica Richey *et al.*(2004) e Victoria *et al.*(2005) utilizaram o modelo VIC-2L para modelar a bacia do rio Ji-Paraná e a bacia rio Juruá, respectivamente, dentro do projeto LBA. O objetivo da modelagem foi quantificar os valores de escoamento superficial e de base para funcionarem como parâmetros de entrada em modelo de transporte biogeoquímico.

O modelo hidrológico TopModel também foi utilizado na bacia Amazônica por Ecuyer (2003). O autor utilizou o modelo em seis sub-bacias da bacia do rio Negro, com áreas que variavam de 1.201 km<sup>2</sup> a 71.061 km<sup>2</sup>. Os resultados indicaram limitações do modelo, como baixo desempenho em sub-bacias com baixa declividade.



Ribeiro Neto (2006) realizou simulações hidrológicas na bacia do rio Madeira utilizando o Modelo Hidrológico de Grandes Bacias do Instituto de Pesquisas Hidrológicas (MGB-IPH), com o objetivo de estudar os processos hidrológicos da bacia. O autor evidenciou o problema de falta de dados de precipitação para entrada no modelo, principalmente na parte da bacia que não pertence ao Brasil. Para suprimir esta dificuldade o autor utilizou dados de “reanálises” do NCEP/NCAR. Os resultados indicaram um desempenho satisfatório do modelo na maioria das sub-bacias estudadas. As maiores diferenças entre os valores observados e simulados foram justamente nas sub-bacias da Bolívia e Peru, com subestimação da vazão calculada, principalmente na fase de verificação do modelo. O autor investigou, também de maneira preliminar, as conseqüências do desmatamento sobre o escoamento em duas sub-bacias do rio Madeira para verificar a potencialidade do modelo em estudos com esse foco e também o potencial do modelo em fornecer vazões em pontos da bacia sem monitoramento.

Grande parte dos autores destaca dois principais problemas em modelagem na bacia Amazônica: falta de dados meteorológicos (por exemplo, precipitação e temperatura) e modelos hidrológicos que não conseguem discretizar bacias com baixa variação de topografia. De fato é um problema relevante no âmbito de modelagem hidrológica, mas atualmente parte do problema pode ser contornado com o uso de “reanálises” como Ribeiro Neto (2006), o uso de estimativa de precipitação por satélites (Collischonn *et al.*, 2005; Collischonn, 2006) e o uso de sensores remotos para estimativa de outros parâmetros meteorológicos que possam ser necessários nos modelos hidrológicos, como radiação global, cobertura de nuvem, temperatura e cobertura de gelo (Kite, 2005). Já a discretização das bacias com baixa declividade pode ser superada utilizando-se dados de elevação digital com resolução espacial maior do que as adotadas por alguns autores (por exemplo, 90 metros) em conjunto com modelos hidrológicos semi-distribuídos. Ao utilizar os modelos semi-distribuídos as variáveis

de entrada diminuem, podendo redirecionar esta diminuição dos cálculos com menos variáveis para a discretização da bacia através de MDE's com maior resolução. A utilização de MDE's com alta resolução gera uma necessidade de cálculo computacional maior nos modelos hidrológicos distribuídos e semi-distribuídos.

## **CAPÍTULO 4: O MODELO HIDROLÓGICO SLURP**

### **4.1 INTRODUÇÃO**

O modelo hidrológico semi-distribuído SLURP vem mostrando ser uma alternativa importante por não precisar de uma tarefa computacional tão árdua quanto em um modelo distribuído e por poder utilizar dados de sensores remotos. Há algum tempo vem sendo utilizado em diversos locais do mundo e para finalidades que vão desde a simples obtenção da vazão até a utilização em estudos de mudanças de cobertura vegetal e alterações no ciclo hidrológico. Neste capítulo será apresentada a descrição do modelo SLURP, sua estrutura, bem como breve histórico de referências da utilização do modelo em diversas bacias do mundo e o método de calibração utilizado.

### **4.2 TOPAZ (TOPOGRAPHIC PARAMETERIZATION)**

Como dito no Capítulo 2, a topografia é importante para descrição, quantificação e interpretação de muitos processos da biosfera. Exemplos desse processo no campo da hidrometeorologia incluem: vazão e armazenamento de água, evapotranspiração, erosão do solo, entre outros. No campo dos recursos hídricos e hidrometeorologia, a avaliação automática de modelos de elevação digital (MDE) tem foco na segmentação da bacia e identificação das redes de drenagem. A extração automática da rede e propriedades das sub-bacias através dos MDEs representa um rápido e conveniente caminho para parametrização de uma bacia.

O software TOPAZ é uma ferramenta de análise digital de terreno que faz o

processamento e avaliação de MDEs para identificar características topográficas, medidas de parâmetros topográficos, definição da superfície de drenagem, quantificação da rede de drenagem e cálculo representativo dos parâmetros das sub-bacias. O objetivo principal desse software (que também pode ser chamado de módulo por incorporar o SLURP) é para análise e parametrização física de modelos hidrológicos, mas, segundo Garbrecht e Martz (1999) ele também pode ser usado para auxiliar na obtenção de informações sobre aplicações geomorfológicas, ambientais e de sensoriamento remoto.

Garbrecht e Martz (1999) afirmam que a parametrização topográfica pelo TOPAZ envolve medidas de várias propriedades do “*raster*” como derivações da rede de drenagem e traslado em canais de sub-bacias. O software também permite armazenar parâmetros espaciais, como elevações corrigidas, inclinação da superfície do solo, rede de drenagem, limites de sub-bacias e limites da bacia.

É importante dizer que o TOPAZ não é um SIG de um modo tradicional, mas é um sistema que executa processamento numérico de MDEs e produz um número de camada de dados e tabelas características. O objetivo primário do software é de quantificar e identificar de maneira rápida e sistemática características de suporte para investigações de parâmetros que possam ser utilizados em modelagem hidrológica, avaliação de recursos do solo e gerenciamento de bacias e ecossistemas.

As saídas do software consistem em tabelas de atributos e “*raster*” de dados espaciais. Nas tabelas de atributos obtêm-se as propriedades dos canais individuais e das sub-bacias, bem como informações da estrutura total da rede de drenagem. Estas tabelas são para análises ou entrada de parâmetros em modelos hidrológicos. Os dados “*raster*” incluem mapas digitais da rede de drenagem, sub-bacias e outras características topográficas e hidrológicas distribuídas espacialmente.

O processamento do MDE no TOPAZ é no conceito de direção do fluxo

devido à declividade (método D8) e no conceito de “*critical source area*” (CSA). O método D8 (Douglas, 1986; Fairfield e Leymarie, 1991) define propriedades para cada célula individual do “*raster*” pela avaliação dela própria e suas 8 celas imediatamente adjacentes. O conceito de direção do fluxo devido à declividade define a drenagem e direção de fluxo na superfície como a mais íngreme declividade da trajetória da célula de interesse para uma de suas 8 celas adjacentes (Mark, 1984; O'Callaghan e Mark, 1984; Morris e Heerdeger, 1988). O conceito de CSA define os canais de drenagem como aquelas células do “*raster*” que têm uma área de drenagem a jusante maior que uma área de drenagem de limite, chamada CSA. Os valores de CSA definem uma área de drenagem mínima abaixo da qual um canal permanente é definido (Mark, 1984; Martz e Garbrecht, 1992). Dessa forma, controla a segmentação de bacia e todo o resultado do espaço e topologia da rede de drenagem e características das sub-bacias.

### **4.3 SLURPAZ**

SLURPAZ é uma interface (escrita em Fortran 90) entre o modelo de análise digital de terreno TOPAZ e o modelo hidrológico SLURP. Esta interface processa as saídas do TOPAZ junto com dados “*raster*” de cobertura do solo e coordenadas de estações meteorológicas para gerar um arquivo de comando que o SLURP reconhece. Abaixo é mostrado o esquema de ligação entre o SLURPAZ e o TOPAZ (Figura 4.1).

Esta interface necessita que o “*raster*” de cobertura do solo possua matriz de dados com a mesma dimensão (quantidade de linhas e colunas) e com as mesmas coordenadas geográficas (mesma área) do arquivo MDE usado no TOPAZ. Por estar presente dentro do SLURP, pode-se chamar o SLURPAZ de módulo.

Mais detalhes sobre a metodologia do SLURPAZ pode ser obtida nos anexos

do manual do SLURP (Kite, 2005) e em Lacroix e Martz (1997).

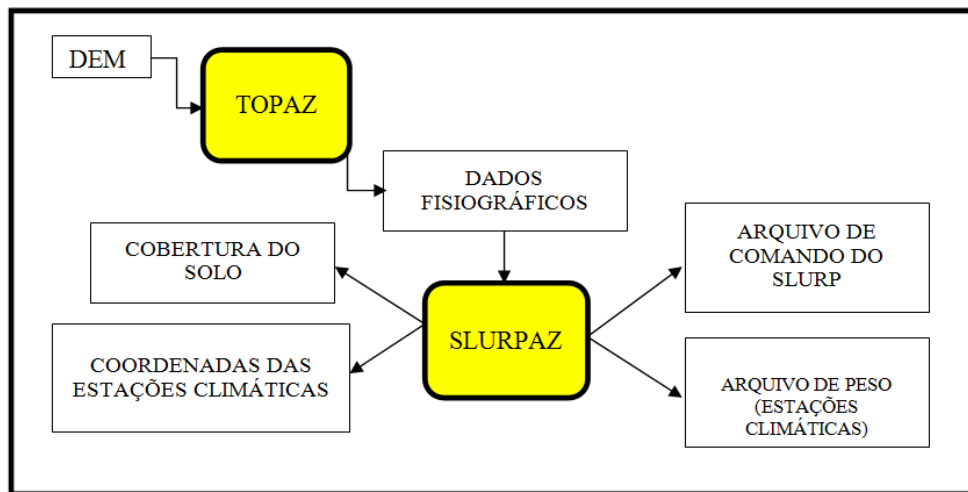


Figura 4.1– Organograma de funcionamento da interface SLURPAZ

#### 4.4 MODELO HIDROLÓGICO SLURP

SLURP (“*Semi-distributed Land Use-based Runoff Processes*”) é um modelo que simula o ciclo hidrológico da precipitação até à vazão, incluindo o desempenho de reservatórios, represas e planejamento de irrigação. O modelo pode ser usado para examinar os efeitos de mudanças propostas no gerenciamento hídrico na bacia ou para ver que efeitos os fatores externos como a mudança no clima ou mudança na cobertura do solo pode ocasionar. O modelo utiliza dados climáticos disponíveis localmente e imagens de satélite para mapeamento da cobertura da terra, índices de vegetação, área foliar, albedo e cobertura de nuvens (para distribuição de precipitação). Diversos estudos hidrológicos vêm sendo desenvolvidos com esse modelo.

O modelo divide a bacia hidrográfica em sub-bacias, com base na topografia e na cobertura do solo, tendo como princípio o conceito de áreas hidrológicamente homogêneas (do inglês “*Grouped Response Units*” – GRU) que surgiu no final da década de 80 e

contribuiu significativamente para a modelagem de grandes bacias (Kouwen *et al.*, 1993; Kite e Kouwen, 1992). A aplicação do conceito de GRU's consiste na divisão da bacia hidrográfica em áreas de acordo com as características de tipo de solo, uso do solo, cobertura vegetal e/ou topografia do terreno. As áreas homogêneas podem ser descontínuas e são representadas no modelo em termos percentuais com relação à área total analisada. A grande vantagem dessa ferramenta está na capacidade de auxiliar na representação da distribuição espacial do balanço hídrico do solo, ou seja, as equações podem ser utilizadas em cada GRU.

Kouwen *et al.*(1993) utilizaram esta ferramenta na modelagem de quatro bacias no Canadá com área variando de 125 km<sup>2</sup> a 4.000 km<sup>2</sup>. A mesma técnica foi aplicada em uma bacia de 1.260 km<sup>2</sup> na Austrália por Wooldridge e Kalma (2001), que utilizaram quatro diferentes informações para delimitação das GRU's: profundidade do solo, tipo de uso do solo, combinação de profundidade do solo e tipo de uso e, por último, um índice de umidade determinado em função da precipitação e da evapotranspiração. Os autores verificaram que a informação sobre o tipo de uso do solo foi a característica que mais influenciou o resultado do modelo.

Nos estudos realizados por Kouwen *et al.*(1993) e Wooldridge e Kalma (2001), os autores consideraram a bacia por completo na subdivisão em GRU's. Alguns autores vêm adotando uma metodologia mais sofisticada que consiste em utilizar a técnica do GRU, mas subdividindo-se a bacia em uma malha com elementos quadrados, onde em cada elemento determina-se as GRU's, como, por exemplo, em Collischonn e Tucci (2001), Krysanova *et al.*(1998) e Kite e Kouwen (1992).

No SLURP cada sub-bacia é conhecida com ASA (“*Aggregated Simulation Area*”), área de simulação agregada, que conseqüentemente é subdividida em subáreas com diferentes usos da terra (Figura 4.2). Os requerimentos básicos para uma ASA são que a distribuição de cobertura de solo e a elevação por elementos (*pixels*) em cada uma delas

devem ser conhecidos e que uma ASA deve contribuir para vazão em um canal de fluxo definido.

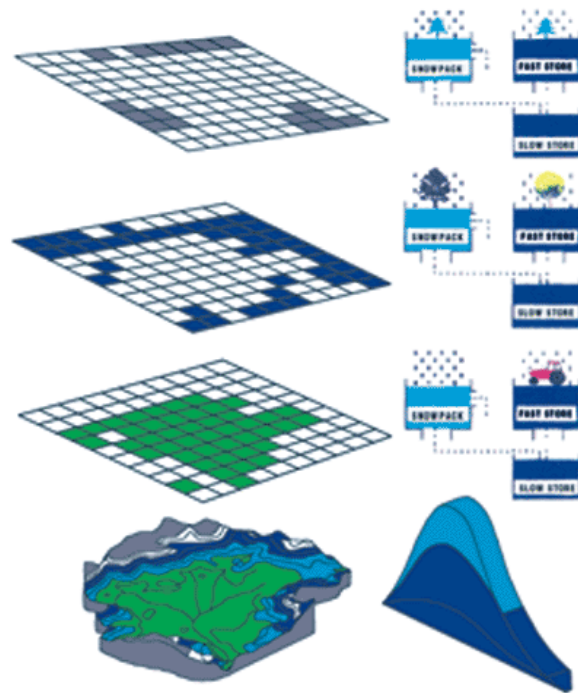


Figura 4.2 – Modelo SLURP aplicado para cada cobertura do solo dentro da sub-bacia (Fonte: Kite, 2005)

O modelo, então, simula o balanço vertical da água para cada cobertura do solo dentro de cada sub-bacia durante cada dia (Figura 4.3). Isto é, o modelo aproxima os processos físicos que controlam a transformação da precipitação em evapotranspiração e escoamento superficial, separadamente para cada cobertura do solo dentro de cada sub-bacia. Cada elemento da matriz sub-bacia/cobertura do solo é representado por quatro reservatórios não lineares ou tanques representativos de interceptação do dossel, degelo e armazenamento. As saídas de cada balanço vertical da água incluem evaporação, transpiração, escoamento superficial, fluxo da água subterrânea e mudanças no armazenamento do dossel, degelo, umidade do solo e água no solo.

Apesar de ser definido como modelo semi-distribuído, o SLURP é capaz de ser utilizado como modelo distribuído (Kite, 2005). A primeira versão desenvolvida dele foi em



1975 para bacias no Canadá, como alternativa ao uso de modelos muito complicados. A sua última versão incorpora os programas de análise topográfica TOPAZ (TOPographic PARameteriZation) e o SLURPAZ (desenvolvido pela “*University of Saskatchewan*”) descritos anteriormente.

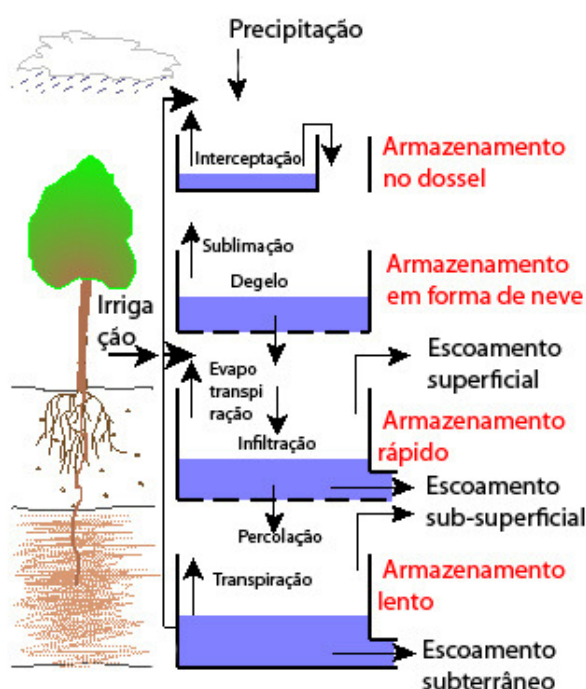


Figura 4.3 – Balanço de água no modelo SLURP (Fonte: Kite, 2005)

Uma importante vantagem de modelos semi-distribuídos, como o SLURP, é que ele pode incorporar a representação física necessária enquanto mantém simplicidade comparativa de operação. Usando o SLURP de forma semi-distribuída, o modelo permite simular o comportamento de uma bacia em vários pontos e com muitas variáveis, enquanto evita excesso de cálculos pesados dos modelos distribuídos.

O modelo já foi aplicado em vários países e em bacias de diferentes tamanhos,

grande escala e até de alguns hectares (Su *et al.*,1997) como, por exemplo, a bacia do Mackenzie com uma área de 1,8 milhão de quilômetros quadrados (Kite *et al.*, 1994) e foi desenvolvido para ser utilizado com dados de sensores remotos, tendo esta característica como um ponto chave para o seu desenvolvimento. Aplicações do modelo têm sido desenvolvidas para estudos de mudanças climáticas (Kite, 1993), recursos hídricos (Kite *et al.*, 1998), produtividade da água (Droogers e Kite, 1999a,b), irrigação (Kite e Droogers, 1999) e até refúgios de vida selvagem (de Voogt *et al.*, 2000).

#### **4.5 APLICAÇÕES DO MODELO SLURP: UMA REVISÃO LITERÁRIA**

O modelo começou a ser desenvolvido em 1973. A primeira versão foi finalizada em 1975 e o primeiro trabalho publicado com ele foi no ano de 1978, descrevendo o desenvolvimento de um modelo hidrológico para bacias do Canadá (Kite, 1978). Após diversos aperfeiçoamentos, o modelo passou a ser utilizado em outras bacias do globo.

Kite (1997) utilizou modelos atmosféricos como meio de suprimir a falta de dados de precipitação para simular a vazão na bacia do Rio Columbia, uma bacia com importância econômica tanto para os Estados Unidos quanto para o Canadá, particularmente em termos da geração de hidroeletricidade e produção industrial da região. O objetivo do estudo foi verificar o uso de dados gerados por modelos numéricos de previsão de tempo em várias escalas acoplado ao modelo. Ele verificou que os dados são apropriados para utilização no modelo hidrológico.

Jain *et al.*(1998) utilizaram o modelo com um sistema de informações geográficas (SIG) para estimar o escoamento superficial em parte da bacia do rio Satluj, localizada a leste do Himalaia, na Índia. Os autores usaram dados de sensores remotos para preparar dados de entrada no modelo e comparar com os fluxos observados. Os resultados

encontrados sugeriram que o modelo pode ser utilizado para o objetivo proposto. O módulo de derretimento de gelo do modelo foi importante para mostrar que o escoamento superficial local devido à precipitação na bacia é responsável por uma pequena parcela no escoamento total; por sua vez, o derretimento de gelo das montanhas do Himalaia é o maior responsável pelo escoamento total.

Segundo Kite *et al.*(1998) o modelo pode ser utilizado para gerar longas séries de dados de vazão a partir de dados de um modelo de circulação geral. Os autores geraram 96 anos de dados diários de vazão. O modelo mostrou-se eficiente no objetivo proposto. Essa metodologia permite utilizá-lo para análise de recursos hídricos sobre cenários alternativos de mudanças climáticas e mudança na cobertura/uso do solo.

O modelo também pode ser utilizado para calcular evapotranspiração (ET), conforme Barr *et al.*(1998) verificaram. Os autores calcularam a evapotranspiração utilizando três métodos diferentes dentro do modelo SLURP sobre um período de cinco anos na bacia Kootenay. Embora os métodos de ET afetassem a vazão simulada de maneira diferente um do outro, o método Spittlehouse tem uma significância física melhor do que os métodos de Pennman modificado e de Morton. De um modo geral, os resultados mostraram que usar um método que inclui a umidade do solo produz um resultado melhor.

A bacia do rio Mekong é uma das maiores do mundo. Kite (2000a) e Kite (2001) utilizaram o modelo SLURP para verificar a utilização com dados disponíveis gratuitamente na internet (modelos de elevação digitais, dados meteorológicos e informações de cobertura e tipo de solo). O autor verificou que os dados podem ser utilizados para simulação de balanço de água, mas não podem ser utilizados para projetos hidráulicos complexos. Ele também verificou que o modelo é útil para estudos de mudanças de cobertura do solo, variabilidade climática e também para a previsão de cheias e esquemas de irrigação.

Kite (2000b) utilizou o modelo para estimar a transpiração do dossel e a evaporação do solo na bacia do rio Gediz, na Turquia. As sub-bacias e a cobertura do solo foram derivadas de análise de dados de elevação digital e do sensor AVHRR da NOAA, respectivamente. Nesse estudo foi utilizada a implementação FAO na equação de Penman-Monteith. Os resultados mostraram que a evaporação e a transpiração variam amplamente pela bacia em qualquer dia e durante a estação de irrigação. Os autores concluíram que o modelo pode ser usado para calcular a efetividade de várias estratégias de irrigação usada na bacia, além de indicar que é possível obter os dados objetivados diariamente.

De fato, a utilização do modelo para derivar dados de evapotranspiração fornece resultados para um longo período, diferente da estimativa de evapotranspiração por dados de satélite que pode ser obtida a partir de uma imagem e é então estendida para todo um período.

O modelo também foi utilizado por Kite e Droogers (1999) e Kite e Droogers (2000) para comparar a evapotranspiração estimada por satélite, modelos hidrológicos e dados observados. Os autores utilizaram o algoritmo SEBAL (Bastiaanssen *et al.*, 1998) para estimar a evapotranspiração por satélite e os modelos SWAP (Vam Dam *et al.*, 1997) e SLURP. Os resultados mostraram diferenças nos valores obtidos entre os métodos utilizados. Por hora o Sebal apresentava melhor resultado e em outro momento o SLURP ou o Swap. De fato, a complexidade dos modelos hidrológicos deve demandar uma quantidade maior de dados para que os resultados sejam mais próximos da realidade. No entanto, a utilização desses métodos permite uma ampla variedade de resultados principalmente na escala temporal, o que com a estimativa por satélite pode ficar comprometida devido ao acesso das imagens, tempo de processamento e a necessidade de dados livres de nuvens. Kite e Granger (1981) também analisaram a evapotranspiração obtida por satélite e pelo modelo SLURP e encontraram resultados semelhantes ao dos autores acima.

Su *et al.*(2000) utilizaram o modelo para simular os processos hidrológicos que acontecem em grandes bacias para um período de 28 anos de dados em uma área de 3 ha em Saskatchewan. O modelo reproduziu as vazões de maneira satisfatória, segundo os autores. Eles avaliaram também a utilização do modelo em bacias pequenas, com área aproximada de 0,24 ha, e os resultados indicaram que os efeitos da escala são importantes.

O modelo também foi utilizado na bacia hidrográfica do Olifants. A bacia hidrográfica tem potencial mineral, hidroelétrico, irrigação e agropecuário, com importante papel para a população da África do Sul como fonte de recursos hídricos e econômica. Um dos problemas locais é a demanda de água para atender as necessidades citadas acima, a qualidade da água, o impacto do uso da terra nos recursos hídricos, a disponibilidade de informações para o gerenciamento e as práticas de gerenciamento da bacia hidrográfica. O modelo foi utilizado por Kite (2002) para estudar a existência de práticas de gerenciamento dos recursos e investigar cenários alternativos de gerenciamento, bem como, cenários alternativos climáticos e de disponibilidade de água. Os resultados indicaram que ele pode ser utilizado para estudos com estes objetos.

Laurent e Valeo (2003) modelaram a vazão em uma floresta boreal usando o modelo. Os autores utilizaram uma versão modificada do SLURP que incorporava solo congelado e particionamento da neve. De um modo geral, os autores verificaram que as alterações resultaram em uma modelagem mais significativa do que o modelo original na região em estudo. No modelo SLURP está incorporado a componente do degelo; no entanto, não há a componente do solo congelado, que é necessário em algumas regiões, como a estudada pelos autores.

Thornea e Woo (2006) utilizaram três pacotes de dados climáticos de estações meteorológicas e produtos de “reanálises” para comparar o uso em simulações de escoamento superficial para uma bacia hidrográfica com grandes montanhas no subártico do Canadá.

Esses dados são estatisticamente diferentes ao longo dos meses. Quando utilizado em conjunto com os parâmetros calibrados, o modelo mostrou-se usual em simular os fluxos. Os resultados indicaram que apesar de utilizar dados diferentes o modelo pode simular vazões comparáveis para a bacia hidrográfica, principalmente na parte a jusante. Além disso, também verificaram que ele foi hábil em simular vazões para as condições de bacias hidrográficas montanhosas.

## **4.6 ESTRUTURA DO MODELO**

### **4.6.1 Balanço vertical de água**

#### ***4.6.1.1 Cálculo da Evapotranspiração***

A evapotranspiração potencial pode ser calculada por cinco métodos diferentes:

- a) Modelo CRAE - “*Complementary Relationship Areal Evapotranspiration*” (Morton, 1983). O CRAE calcula a evapotranspiração potencial através da resolução das equações de balanço de energia e aerodinâmica usando a modificação da equação de Penman (1948) na qual a função do vento é substituída por um coeficiente de transferência de vapor;
- b) Método de Granger (1995) que utiliza temperaturas da superfície relacionado com o déficit de vapor. Neste método, os dados de temperatura podem ser obtidos através de sensores remotos. Um algoritmo para saldo de radiação permito usar os dados do canal 1 do NOAA “*Advanced Very High Resolution Radiometer*” (AVHRR). A evapotranspiração diária em cada pixel é calculada com base no saldo de radiação e no déficit de pressão de vapor e realizada uma média para cada tipo de cobertura do solo.

Dados de vento são opcionais nesse modelo;

- c) Técnica de Spittlehouse (1989) na qual a energia disponível é calculada usando a aproximação de Priestley e Taylor (1972) e a umidade no solo disponível é calculada com uma função da capacidade de campo e da profundidade da raiz. Evaporação da interceptação da cobertura e no solo, e a transpiração da vegetação, são calculadas separadamente por este método;
- d) Versão FAO do algoritmo de Penman-Monteith (Verhoef e Feddes, 1991). No modelo SLURP, a versão de implementação no model SWAP (van DAM, *et al.*, 1997) é usada. Esta versão requer informações da altura do dossel e da resistência da cobertura vegetal e dados diários do vento;
- e) Aproximação de Linacre (1977) para a equação de Penman. Este método usa apenas dados de temperatura. Clemence e Schultze (1982) encontraram que o método de Linacre tem um resultado melhor do que outros métodos baseados na temperatura. A versão usada no SLURP inclui o fator de correção de luz diária proposto por Dent *et al.*(1988).

Em todos os cinco métodos a evapotranspiração global é calculada como evaporação da superfície e do solo e a transpiração da vegetação em proporção à razão de área coberta por solo e vegetação. As áreas de vegetação e solo são determinadas pelo índice de área foliar que pode ser derivado de dados de sensores remotos.

Kyte (2005) descreve vantagens e desvantagens entre os métodos existentes no modelo SLURP para se obter evapotranspiração, como pode-se observar na Tabela 4.1, abaixo.

Neste trabalho foi adotado o método de Linacre por causa da falta de informações para se utilizar os outros métodos.

Tabela 4.1 – Comparação dos métodos de evapotranspiração

Método	Vantagem	Desvantagem
Penman-Monteith	Amplamente aceito	Necessita muitos dados
Priestley-Taylor	Separa E e T, mas não usa $T_d$ ou $U_r$	Usa Coeficientes
Morton CRAE	Melhor lógica	Não é amplamente aceito
Granger	Usa dados de satélites	Necessita muitos dados
Linacre	Usa apenas dados de temperatura	É uma aproximação

Fonte: Kite (2005)

A obtenção da evapotranspiração potencial equivalente (em mm/dia) seguindo o método de Linacer é calculada como (Schultze *et al.*, 1989):

$$E = \frac{700T_m / (100 - \phi) + u(T_a - T_d)}{80 - T_a} \quad (4.1)$$

em que  $T_m = T_a + 0,006 A_m$ , e  $T_a$  é a temperatura média diária do ar;  $A_m$  é a elevação (m),  $\phi$  é a latitude em graus,  $u$  é o fator do vento (frequentemente adotado o valor 15) e  $T_a - T_d$  é a diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho:

$$T_a - T_d = 0,0023 A_m + 0,37 T_a + 0,53 R_m + 0,35 R_{hc} - 10,9 \quad (4.2)$$

em que  $R_m$  é a temperatura média diária e  $R_{hc}$  é a diferença entre a temperatura média dos meses mais quentes e meses mais frios do ano.

Dent *et al.*(1988) ajustaram a equação (4.1) adicionando um fator de correção para o período de luz solar diária, com:

$$E = \frac{D \cdot 700T_m / (100 - \phi) + u(T_a - T_d)}{80 - T_a} \quad (4.3)$$

em que D é o número de horas com luz solar dividido por 12.

A equação 4.3 pode ser utilizada no modelo, desde que se tenha informação de radiação solar, caso contrário a equação utilizada é a 4.1.



#### ***4.6.1.2 Cálculo da evapotranspiração real através da potencial***

Para todos os métodos a evaporação e a transpiração são calculadas no modelo SLURP, dependendo da razão entre a cobertura do solo e o dossel dentro de cada cobertura da superfície. A razão da evaporação real através da potencial e a transpiração real através da potencial varia dependendo do conteúdo de água armazenada no solo (Figura 4.4). Inicialmente, o solo está seco, se o conteúdo de água é menor que o ponto de murchamento (PM), então a razão da evapotranspiração real para potencial é 0. Como o conteúdo de umidade aumenta do PM para o ponto F (metade da distância entre PM e CC – Capacidade de campo), então a razão aumenta linearmente de 0 para 1. De F até CC a razão permanece em 1, isto é, a evapotranspiração real é igual a potencial. Se a umidade do solo aumenta de CC para PO (porosidade do solo) a razão diminui linearmente de 1 para 0,3, isto é, a evapotranspiração real diminui abaixo da potencial novamente. A razão para essa diminuição é que o excesso de água causa anoxia, ou diminuição do oxigênio (Schultze, 1989) e reduz a capacidade da planta de absorver água.

#### ***4.6.1.3 Balanço vertical da água para todas as coberturas do solo, exceto “água”***

A Figura 4.5 apresenta de forma simplificada o balanço de água na vertical que o modelo SLURP aplica para cada elemento da matriz de sub-bacias e cobertura da superfície (exceto para a superfície “água”). A estrutura contém quatro reservatórios (ou depósitos) não-lineares, são eles: armazenamento no dossel, em forma de gelo, escoamento rápido (que pode ser considerado com uma combinação do armazenamento na superfície e armazenamento no topo da camada do solo) e o armazenamento lento (que pode ser considerado como a resposta subterrânea).

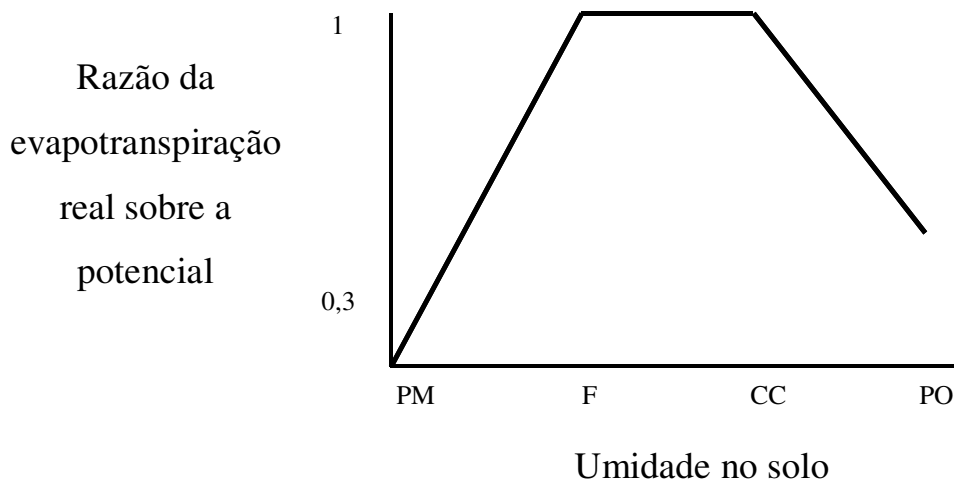


Figura 4.4 – Relação entre a evapotranspiração real e potencial e umidade no solo em modelos convencionais

O balanço vertical opera em um passo de tempo diário. A seqüência de operação está descrita abaixo e pode ser verificada também na Figura 4.5:

- A precipitação diária, mm, para a sub-bacia é ajustada para a elevação média da cobertura do solo usando uma mudança percentual estimada para 100mm em dois estágios. Primeiro durante o processo de derivação da precipitação média dentro da sub-bacia dos dados da estação climática e, segundo quando a precipitação média é convertida para precipitação na cobertura do solo no balanço diário de água. O limite máximo de aumento na precipitação é de 50% nos dois estágios. Existe uma opção no modelo denominada de fator de correção da precipitação para eventuais problemas com esse balanço. Um dos maiores problemas da modelagem hidrológica é obter dados de precipitação distribuída ao longo da bacia hidrográfica. Sem dados confiáveis, o mais sofisticado modelo hidrológico poderá gerar resultados não tão melhores do que um simples modelo concentrado. O modelo SLURP então calcula a precipitação média através do método dos polígonos de Thiessen para as sub-bacias. Ele utiliza coeficientes de peso que são obtidos através da localização da estação dos dados

mais próxima à bacia hidrográfica e a elevação. Todo o procedimento é feito automaticamente;

- 1) A precipitação é interceptada pela cobertura vegetal. A interceptação é dada por (Spittlehouse, 1989):

$$I = AP^B \quad (4.4)$$

em que P é a precipitação (mm), I a interceptação (mm) e A e B são coeficientes. A é determinado através do IAF (Índice de Área Foliar), sendo  $A = 1/IAF_{Max}$ . B é definido como 1 pelo modelo. O modelo interpola dados de IAF mensais para diário;

Os dados diários de temperatura média, °C , são derivados para cada cobertura da superfície em cada sub-bacia hidrográfica e ajustado para a elevação usando *lapse rate* em dois estágios. Primeiro durante o processo de derivação das temperaturas médias na sub-bacia hidrográfica e, segundo, quando é convertida para cada cobertura da superfície dentro de cada sub-bacia hidrográfica. O procedimento é semelhante ao da precipitação, descrito acima;

- 2) A chuva que restou do dossel é adicionada ao armazenamento rápido;
- 3) O segundo armazenamento representa o armazenamento em forma de gelo.

Se a temperatura média estiver abaixo ou igual a uma temperatura crítica então a precipitação assume que existe gelo/degelo e é acumulada ao armazenamento em forma de gelo. Se a temperatura estiver acima da temperatura crítica, a precipitação é assumida como chuva. Neste trabalho tomou-se o cuidado de definir um valor para temperatura crítica de 0 °C, uma vez que não existe contribuição de degelo/gelo/neve nesta bacia hidrográfica. Vale lembrar que as temperaturas podem chegar a valores inferiores a 10° C devido a incursão de massas de ar polares, mas mesmo assim, a temperatura crítica padrão do modelo ainda é menor.

- 4) O processo do fluxo sub-superficial é simulado usando dois reservatórios

lineares: o armazenamento rápido, que pode ser considerado como uma camada de solo não-saturado que contribui para o escoamento superficial, escoamento sub-superficial e percolação para um reservatório do armazenamento lento; e o armazenamento lento que é devido ao escoamento sub-superficial, escoamento subterrâneo e a transpiração (Figura 4.3).

A precipitação e o degelo infiltram através da superfície do solo para o armazenamento rápido dependendo da taxa de infiltração atual:

$$Inf = \left(1 - \frac{S_1}{S_{1,max}}\right) * Inf_{max} \quad (4.5)$$

em que  $S_1$  é o conteúdo atual do armazenamento rápido,  $S_{1,max}$  é a capacidade máxima de armazenamento e  $Inf_{max}$  é a máxima infiltração. Se o suprimento de água é maior que  $Inf$  ou o rápido armazenamento está cheio, o excesso de água é separado em escoamento superficial.

Se o conteúdo do armazenamento rápido,  $S_1$ , for maior que a capacidade campo, CC, então o excesso é dividido em escoamento sub-superficial,  $RI$ .

A percolação do armazenamento rápido para o armazenamento lento ocorre a uma taxa que depende de  $S_1$ , o ponto de murchamento, PM, e o conteúdo de retenção,  $k_1$ .

$$PERC = (S_1 - WP) / k_1 \quad (4.6)$$

A evaporação e a transpiração são retiradas do armazenamento rápido na proporção das percentagens de cobertura vegetal e de solo derivada do IAF (Vanclooster *et al.*, 1994):

$$E = coberturasolo.Esolo + cobeturavegetal.Eágua \quad (4.7)$$

em que

$$coberturasolo = e^{-0,6.IAF} \quad (4.8)$$

A percolação é adicionada ao armazenamento lento e então gera o fluxo subterrâneo, RG,

$$RG = \frac{1}{k_s} * S_2 \quad (4.9)$$

em que  $k_2$  é a retenção do armazenamento lento e  $S_2$  é o conteúdo atual do armazenamento lento. Se ocorrer a cheia do armazenamento lento ele será adicionado ao  $R_1$ .

5) A transpiração é extraída do armazenamento lento.

Os conceitos usados no balanço vertical são simples e utiliza parâmetros que podem ser estimados. Muitos estudos (por exemplo, Naef, 1981; Jain *et al.*, 1998; Grayson *et al.*, 1992; Jakeman e Hornberger, 1993) têm demonstrado que o uso de modelos mais sofisticados, utilizando medidas de campo e laboratórios para os parâmetros de infiltração e subterrâneos, não fornecem resultados melhores.

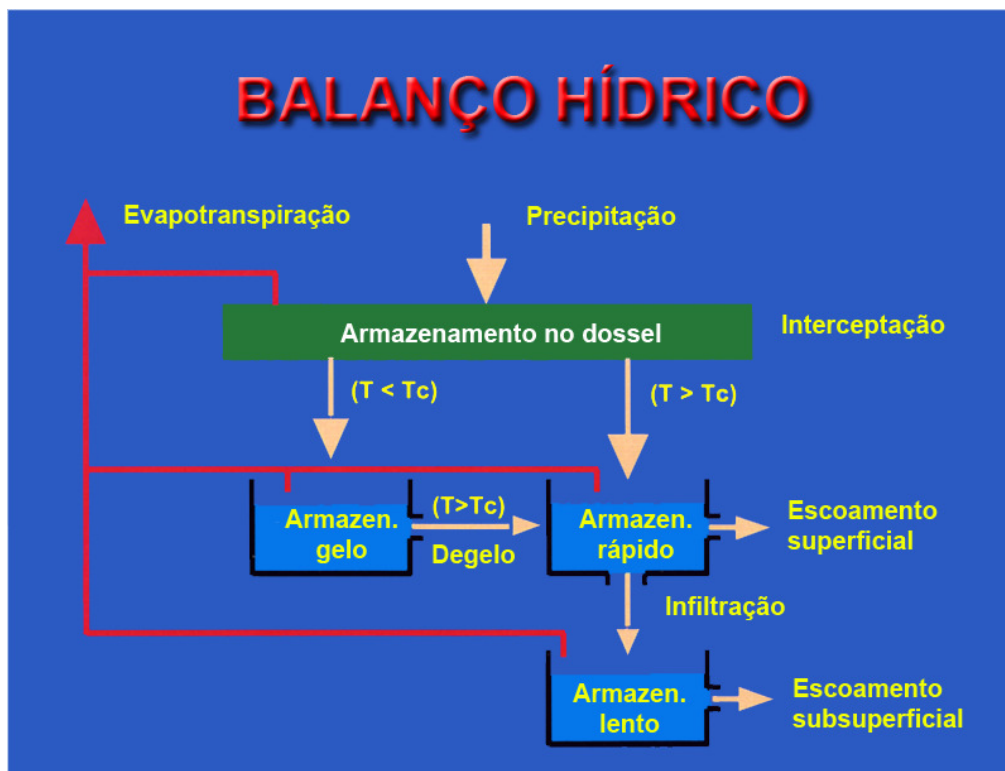


Figura 4.5 – Esquematização do balanço hídrico no SLURP

#### 4.6.1.4 Balanço vertical da água para a cobertura do solo “água”

Para a água, Kite (2005) sugere que os parâmetros e variáveis associadas podem ser definidos como:

*IAF* (Índice de área foliar) – 0; *Capacidade do dossel* – 0; *Coefficiente de*

*interceptação – 0; Ponto de murchamento – 0; Capacidade de campo – 0; Porosidade – 1; Altura máxima do dossel – 0; Parâmetro 1 – Conteúdo inicial de gelo (mm) – normal; Parâmetro 2 – Conteúdo inicial no armazenamento lento (%) – 50%; Parâmetro 3 – Taxa máxima de infiltração (mm/dia) – máxima; Parâmetro 4 – Coeficiente de rugosidade de Manning,  $n$  – 0; Parâmetro 5 – Retenção para o armazenamento rápido – 1; Parâmetro 6 – Máxima Capacidade para o armazenamento rápido – 0; Parâmetro 7 – Retenção para o armazenamento lento – máximo; Parâmetro 8 – Máxima capacidade de armazenamento lento – estimado pela profundidade máxima do lago; Parâmetro 9 – fator de precipitação – 1; Parâmetro 10 – Temperatura crítica ( $^{\circ}\text{C}$ ) – 0;*

#### **4.6.2 Propagação da rede de drenagem**

O módulo TOPAZ repara blocos para dividir a bacia em sub-bacias. Estes blocos estão ligados pela rede drenagem, e cada bloco escoar para um de seus oito vizinhos. O modelo diferencia os blocos fonte, localizados nas cabeceiras dos cursos d'água e blocos com cursos de água. Os blocos fonte não possuem nenhum bloco a montante, já os com curso d'água estão à jusante de pelo menos outro bloco.

Nos blocos fonte não são realizadas a propagação na rede de drenagem, mas apenas a propagação no bloco. Por sua vez, nos blocos com curso d'água, além da propagação no bloco é realizada a propagação na rede de drenagem.

O modelo realiza a propagação nos trechos do rio utilizando os métodos de *Muskingum* (Mccarthy, 1938 *apud* Linsley *et al.*, 1949) ou *Muskingum/Cunge* (Kite, 2005).

#### **4.6.3 Sensibilidade dos parâmetros no modelo**

Kite (2005) apresenta uma tabela com as sensibilidades dos parâmetros e

também como é possível derivá-los (Tabela 4.2).

Tabela 4.2 – Sensibilidade dos parâmetros do modelo SLURP

<b>Nome do Parâmetro</b>	<b>Como obter</b>	<b>Sensibilidade</b>
Conteúdo inicial de armazenamento lento* <sup>1</sup>	Estimativa	Baixa
Taxa máxima de infiltração* <sup>1</sup>	Estimativa	Baixa
Rugosidade de <i>Manning</i> * <sup>1</sup>	Estimativa	Baixa
Retenção do armazenamento rápido* <sup>1</sup>	Estimativa	Alta
Máxima capacidade de armazenamento rápido* <sup>1</sup>	Medição/ Estimativa	Alta
Retenção do armazenamento lento* <sup>1</sup>	Medição/ Estimativa	Média
Máxima capacidade de armazenamento lento* <sup>1</sup>	Estimativa	Alta
Fator de precipitação* <sup>1</sup>	Estimativa	Média
<i>Lapse rate</i>	Medição/ Estimativa	Média
Taxa de precipitação pelo <i>lapse rate</i>	Medição/ Estimativa	Baixa
Armazenamento inicial no dossel	Definido com 0	Baixa
Conteúdo inicial do armazenamento rápido	Definido com 0	Baixa
Capacidade máxima de armazen. do dossel	Estimativa	Média
Albedo	Medição/ Estimativa	Média
Índice de área foliar	Medição/ Estimativa	Média
Coeficientes de interceptação a, b	Estimativa	Média
Fluxo de calor no solo	Estimativa	Baixa
Áreas de cobertura no solo	Medição (GIS)	Média
Elevações das coberturas no solo	Medição (GIS)	Média
Distâncias dos canais	Medição (GIS)	Média

Distâncias a montante	Medição (GIS)	Média
Mudanças na elevação no canal	Medição (GIS)	Média
Coeficiente de <i>Muskingum</i> . $x$ , $K^{*1}$	Estimativa	Baixa
Geometria do rio	Medição/ Estimativa	Baixa
Coeficiente de Priestley-Taylor $*^2$	Estimativa	Média
Capacidade de campo, porosidade e ponto de murchamento $*^2$	Medição/ Estimativa	Média

---

$*^1$  Parâmetro pode ser incluído no processo de calibração;  $*^2$  Parâmetro é opcional

Fonte: Kite, 2005

#### 4.6.4 Parâmetros Hidrológicos Utilizados no modelo

##### 4.6.4.1 Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI)

O modelo pode derivar o NDVI dos sensores do satélite NOAA (sensor AVHRR) automaticamente. O uso destes sensores vêm sendo amplamente utilizado para se obter o índice já há algum tempo (por exemplo, Nemani and Running, 1989).

É geralmente calculado dos sensores AVHRR como:

$$NDVI = \frac{(IR - R)}{(IR + R)} \quad (4.10)$$

em que IR é o valor do pixel na banda 2 (infravermelho; 0,73 – 1,0  $\mu\text{m}$ ) e R é o valor do pixel na banda 1 (visível; 0,58 – 0,68  $\mu\text{m}$ )

Kite (2005) sugere alguns valores do índice para serem aplicados no modelo de acordo com pesquisas já realizadas ao longo do globo. Neste trabalho adotaram-se os seguintes valores de NDVI de acordo com as referências descritas na Tabela 4.3.



Tabela 4.3 – Valores de NDVI por cobertura do solo

<b>Tipo de Cobertura do solo</b>	<b>NDVI</b>
Floresta	0,75
Cerrado	0,6
Antropizada	0,3

Fonte: Kite (2005)

#### 4.6.4.2 Índice de área foliar (IAF)

O IAF fornece a relação entre a área das folhas de todas as plantas e da área de uma parcela de solo. É um parâmetro adimensional ( $m^2.m^{-2}$ ) e que pode ser medido ou derivado (como do NDVI (Running *et al.*, 1989)).

O IAF de florestas é alto com valores maiores do que 6, enquanto em pastagem atingem no máximo o valor 5. Os valores podem sofrer alterações sazonais, como em plantações agrícolas no período de desenvolvimento da planta, por exemplo. A variação sazonal pode ser expressa pela média mensal. Na Tabela 4.4 têm-se os valores adotados aqui, com base em referências bibliográficas.

Tabela 4.4 – Índice de área foliar por tipo de cobertura do solo

<b>Tipo de Cobertura</b>	<b>Jan</b>	<b>Fev</b>	<b>Mar</b>	<b>Abr</b>	<b>Mai</b>	<b>Jun</b>	<b>Jul</b>	<b>Ago</b>	<b>Set</b>	<b>Out</b>	<b>Nov</b>	<b>Dez</b>
Floresta Amazônica <sup>1</sup>	9,6	9,6	9,6	9,6	9,6	7	7	7	7	9,6	9,6	9,6
Pastagem <sup>2</sup>	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	0,5	0,5	0,5	0,5	3,9	3,9	3,9
Antropizada <sup>3</sup>	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,3	0,3	0,3	0,3	1,0	1,0	1,0

Fontes: <sup>1</sup>Honzák *et al.*, 1996; <sup>2</sup>Roberts *et al.*, 1996; <sup>3</sup>Miranda *et al.*, 1996

#### 4.6.4.3 Albedo

O albedo de uma área é definido como a razão entre a radiação solar refletida pelo alvo e a radiação solar incidente sobre o mesmo. O modelo SLURP não considera a variabilidade sazonal do albedo, apenas o valor médio. Aqui os valores utilizados foram obtidos com base em referências bibliográficas, conforme se pode observar na Tabela 4.5.

Tabela 4.5 – Albedo por tipo de cobertura do solo

<b>Tipo de Cobertura do solo</b>	<b>Albedo</b>
Floresta <sup>1</sup>	0,16
Cerrado <sup>1</sup>	0,23
Antropizada <sup>2</sup>	0,50
Água <sup>3</sup>	0,05

Fontes: <sup>1</sup>Ramos da Silva e Avissar (2006); <sup>2</sup>Kite, (2005); <sup>3</sup>Silva, *et al.*(2005)

#### 4.6.4.4 Propriedades do solo

O modelo utiliza valores de capacidade de campo, porosidade e ponto de murchamento. Estes parâmetros são importantes, pois a capacidade de armazenamento do solo é freqüentemente definida como a diferença entre o conteúdo de água na capacidade de campo e no ponto de murcha.

Em Kite (2005) há uma metodologia para se obter capacidade de campo, porosidade e ponto de murchamento através dos dados dos produtos de solo compilados do “*Global Soil Data Task*” do “*International Geosphere-Biosphere Programme Data and Information System*”, ou utilizando a fonte original dos dados, que são os mapas de solo do mundo FAO.

De acordo com Kite (2005) e com base no mapa de solos da bacia hidrográfica

do rio Jamari obtidos do projeto PlanaForo (pós-processado no SIPAM) (Figura D.1), foram utilizados neste trabalho os dados da Tabela 4.6, que são coeficientes derivados para o modelo. De um modo geral, há um predomínio dos argilossolos na bacia hidrográfica.

Tabela 4.6 – Características de armazenamento de água nos solos utilizados no modelo

<b>Cobertura do Solo</b>	<b>Capacidade de Campo</b>	<b>Ponto de Murchamento</b>	<b>Porosidade</b>
Floresta	0,26	0,08	0,17
Cerrado	0,33	0,17	0,16
Antropizada	0,23	0,04	0,18
Água	1	0	1

#### 4.7 MÉTODO DE CALIBRAÇÃO

O modelo pode ser calibrado de três modos diferentes:

1. Manualmente, através de mudanças individuais dos parâmetros, fazendo uma série de simulações e comparando os resultados gerados;
2. Método “*Shuffled Complex Evolution*” (SCE-UA) desenvolvido na Universidade do Arizona (Duan *et al.*, 1994);
3. Preparando arquivos para o uso do método PEST (Watermark Numerical Computing, 2000), sendo que este método é independente do SLURP, funcionando como um módulo adicional.

Neste trabalho foi utilizado o método SCE-UA, de acordo com os objetivos propostos. O método é baseado em algoritmos genéticos e está presente dentro do modelo

SLURP como função. É um algoritmo de calibração automática mono-objetivo desenvolvido na Universidade do Arizona (Duan *et al.*, 1994) para otimização de funções e calibração de parâmetros de modelos. Este algoritmo combina técnicas de algoritmos genéticos e de busca direta pelo método *Simplex* de Nelder e Mead. Ele opera com uma população de pontos que “evoluem” em direção ao ótimo global através de sucessivas interações e avaliações da função objetivo. Cada um destes pontos é definido pelos valores dos parâmetros e é um candidato ao ótimo (Collischonn, 2001).

O SCE-UA tem grandes características de várias técnicas antigas de calibração. O procedimento começa dividindo a amostra de todos os valores de parâmetros possíveis em um número de comunidades ou complexos, cada um contendo um número específico de pontos. Cada complexo pode evoluir independentemente usando o método *Simplex*. Depois de um certo número de passos, os pontos dentro dos complexos são embaralhados para formar um novo conjunto de complexos contendo um número de pontos da geração anterior. O processo de embaralhamento reduz o risco da otimização para um local mínimo. O quão “bom” os pontos são, é baseado na soma dos erros quadráticos do modelo (que podem ser computados pela diferença diária entre a vazão computada e observada).

Em cada embaralhamento, o pior ponto em cada complexo é modificado. Primeiro, o centróide é calculado para todos os pontos no complexo, exceto os piores. Os piores pontos no complexo são então refletidos sobre o centróide e o novo conjunto é experimentado no modelo. Se isso não fornecer um resultado melhor, um ponto é calculado entre a metade do caminho percorrido pelo ponto ruim e o centróide. Se mesmo assim não fornecer um bom resultado, é gerado um número aleatório. Sub-complexos são construídos tomando conjuntos de pontos dos complexos originais usando uma probabilidade trapezoidal. O sistema utiliza métodos genéticos para contruir novos conjuntos de pontos (sub-complexos). Melhores “parentes” tem mais chances de produzir melhores “descendentes”. A

seleção de um ponto aleatório em resposta ao estresse corresponde a uma mutação no mundo biológico.

Gan e Biftu (1995) comparam o uso do método SCE-UA com outros métodos de calibração e encontraram diferenças sutis nos resultados, embora o método SCE-UA seja bem mais fácil de ser executado. Collinschonn (2001) também testou o método de calibração SCE-UA no modelo MGB-IPH e verificou que os resultados foram satisfatórios, no entanto o autor citou que apesar das qualidades deste algoritmo, ele apresenta uma deficiência básica que é a consideração de uma única função objetivo, o que não é adequado, especialmente para a calibração de modelos distribuídos.

O método MOCOM-UA (Yapo *et al.*, 1998), que utiliza funções multi-objetos é mais avançado do que o SCE-UA. Apesar deste método ter sido adaptado do SCE-UA, não foi utilizado aqui porque o modelo não dispõe, até o momento, desse método integrado, e a integração não fez parte dos objetivos deste trabalho.

#### 4.8 CRITÉRIOS DE AVALIAÇÃO DAS SIMULAÇÕES

Apesar da avaliação das simulações poder ser realizada de modo qualitativo, comparando os hidrogramas simulados e calculados, tem-se adotado na literatura o uso de coeficientes de avaliação (também conhecidos por função-objeto). Dentre os diversos coeficientes existentes, aqui foram utilizados como critério de avaliação das simulações o Coeficiente de Nash-Sutcliffe ( $R^2$ ) e o Desvios do Volume (WMO, 1986), que estão relacionados ao ajuste das vazões máximas.

O valor de  $R^2$  é dado por:

$$R^2 = \frac{F_m^2 - F_d^2}{F_m^2}, \text{ em que} \quad (4.11)$$

$$F_m^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (q_i - \bar{q})^2, \text{ e} \quad (4.12)$$

$$F_d^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (q_i - c_i)^2 \quad (4.13)$$

$n$  é o número de dias,  $q_i$  é o fluxo observado no dia  $i$ ,  $c_i$  é o fluxo simulado no dia  $i$ , e  $\bar{q}$  é o fluxo médio.

O  $R^2$  representa a parcela da variância dos dados que é explicada pelo modelo, podendo variar de  $-\infty$  a 1. Segundo Silva *et al.* (2008) e Collinschonn (2001) o desempenho de um modelo é considerado adequado e bom se o valor de  $R^2$  for maior que 0,75, considerado aceitável se  $R^2$  for entre 0,36 e 0,75, e inaceitável se for inferior a 0,36.

O método dos desvios do volume ( $D_v$  (%)) é dado por:

$$D_v (\%) = 100 \left( \frac{V_m - V_c}{V_m} \right) \quad (4.14)$$

em que  $V_m$  é a volume da vazão observado e  $V_c$  o volume da vazão computado sobre o período de interesse.

Este critério é simplesmente uma transformação dos fluxos médios calculado e observado para o período simulado, ou seja, é um teste estatístico que compara os volumes de descargas simulada e medida durante o evento, gerando informações da qualidade do balanço de água total modelado. Um valor zero indica que não há diferença entre os volumes medidos e simulados. Um valor positivo indica subestimação dos volumes simulados (perdas na origem). Um valor negativo indica que o fluxo médio calculado está alto (perdas nos sumidouros) (Kite, 2005).

## CAPÍTULO 5: PREPARAÇÃO DOS DADOS BÁSICOS E ÁREA DE ESTUDO

### 5.1 INTRODUÇÃO

Como descrito anteriormente, o SLURP necessita de alguns dados, entre eles MDE's e informações de cobertura do solo para realizar simulações. Estes dados podem ser considerados básicos, e em conjunto com os dados climáticos possibilitam que o modelo possa ser executado. Os dados básico são utilizados simulações distintas, propostas no objetivo, sem modificações, por isso a denominação de dados básicos . Este capítulo descreve a origem e tratamento destes dados, bem como a área de estudo do trabalho.

### 5.1 DADOS DE ELEVAÇÃO DIGITAL

A missão “*Shuttle Radar Topography Mission*” (SRTM) foi uma parceria entre o “*Jet Propulsion Laboratory*” (JPL) da NASA, “*National Imagine & Main Agency*” (NIMA) do Departamento de Defesa dos Estados Unidos e as Agências Espaciais Alemã e Italiana. Foi utilizado o mesmo instrumento do programa “*Spaceborne Image Radar – X/X–Band Synthetic Aperture Radar*” (SIR–C/X–SAR) do ano de 1994, a bordo do ônibus espacial “*Endeavour*”. Porém, o arranjo foi projetado para coletar medidas tridimensionais da superfície terrestre através de interferometria<sup>1</sup>.

O sobrevôo da SRTM ocorreu no período de 11 a 22 de fevereiro de 2000, durante o qual foram percorridas 16 órbitas, por dia, num total de 176 órbitas. O

---

<sup>1</sup> <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm>

processamento dos dados coletados resultou na formação de um Modelo de Elevação Digital (MDE) global, elaborado continente por continente.

O MDE é um modelo representativo dos valores da altitude em todos os pontos numa determinada região. Pode ser expresso também por uma função matemática de interpolação no espaço vetorial  $R^2$  ou  $R^3$  (Rabus *et al.*, 2003; Galvêncio e Sousa, 2004; Galvêncio, 2005). Na Meteorologia ele vem sendo utilizado para estimativa de parâmetros, como a temperatura, e como variável de entrada em modelos numéricos de previsão (Valeriano, 2001). No entanto, por se tratar de dados remotos, estão sujeitos a uma série de fatores que alteram a relação da veracidade para com a verdade terrestre. Seu uso, portanto, requer o desenvolvimento de processos de pré-tratamento para que atendam, ou se aproximem, à demanda técnica da modelagem de relevo e sua integração com outras informações.

Em algumas regiões existem falhas nos dados por causa da falta de contraste na imagem do radar, presença de água, ou interferência atmosférica excessiva. Essas falhas estão concentradas especialmente ao longo dos rios, em lagos e em regiões íngremes, afetando de forma direta a sua utilização em modelagem hidrológica. Diversos algoritmos para preenchimento de falhas vêm sendo desenvolvidos e testados (Martz e Garbrecht, 1999; Valeriano, 2004).

Diante disso, foi preciso verificar se as falhas existentes poderiam produzir erros sistemáticos, uma vez que o MDE é importante como parâmetro de entrada no modelo hidrológico aqui utilizado. Para tal, foi realizado um estudo comparativo de dados não filtrados e filtrados na bacia hidrográfica do Rio Espinharas (PB) dentro de um projeto CT-Hidro. Os dados foram separados em duas categorias: Sem Correção e Com Correção. Foram analisados estatisticamente os valores máximos, mínimos, média aritmética e desvio padrão, a visualização espacial do MDE, e a representação tridimensional da bacia hidrográfica em



estudo (Nóbrega *et al.*, 2005b).

A técnica de filtragem consiste em modificar os dados originais obtidos gerando um novo MDE com as falhas removidas. No artigo dos autores, a tarefa foi automatizada pelo software de processamento de imagem ENVI versão 4.0 da empresa RSI (“*Research System Inc.*). O ENVI substitui as falhas em MDEs com valores calculados utilizando a técnica de ajuste na superfície. O método utilizado pelo software é o da triangulação de Delaunay que preenche os pixels com valores interpolados pelos obtidos nas regiões vizinhas (Envi “*Users Guide*” v. 4.2).

Os autores observaram que os dados sem correção tendem a ficar dispersos, e que o método automatizado do Envi mostrou-se eficiente na tarefa.

Baseado nas conclusões dos autores acima, a mesma metodologia foi adotada para a área em estudo deste trabalho gerando MDEs com falhas corrigidas. As imagens foram obtidas diretamente no USGS<sup>2</sup> (“*United States Geological Survey*”), com resolução de 90 metros.

## **5.2 TOPAZ E SLURPAZ**

Estando as falhas dos dados MDE devidamente preenchidas, segue a formação de um mosaico para a área de estudo e, posteriormente, a preparação do arquivo “*raster*” para que o TOPAZ ser executado. Trata-se de converter o arquivo para formato texto. Várias ferramentas SIG do mercado permitem essa conversão (exemplo, Erdas Imagine, Idrisi e Envi).

O TOPAZ utiliza um arquivo de entrada no formato Z (apenas com os valores da elevação) e não no formato XYZ (com coordenadas geográficas e elevação) que são

---

<sup>2</sup> <http://www.srtm.usgs.gov/data/obtainigdata1.html>

exportadas no arquivo texto das ferramentas computacionais utilizadas. Nesta fase foi desenvolvido um programa em Fortran 90 convertendo o arquivo para o formato que o TOPAZ consegue ler, com apenas uma variável.

Na Figura 5.1 podemos observar o mapa de elevação digital em composição colorida do Estado de Rondônia, obtido com os dados SRTM, após as correções da falhas, juntamente com o contorno da bacia hidrográfica do rio Jamari. Os dados foram processados nos softwares Envi, Erdas Imagine e GlobalMapper.

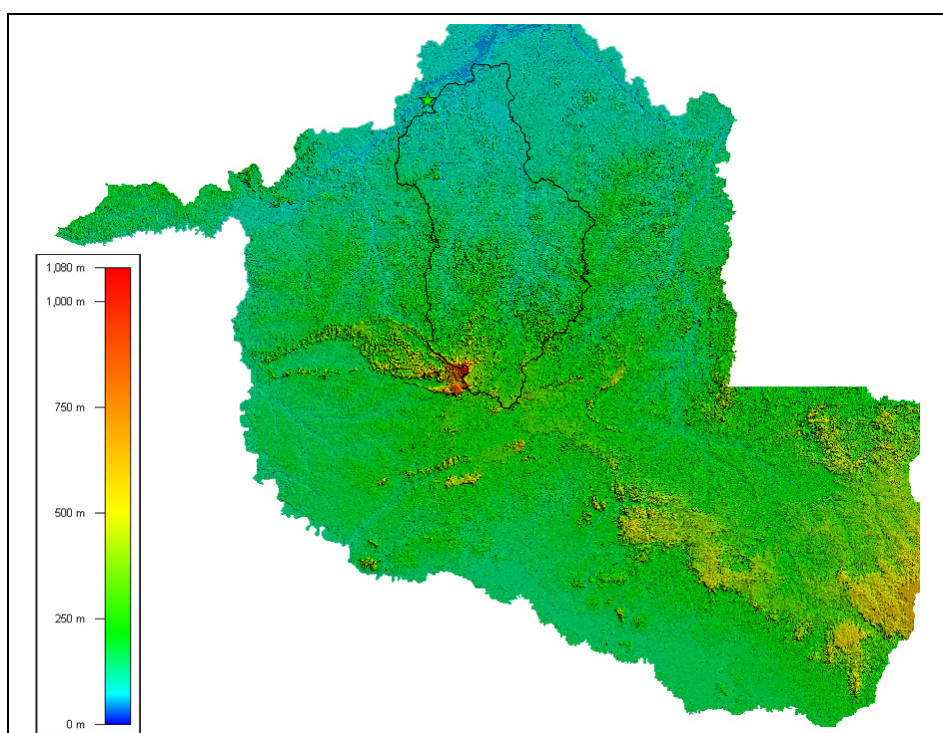


Figura 5.1 – Mapa de elevação digital do Estado de Rondônia com a delimitação da bacia hidrográfica do rio Jamari

O SLURPAZ precisa de três tipos de informações para poder processar, são elas: as saídas do TOPAZ, informações sobre cobertura do solo e as coordenadas das estações meteorológicas usadas no TOPAZ. Vale ressaltar que o arquivo de cobertura do solo tem que ter o mesmo número de linhas e colunas do MDE utilizado no TOPAZ, ou seja, a matriz de dados tem que ser exatamente a mesma. O arquivo contendo as coordenadas das estações

necessita que as mesmas estejam em UTM, em formato texto com a estrutura: X Y NOME (coordenadas X e Y, respectivamente, e nome da estação).

### **5.3 CLASSIFICAÇÃO DA COBERTURA E USO DO SOLO**

Para gerar os dados de cobertura e do uso do solo que o modelo necessita foram utilizadas imagens do satélite Landsat com resolução de 30 metros do ano de 2006, cedidas pelo SIPAM, referente ao período de junho a agosto, com as melhores cenas possíveis, haja vista a dificuldade com relação à cobertura de nuvens.

Para a área estudada foram necessárias sete cenas (Figura 5.2). As imagens tiveram que ser georreferenciadas utilizando como base os dados Geocover<sup>3</sup> Após esse procedimento foi construído o mosaico com as sete cenas.

Na derivação dos dados de cobertura/uso do solo foi utilizada a metodologia descrita em Kite (2005), que consiste basicamente em obter o Índice de Vegetação Normalizada (IVDN) e realizar uma classificação para derivar os dados. Aqui foi usada uma classificação não-supervisionada, com quatro classes: floresta, pastagem, antropizada e água (Figura 5.3). Na classe antropizada estão incluídas, áreas degradadas e áreas urbanas.

Como citado anteriormente, a matriz dos dados de cobertura do solo precisa ser do mesmo tamanho da matriz do MDE. Por isso, os dados tiveram que ser reamostrados para uma escala de 90 metros. Este procedimento foi realizado usando o software Erdas Imagine, com o método de interpolação dos vizinhos mais próximos.

Também foi necessário converter o arquivo de cobertura do solo para o formato texto (Z), sendo utilizada a mesma metodologia empregada na conversão dos arquivos MDE descrita anteriormente.

---

<sup>3</sup> <http://glcf.umiacs.umd.edu/portal/geocover/>

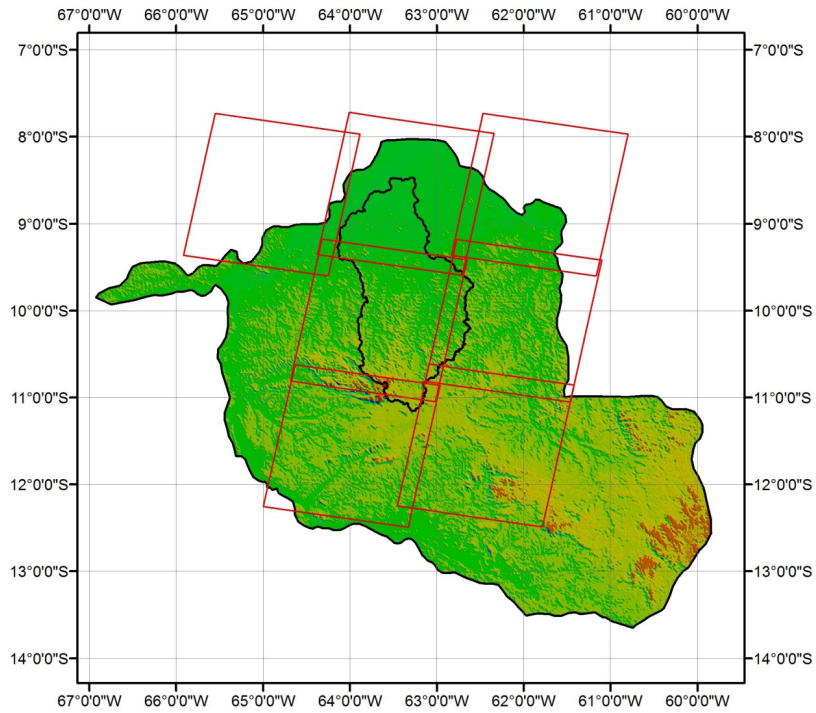


Figura 5.2 – Cenas LANDSAT (em vermelho) utilizadas para a classificação da cobertura/uso do solo

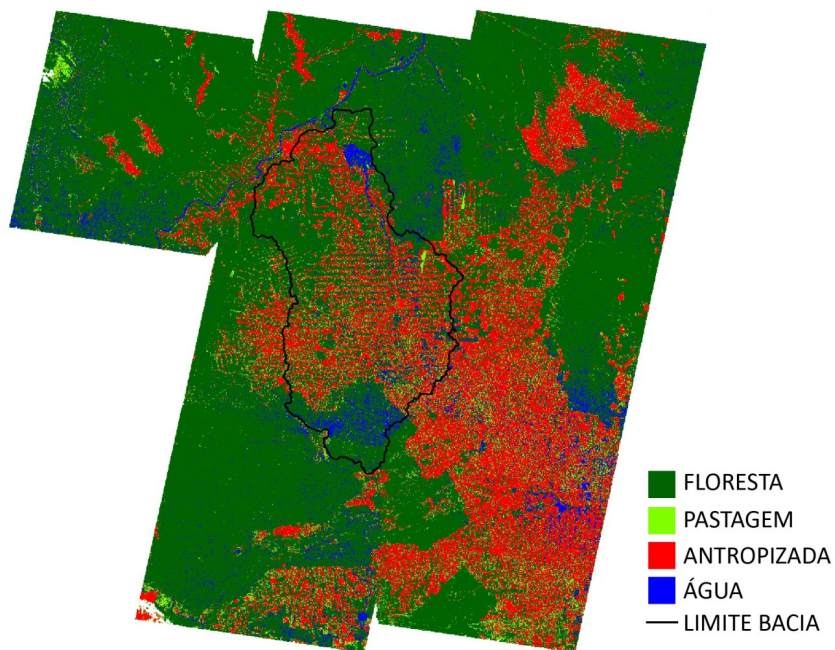


Figura 5.3 – Mapa de cobertura do solo utilizando as imagens Landsat (resolução de 30 m)

## 5.4 ÁREA DE ESTUDO

Para o estudo foi escolhida a bacia hidrográfica do rio Jamari localizada no Estado de Rondônia, (Figura 5.4) delimitada pelas coordenadas geográficas 08° 28'S a 11° 07'S de latitude e 62° 36'W a 64° 20'W longitude. A escolha foi estratégica mediante a quantidade de estações meteorológicas e postos pluviométricos localizados no Estado, além disso, a bacia hidrográfica vem sofrendo uma grande pressão antrópica devido o desmatamento na sua região. A bacia hidrográfica deságua em outra bacia hidrográfica maior, a do rio Madeira. O rio Madeira é um dos mais importantes afluentes do rio Amazonas.

O principal rio da bacia hidrográfica é o Jamari e o seu principal afluente é o rio Candeias. O rio Jamari tem sua nascente no sudoeste da Serra dos Pacaás Novos, em Rondônia e seu curso tem direção no sentido norte, desembocando na margem direita do rio Madeira. Possui uma área aproximada de 29.066,68 km<sup>2</sup> (Fonte: Eletronorte/ANA). Seus principais afluentes pela margem direita são o rio Branco, Preto do Crespo e Quatro Cachoeiras e, pela margem esquerda, os rios Massangana e Candeias.

O Estado de Rondônia possui 52 municípios sendo que 12 deles estão inseridos na bacia hidrográfica, incluindo o município de Porto Velho (capital) e Ariquemes uma das maiores cidades. Outro fato importante que merece citar é sobre a Floresta Nacional do Jamari, localizada dentro da bacia hidrográfica, que será a primeira área de floresta nacional a receber concessão mediante licitação pública e pagamento pelo uso de recursos florestais.

Com relação aos recursos hídricos, a bacia hidrográfica tem grande significado econômico para Rondônia por ter sido represado para a formação da primeira usina hidrelétrica do Estado, a Usina Hidrelétrica Samuel e servir como importante via de transporte de passageiros e cargas na região compreendida entre Porto Velho e Ariquemes. Por não

possuir bacia hidrográfica acentuada, o rio Jamari recebeu em seu leito um dique de 45 km de extensão de cada margem para formar o lago da hidroelétrica. A usina começou a ser construída no ano de 1982. O plano era para a usina terminar de ser construída em quatro anos, mas devido à falta de verbas, esta só foi concluída catorze anos depois.

Além da geração de energia elétrica, o rio tem sido pesquisado para ser rota alternativa de navegação, evitando o trecho conhecido na região por “Bico do Pato” localizado a jusante de Porto Velho, no rio Madeira, que durante o período de estiagem pode atrasar a navegação em direção a Manaus em dias por causa dos bancos de areia e rochas. Empresas têm buscado utilizar o rio Jamari para evitar esse problema, uma vez que a foz do mesmo fica a jusante da área problemática (Nóbrega, 2008).

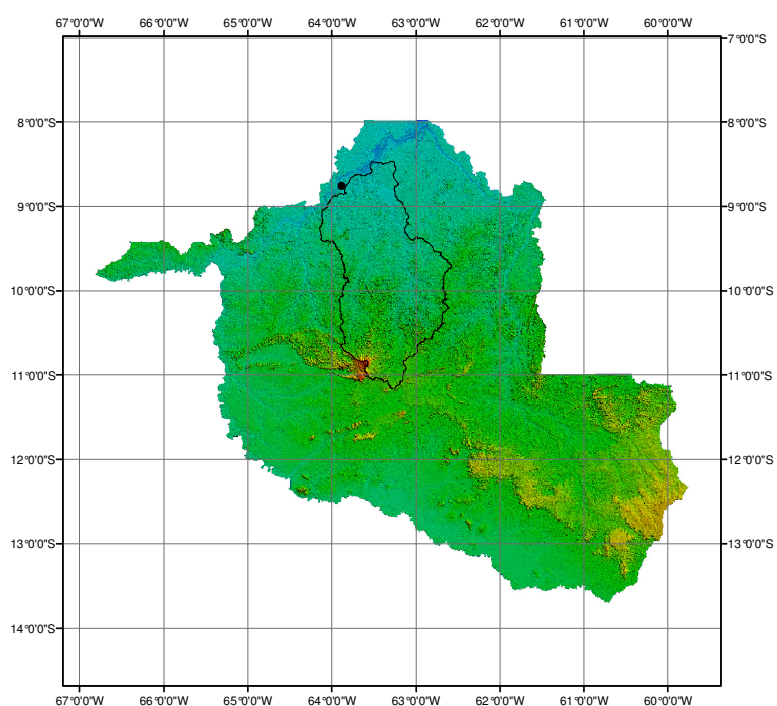


Figura 5.4 – Localização da bacia hidrográfica do rio Jamari (contorno) dentro do Estado de Rondônia

A presença de uma rede urbana articulada em torno do eixo rodoviário da BR-364 e tendo como centros polarizadores a capital Porto Velho e o centro sub-regional de

Ariquemes estrutura os fluxos econômicos desta bacia hidrográfica a partir dos quais se projetam, dinamicamente, novas formas de apropriação e uso do território compreendido pela bacia hidrográfica do Jamari.

Situada na divisa com o Estado do Amazonas, Porto Velho é uma cidade portuária que se estende ao longo da margem direita do rio Madeira. Capital do Estado de Rondônia com 334.585 habitantes e uma densidade demográfica de 9,82 hab/km<sup>2</sup> em 2000 (Fonte: IBGE) .Esta cidade constitui um importante centro de comercialização da principal atividade econômica da região, a extração da cassiterita, além de ser centro de transportes e comunicações. É a principal ligação entre Manaus (AM) e o centro-sul do Brasil. A cidade de Ariquemes tem aproximadamente 143.000 habitantes e densidade demográfica de 5,86 hab/km<sup>2</sup>.

Quanto aos demais centros urbanos dentro da bacia hidrográfica, apesar de serem considerados muito pequenos em termos de um entendimento mais abrangente da cidade sobre sua área de influência, vale salientar que sua mera existência serviu para aumentar os índices de densidade demográfica na bacia hidrográfica do rio Jamari e também de desmatamento. Apesar da urbanização incipiente na atualidade, ela tem se mostrado crescente como o restante dos municípios do Estado.

# **CAPÍTULO 6: IMPACTOS DO DESMATAMENTO NOS RECURSOS HÍDRICOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JAMARI (RO) UTILIZANDO DADOS DE ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS**

## **6.1 INTRODUÇÃO**

As conseqüências das mudanças no uso/cobertura do solo sobre o ciclo hidrológico vêm sendo estudada há anos (Charney *et al.*, 1975; Eagleson, 1982; Williams e Balling, 1996). O efeito direto do desflorestamento, uma destas conseqüências, em variáveis hidroclimáticas como a temperatura, evapotranspiração, transporte de calor, umidade e a vazão dentro de uma bacia hidrográfica, foram detectados em várias partes do globo, como nas bacias dos rios Yangtze na China (Yin e Li, 2001; Yang *et al.*, 2002), Mekong na Ásia (Goteti e Lettenmaier, 2001; Kite, 2001; Kite, 2000a,b), Buji na Ásia (Shi *et al.*, 2007) e Mississippi -USA (Cherkauer *et al.*, 2000) e outras bacias da África (Calder *et al.*, 1995; Hetzel e Gerold, 1998; van Langenhove *et al.*, 1998; Li *et al.*, 2007) e China. Recentemente, vários estudos têm focado as regiões tropicais (Aldhous, 1993), principalmente a Amazônica, que detêm mais de 40% de todas as florestas tropicais restantes do mundo (Laurence *et al.*, 2001).

Atualmente, o desmatamento é o principal problema ambiental que o meio ambiente da Amazônia enfrenta inclusive os rios.

Medidas dos impactos do desmatamento na vazão de uma bacia hidrográfica podem ser realizadas através de estudos em bacias experimentais ou pelo uso de modelos matemáticos. Em estudos experimentais usam-se duas bacias para verificar as mudanças. Tais bacias precisam ser similares em área, morfologia, geologia, solo, climatologia e uso



(Andréassian, 2004).

A modelagem hidrológica vem indicando ser uma ferramenta eficaz para avaliar efeitos do desmatamento em bacias hidrográficas, uma vez que é mais flexível que estudos experimentais, produzindo resultados rápidos, com baixo custo operacional. Vários autores têm utilizado modelos hidrológicos para estudar mudanças nos processos hidrológicos devido ao uso/cobertura do solo dentro da escala de uma bacia hidrográfica hidrológica (por exemplo, Li *et al.*, 2007; Ribeiro Neto, 2006; Hundedcha e Bárdossy, 2004, Collischonn, 2001; Matheussen *et al.*, 2000).

Neste capítulo é realizada uma aplicação do modelo SLURP na bacia hidrográfica para analisar os impactos do desmatamento na bacia hidrográfica Jamari. São utilizados cenários extremos e cenários de tendência, definidos abaixo.

## **6.2 DADOS METEOROLÓGICOS, FLUVIOMÉTRICOS E PERÍODO DE ESTUDO**

Foram utilizados dados das estações meteorológicas da Secretaria Estadual de Meio Ambiente (SEDAM) para o período de 1999 a 2006. As estações estão localizadas nos municípios de Porto Velho, Ji-Paraná, Cacoal, Machadinho do Oeste e Ariquemes (Figura 6.1). Os dados são referentes a temperatura do ar, precipitação, temperatura do ponto de orvalho, velocidade do vento e umidade relativa do ar. Os dados de radiação estão com falhas devido à problemas nos sensores, por isso não puderam ser utilizados. Devido a este problema, optou-se por utilizar o método de Linacre para a obtenção da evapotranspiração. Os dados de vento foram solicitados pelo modelo, apesar de não terem sido utilizados.

Também foram utilizados dados de precipitação da Agência Nacional das Águas (ANA)/SIPAM de seis estações pluviométricas dentro da bacia hidrográfica para se obter uma melhor distribuição da precipitação dentro da mesma (Figura 6.1). Apesar da

ANA/SIPAM possuir outras estações nesta bacia hidrográfica, ou nas proximidades, existem muitos erros nos dados dos demais postos pluviométricos e algumas já estão fora de atividade há alguns anos.

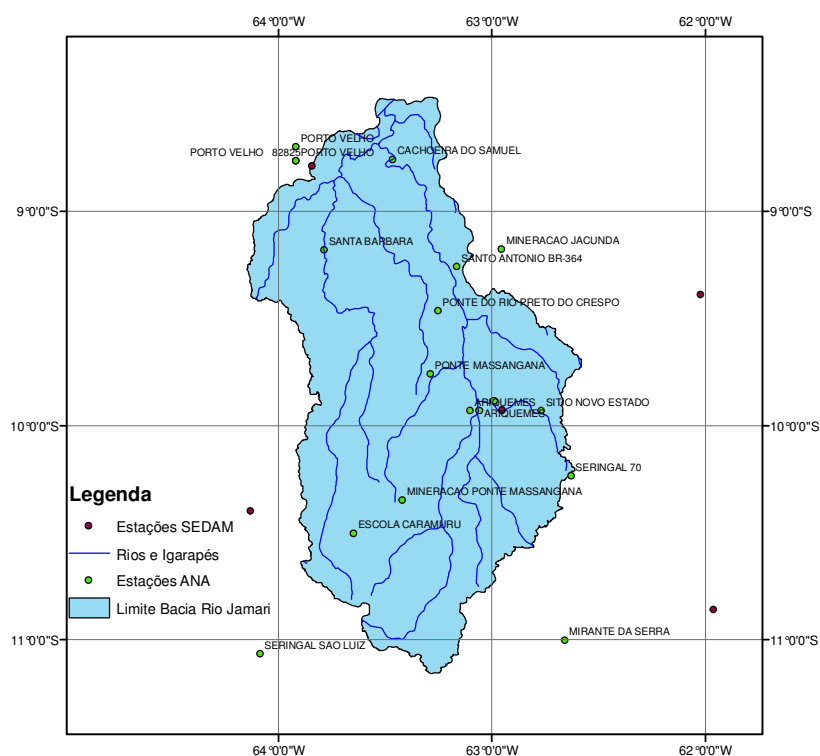


Figura 6.1 – Localização das estações meteorológicas e pluviométricas na bacia hidrográfica do Rio Jamari

Há apenas uma estação fluviométrica em operação com dados confiáveis, segundo a Eletronorte, pertencente a ANA/SIPAM, a estação fluviométrica de Santa Isabel. Há diversas outras estações na bacia hidrográfica, mas a grande maioria inativas, atualmente.

### 6.3 CARACTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JAMARI

O SLURP necessita de alguns parâmetros para inicialização, entre eles a

delimitação da bacia hidrográfica, área, cobertura do solo, rede de drenagem e declividade do terreno. Todos esses parâmetros são obtidos com o TOPAZ.

Na Figura 6.2 tem-se o contorno da bacia hidrográfica extraído com o TOPAZ e o contorno da bacia hidrográfica. De acordo com a ELETRONORTE/ANA a área da bacia hidrográfica é de 29.066,68 km<sup>2</sup>, e o TOPAZ extraiu uma área de 28.846,63 km<sup>2</sup>, totalizando aproximadamente 99,2% da área da bacia hidrográfica.

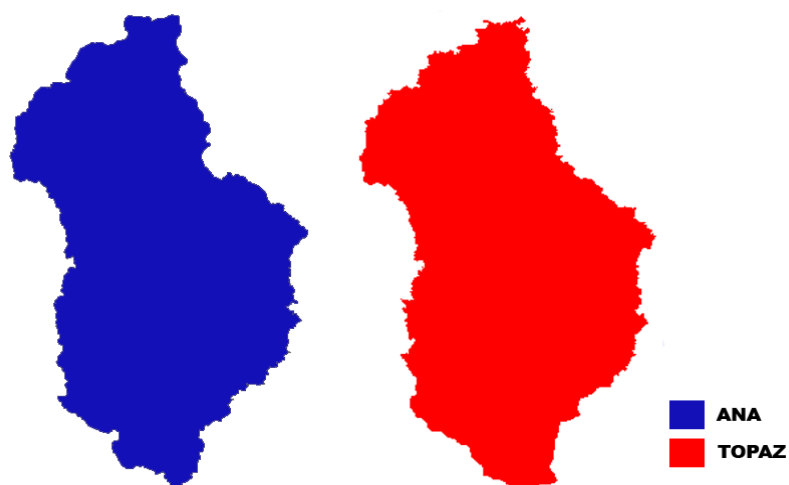


Figura 6.2 – Contorno da bacia hidrográfica do rio Jamari segundo a ANA (azul) e delimitado pelo TOPAZ (vermelho)

Tentou-se utilizar MDE's com 1000 metros de resolução para comparar os resultados de simulações hidrológicas no modelo SLURP; no entanto, o TOPAZ não conseguiu delimitar a bacia hidrográfica com estes MDE's. Os resultados não constam neste trabalho, por não enquadrar nos objetivos e fez parte de análise prévia para a execução do modelo.

Com o conjunto das características fisiográficas e os dados de cobertura do solo, o TOPAZ delimita as ASA's da bacia hidrográfica. Na Figura 6.3 observa-se a delimitação das 5 ASA's para a bacia hidrográfica do rio Jamari. A Tabela 6.1 apresenta as áreas de cada ASA delimitada.



Figura 6.3 – Delimitações das ASA’s na bacia hidrográfica do rio Jamari pelo TOPAZ

Tabela 6.1 – Área das ASA’s da bacia hidrográfica do Rio Jamari (km<sup>2</sup>)

ASA	Área
ASA 01	3025,81
ASA 02	5007,65
ASA 03	9239,68
ASA 04	10999,55
ASA 05	573,94
TOTAL	28.846,63

Outro parâmetro que o TOPAZ extrai é a rede drenagem, como pode ser observado na Figura 6.4, com a rede de drenagem extraída pelo TOPAZ (lado esquerdo) e a rede de drenagem segundo a ANA (lado direito). O TOPAZ extraiu os três principais rios da bacia hidrográfica. Esses parâmetros podem ser configurados para uma rede de drenagem

mais densa dentro do próprio aplicativo; no entanto, segundo Kite (2005), uma rede de drenagem mais densa irá resultar em maior quantidade de ASA's, gerando um tempo maior do processamento computacional e não, necessariamente, resultando em uma melhor simulação hidrológica no final.

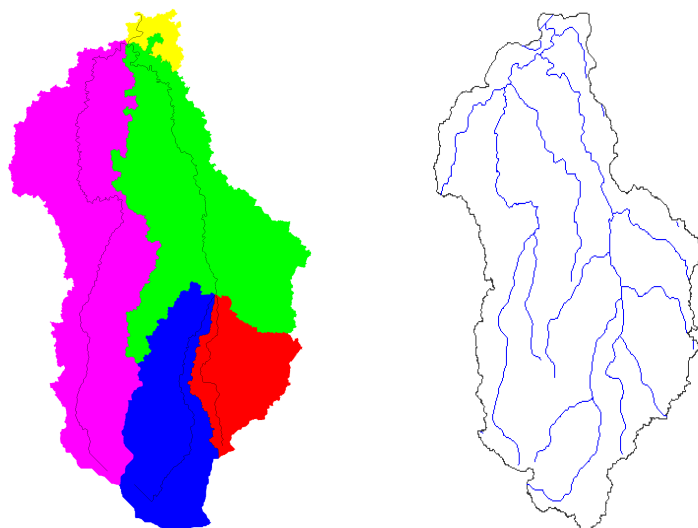


Figura 6.4 – Rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Jamari extraída com o TOPAZ (lado esquerdo) e segundo a ANA (lado direito)

Também foi obtido o percentual de área para cada cobertura do solo em cada ASA, como pode-se observar na Figura 6.5. Observa-se que a maior área de floresta está na ASA 05, e que a maior modificação na vegetação ocorreu na ASA 04 com aproximadamente 33,9% da área com vegetação de pastagem e antropizada. De acordo com os resultados obtidos, 32,34 % da cobertura vegetal não é mais floresta no ano de 2006 (retirando a água); um desmatamento acima da média estadual, comparando com o descrito no Capítulo 2.

O TOPAZ mostrou-se eficaz na obtenção das características fisiográficas da bacia hidrográfica, desde que utilizado o MDE com resolução de 90 metros. Foram obtidas outras características fisiográficas que não estão citadas aqui, mas que o SLURP utiliza de forma automática no seu processamento. Galvíncio e Sousa (2004) fazem uma abordagem

mais completa sobre os produtos que este aplicativo pode gerar e em Kite (2005) há uma listagem completa dos parâmetros utilizados pelo modelo.

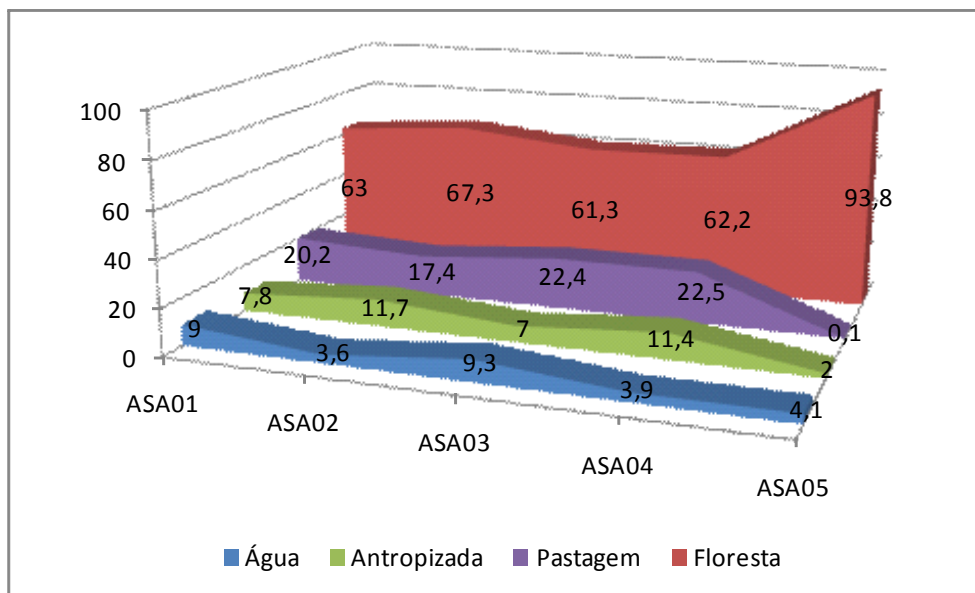


Figura 6.5 – Percentual de cobertura do solo em casa ASA da bacia hidrográfica do rio Jamari

#### 6.4 DISTRIBUIÇÃO DE PRECIPITAÇÃO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JAMARI

Foi obtida a média anual dos dados de precipitação da SEDAM referente aos anos de 1999 a 2006 para verificar a variabilidade sazonal (Figura 6.6). Observa-se que há um período no qual a precipitação diminui consideravelmente, durante os meses de maio a agosto. Esse período é considerado como estação seca, sendo que de outubro a abril ocorre a estação chuvosa. Maio e setembro são considerados meses de transição entre as estações.

Em termos de volume médio anual acumulado, pode-se observar na Tabela 6.2 que o município de Cacoal apresentou o menor volume acumulado. Uma análise espacial permite observar que a precipitação diminui em direção ao sul do Estado (Figura 6.7),

coerente com os dados apresentados no Capítulo 2.

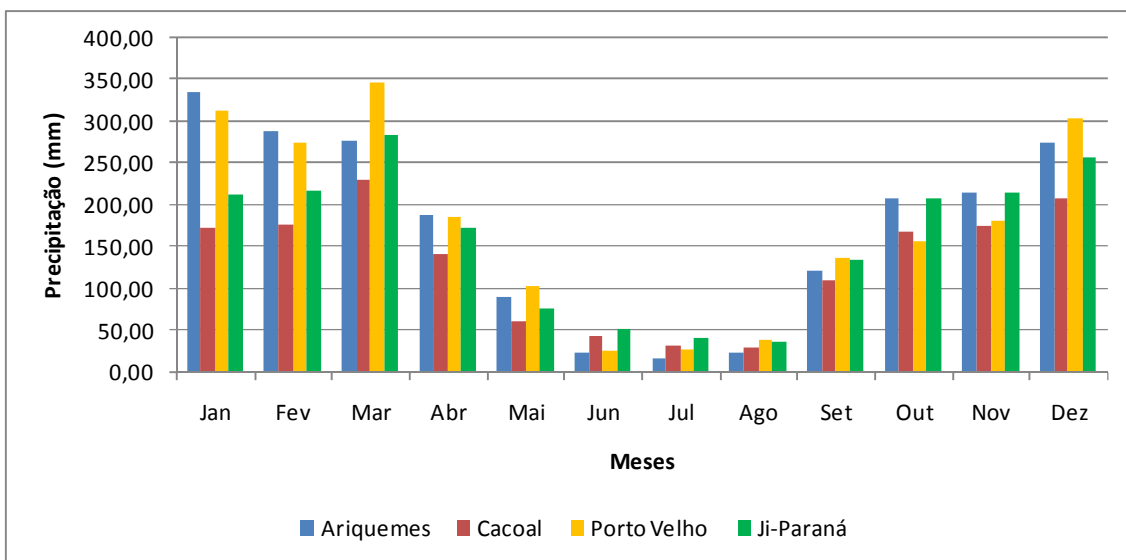


Figura 6.6 – Variação sazonal da precipitação média anual nos municípios de: Ariquemes (azul); Cacoal (vermelho); Porto Velho (laranja) e Ji-Paraná (verde)

Tabela 6.2 – Precipitação média anual

Município	Precipitação média anual (mm)
Ariquemes	2056,7
Cacoal	1543,7
Porto Velho	2089,4
Ji-Paraná	1898,7

O modelo obtém a precipitação média em cada ASA através do método dos polígonos de Thiessen, utilizando informações da localização da estação e informações derivadas do MDE.

Para investigar esta distribuição da precipitação em cada bacia hidrográfica, foi

realizada análise estatística, utilizando o coeficiente de correlação e gráficos de dispersão, entre os dados das estações meteorológicas com a precipitação calculada pelo modelo em cada ASA para as estações da Figura 6.7.

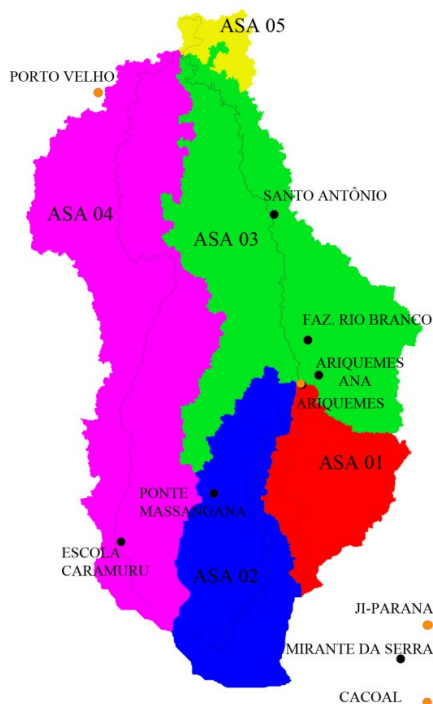


Figura 6.7 – Localização geográfica das estações meteorológicas da SEDAM (laranja) e da ANA/SIPAM (preto) na bacia hidrográfica do rio Jamari e proximidades

Primeiro foram utilizados apenas os dados das estações da SEDAM, sendo importante destacar que apenas uma está inserida dentro da bacia hidrográfica (estação de Ariquemes). Os resultados podem ser observados nas Figuras 6.8 (a), (b), (c), (d), (e), 6.9 (a), (b), (c), (d), (e), 6.10 (a), (b), (c), (d), (e) e 6.11 (a), (b), (c), (d), (e).

É possível observar que o modelo definiu a estação de Ariquemes como a mais importante (de maior peso) para a distribuição da precipitação nas ASA's, respondendo por quase a totalidade da precipitação nas ASA 01, ASA 02, ASA 03 e ASA 04. A ASA 05 se correlacionou melhor com a precipitação de Porto Velho, mesmo estando à jusante da Bacia hidrográfica. As estações de Cacoal e Ji-Paraná tiveram pouca representatividade na distribuição da precipitação em todas as ASA's, devido a distância das estações.



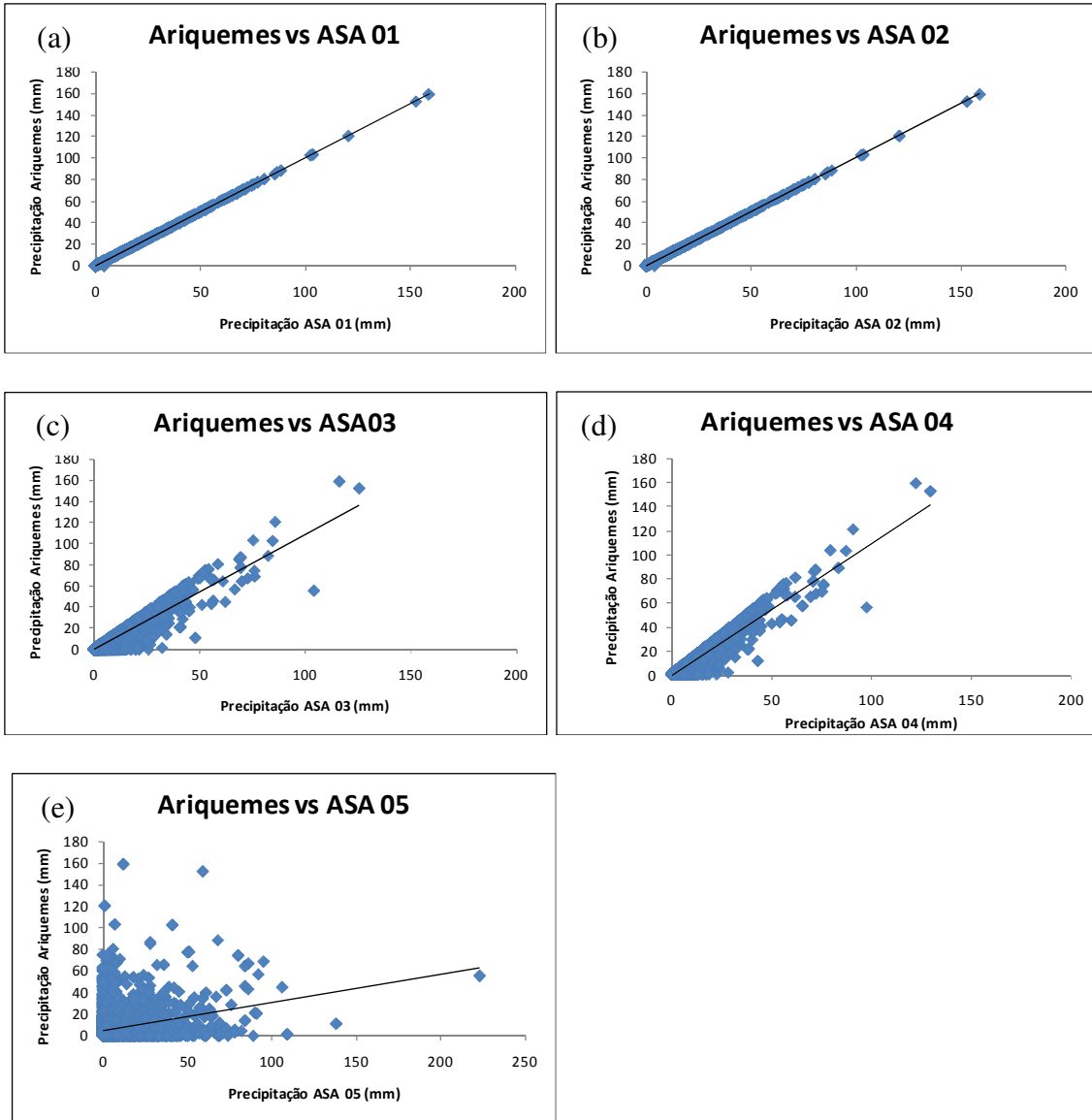
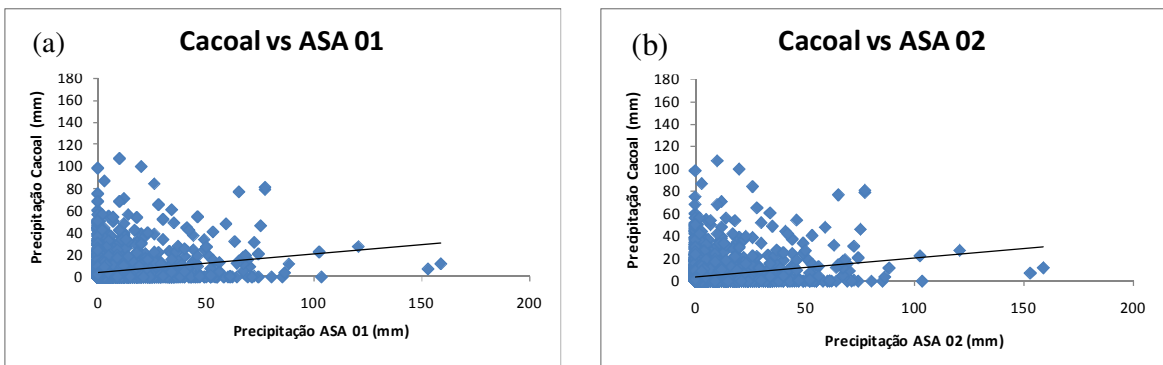


Figura 6.8 – Correlação entre a precipitação observada na estação de Ariquemes e a precipitação distribuída para a ASA 01 (a), ASA 02 (b), ASA 03 (c), ASA 04 (d) e ASA 05



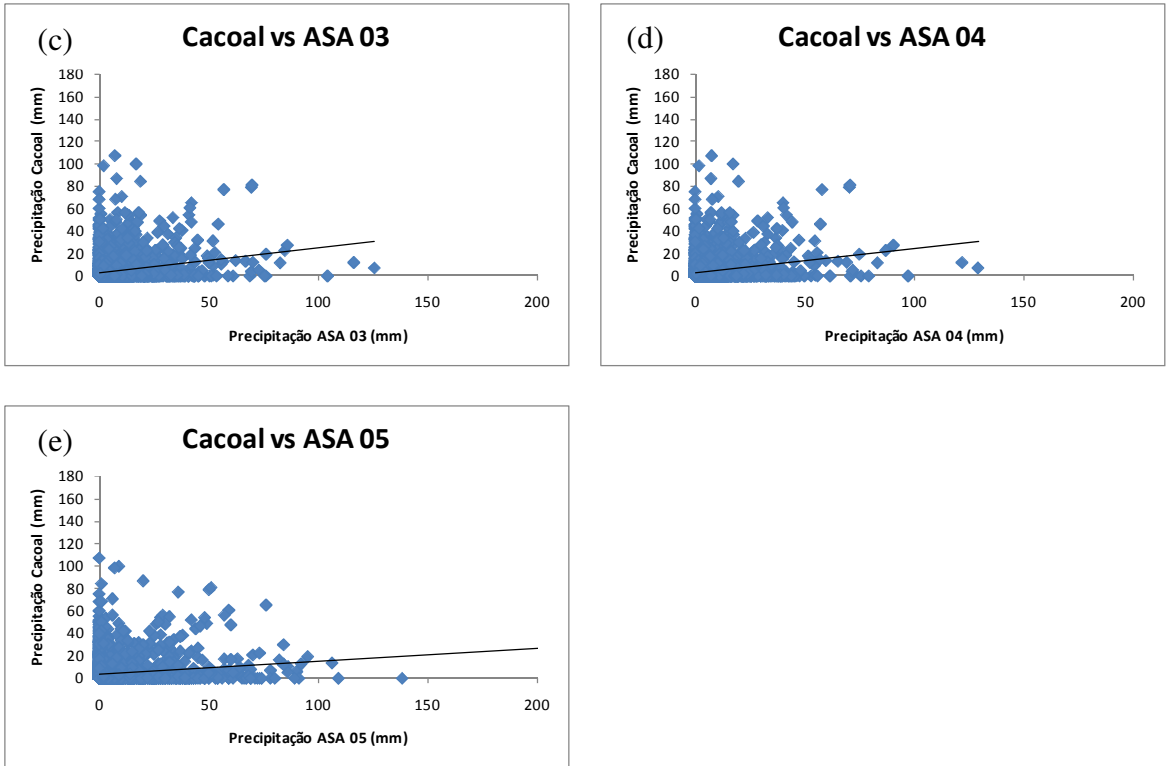
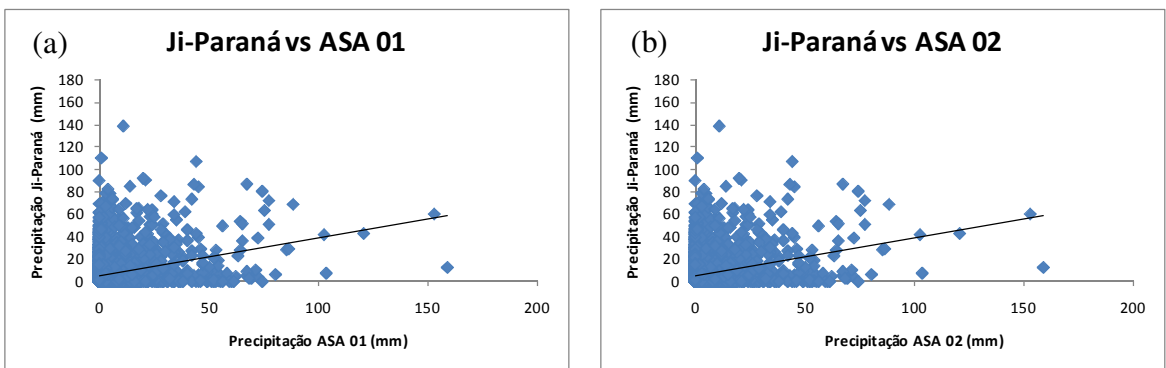


Figura 6.9 – Correlação entre a precipitação observada na estação de Cacoal e a precipitação distribuída para a ASA 01 (a), ASA 02 (b), ASA 03 (c), ASA 04 (d) e ASA 05 (e)



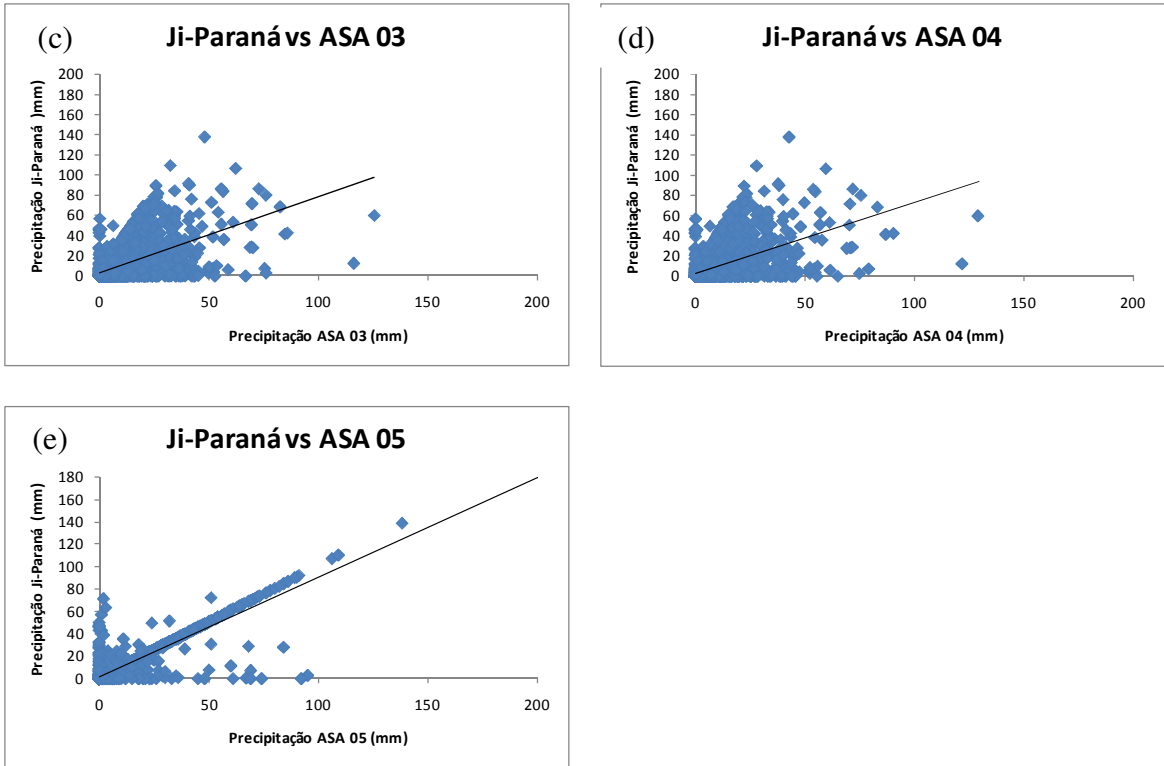
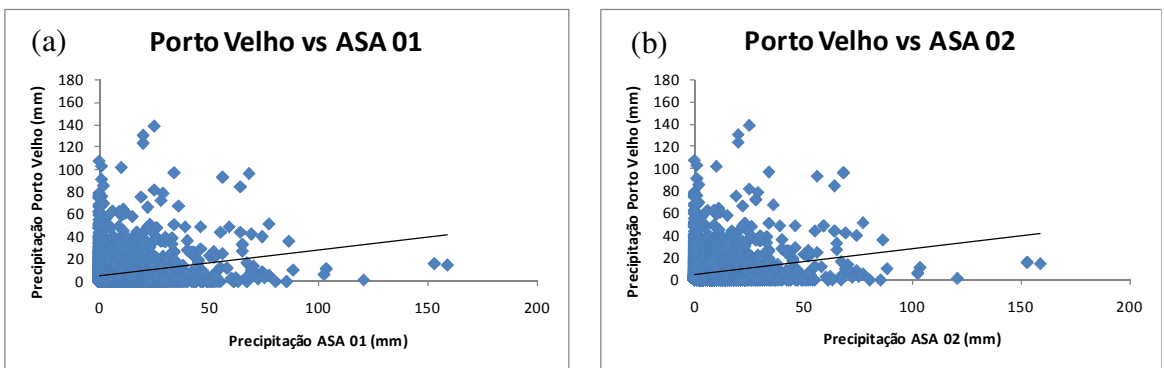


Figura 6.10 – Correlação entre a precipitação observada na estação de Ji-Paraná e a precipitação distribuída para a ASA 01 (a), ASA 02 (b), ASA 03 (c), ASA 04 (d) e ASA 05 (e)



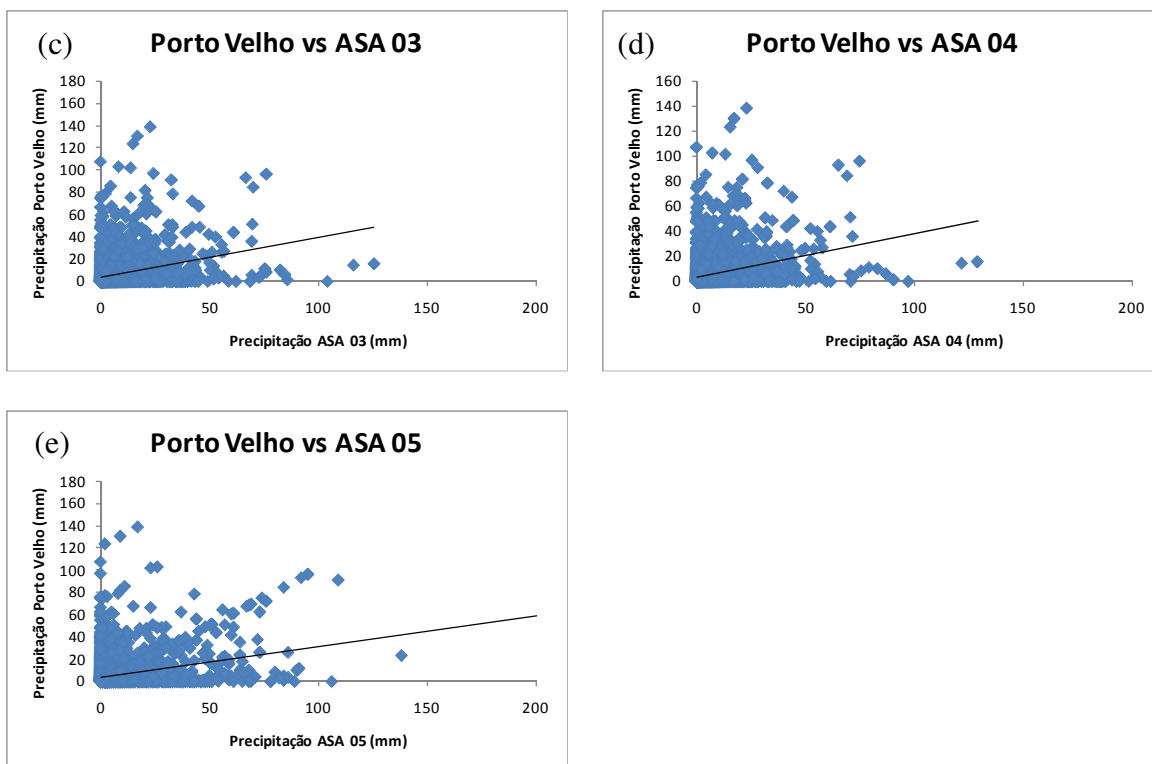


Figura 6.11– Correlação entre a precipitação observada na estação de Porto Velho e a precipitação distribuída para a ASA 01 (a), ASA 02 (b), ASA 03 (c), ASA 04 (d) e ASA 05 (e)

A mesma análise estatística foi realizada utilizando as 4 estações da SEDAM e mais as 6 estações da ANA/SIPAM; destas, 5 estão dentro da bacia hidrográfica (Ariquemes ANA, Fazenda Rio Branco, Massangana, Escola Caramuru e Santo Antônio) e uma fora da bacia hidrográfica (Mirante da Serra). Os resultados das correlações estão apresentados na Tabela 6.3 com os coeficientes de correlação entre a precipitação observada nas estações e a estimada pelo SLURP para cada ASA.

Como comentado, o SLURP utiliza dados diários de algumas variáveis meteorológicas. No entanto, o modelo necessita que existam dados de temperatura, temperatura do ponto de orvalho, precipitação, vento e radiação solar (dependendo do método de cálculo da evapotranspiração). Caso não tenha uma dessas variáveis, o SLURP não avança para o próximo passo (obtenção da vazão).

Em muitas localidades, incluindo no Brasil, é comum adotar apenas pluviômetros/pluviógrafos para medir a chuva em um dado local, haja vista o baixo custo de operação/instalação comparando com uma estação meteorológica. As estações da ANA/SIPAM são pluviométricas, o que poderia inviabilizar o uso no SLURP. A partir daí foi elaborada uma alternativa para que o modelo pudesse utilizar estas estações.

O modelo necessita de um arquivo de comando para ser executado, então foi criado um arquivo de comando com as estações da SEDAM e um arquivo de comando com as estações da ANA/SIPAM, só que nesse caso, foram utilizados os dados de temperatura média e do ponto de orvalho da SEDAM. O que interessa nesse procedimento são os dados de precipitação que o SLURP irá calcular. Dessa forma o modelo calculou a precipitação média em cada ASA com 10 estações e as outras variáveis foram calculadas com as 4 estações da SEDAM. O método utilizado para contornar o modelo está descrito no Anexo A.

De fato, quando se utiliza mais estações o modelo não centraliza tanto o peso em uma dada estação (aqui, a de Ariquemes), o que era esperado. De fato, uma melhor rede de dados pluviométricos tende a uma melhor distribuição da precipitação dentro da bacia hidrográfica.

No entanto, mesmo com uma quantidade maior de dados pluviométricos, o modelo ainda adotou a estação de Ariquemes como a de maior peso, principalmente nas ASA 01, ASA 02 e ASA 03. Uma análise futura na estrutura do modelo pode possibilitar alguma conclusão acerca destes resultados. A precipitação na ASA 03 teve uma distribuição mais heterogênea com pesos das estações de Ariquemes, Ariquemes ANA, Caramuru, Massangana e Fazenda Rio Branco, o que também era esperado por ser a ASA com maior número de estações. Na ASA 05 o maior peso foi da estação de Porto Velho, mesmo estando a jusante da bacia hidrográfica. Os resultados podem ser observados no Anexo A, nas Figuras A.1 a A.10 e na Tabela 6.3 abaixo.

Tabela 6.3 – Coeficiente de correlação entre a precipitação da estação meteorológica e a precipitação do SLURP dentro de cada ASA

<b>Estação</b>	<b>ASA 01</b>	<b>ASA 02</b>	<b>ASA 03</b>	<b>ASA 04</b>	<b>ASA 05</b>
Ariquemes	0,70	0,72	0,75	0,53	0,09
Porto Velho	0,12	0,12	0,20	0,20	0,82
Cacoal	0,05	0,07	0,06	0,07	0,03
Ji-Paraná	0,06	0,08	0,09	0,09	0,10
Ariquemes ANA	0,36	0,26	0,46	0,52	0,07
Caramuru	0,07	0,40	0,07	0,35	0,03
Massangana	0,55	0,25	0,23	0,40	0,05
Faz. Rio Branco	0,43	0,26	0,48	0,39	0,06
Mirante da Serra	0,10	0,16	0,07	0,10	0,03
Santo Antônio	0,25	0,16	0,07	0,10	0,03

## 6.5 CALIBRAÇÃO E VERIFICAÇÃO

O período utilizado para a calibração foi de 01/01/1999 a 31/12/2003, utilizando a estação fluviométrica de Santa Isabel. O método utilizado foi o SCE-UA, descrito anteriormente, em seu modo automático.

Nesta etapa também foi verificado o comportamento do modelo com uma quantidade maior de dados de precipitação, com o objetivo de verificar o comportamento do algoritmo genético SCE-UA no processo de calibração com a existência de maior quantidade de informações pluviométricas. Para isso, fez-se primeiramente a calibração usando o método SCE-UA apenas com os dados da SEDAM (experimento S1) e depois com os dados da SEDAM e ANA/SIPAM (experimento AS1).

### 6.5.1 Experimento S1

A vazão média observada anual é de 759,21 m<sup>3</sup>/s, após a aplicação da calibração a vazão calculada foi de 834,96 m<sup>3</sup>/s, resultando em um R<sup>2</sup> de 0,75 e um D(%) de -10,6 para o período de calibração e vazão calculada de 756,90 m<sup>3</sup>/s, resultando em um R<sup>2</sup> de 0,71 e D(%) de -10,3 para o período de verificação. No cálculo do balanço hídrico, observam-se perdas nos sumidouros de água. Os resultados da vazão são apresentados no hidrograma da Figura 6.12, abaixo. Na Tabela 6.4 apresenta-se um resumo dos resultados obtidos nos dois experimentos.

Tabela 6.4 – Valores de estimativas de qualidade de ajuste de hidrogramas calculado e observado para a estação fluviométrica de Santa Isabel

Experimento S1	R <sup>2</sup>	D(%)
Período de Calibração	0,75	-10,1
Período de Verificação	0,71	-10,3

O método SCE-UA mostrou-se eficiente para calibração do modelo, podendo ser observada pelo coeficiente R<sup>2</sup> acima e também pela suavização nas vazões, principalmente durante a estação chuvosa. Os valores das vazões máximas também foram obtidos. No experimento S1 a vazão máxima calculada durante o período de verificação foi de 2633,4 m<sup>3</sup>/s, que representa um aumento de aproximadamente 5,6% da vazão máxima observada na estação fluviométrica de Santa Isabel, que foi de 2483,99 m<sup>3</sup>/s. As vazões mínimas também foram melhores calculadas após a calibração, sendo 143,43 m<sup>3</sup>/s e 86,76 m<sup>3</sup>/s para a vazão simulada durante o período de verificação e a observada, respectivamente.

Também foi calculada a vazão média mensal para verificar o comportamento da calibração dentro da estação chuvosa e seca e a procedente simulação pelo modelo, relativo ao período de verificação. A Figura 6.13 apresenta o hidrograma da vazão média anual para

os dados observados, simulados sem calibração e simulados com calibração. Observa-se que a curva da vazão simulada com calibração tende a acompanhar melhor a tendência da vazão observada do que a simulada sem calibração. Durante os primeiros meses do ano a vazão simulada com calibração tende a subestimar a observada, já após o mês de maio a vazão simulada tende a superestimar a vazão observada. O erro provavelmente se deve a capacidade de armazenamento da água no solo.

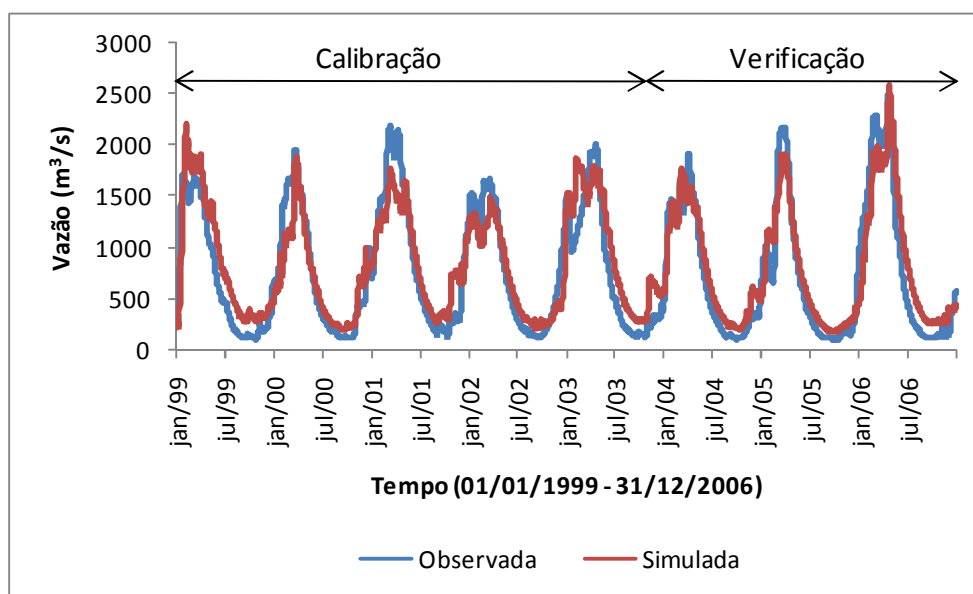


Figura 6.12 – Hidrogramas de vazões diárias observadas e calculadas na bacia hidrográfica do rio Jamari, em Rondônia, com parâmetros de calibração no experimento S1

A Tabela 6.5 apresenta as vazões médias mensais para o período de 1999 a 2006, observadas, simuladas sem calibração e com calibração, bem como o erro entre as simulações e os dados observados para verificar o período de sub ou superestimação na vazão calculada.

De um modo geral os valores obtidos com a calibração para o experimento S1 foram satisfatórios.



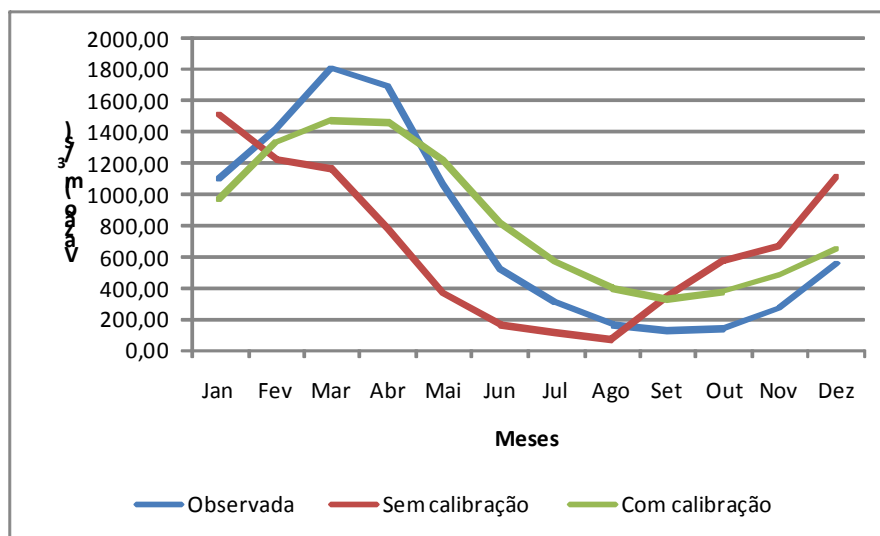


Figura 6.13 – Hidrograma de vazões médias mensais para o período de 1999 a 2006 observadas e calculadas na bacia hidrográfica do rio Jamari, em Rondônia para o experimento S1 (Observada – valores observados; sem calibração – experimento S1 sem calibração; com calibração – experimento AS1)

### 6.5.2 Experimento AS1

O período e o método utilizado neste experimento para a calibração e verificação são os mesmos do experimento S1, o diferencial é que aqui foram utilizadas 10 estações pluviométricas e no experimento S1 foram utilizadas 4. O objetivo é verificar o comportamento do método de calibração mono-objeto SCE-UA, com base em algoritmos genéticos, tendo mais informações pluviométricas disponíveis, com os outros parâmetros permanecendo inalterados.

A vazão média calculada foi de 766,41 m<sup>3</sup>/s, resultando em um R<sup>2</sup> de 0,88 e um D(%) de -0,94 para o período de calibração e uma vazão média de 756,90 m<sup>3</sup>/s, com R<sup>2</sup> de 0,84 e D(%) de -13,4 para o período de verificação. Comparando com o experimento S1, há uma melhora, indicando uma melhor relação entre as vazões observadas e simuladas. Os resultados podem ser observados na Figura 6.14.

Tabela 6.5 – Valores das vazões médias mensais observadas, calculadas e a razão entre as vazões calculadas e observada para a estação fluviométrica de Santa Isabel durante o período de 1999 a 2006

Mês /Exp. S1	Observada	Com Calibração	Calculada /Observada
Jan	1086,11	967,76	0,89
Fev	1412,72	1335,17	0,95
Mar	1799,69	1473,64	0,82
Abr	1685,60	1460,67	0,87
Mai	1059,38	1211,51	1,14
Jun	517,67	806,24	1,56
Jul	303,13	559,69	1,85
Ago	163,78	398,15	2,43
Set	124,18	323,80	2,61
Out	140,46	374,71	2,67
Nov	269,42	482,27	1,79
Dez	552,43	643,06	1,16

Mais uma vez o método SCE-UA mostrou-se eficiente para calibrar o modelo, sendo ainda mais eficiente do que no experimento S1. Na Tabela 6.6 está descrito um resumo das estimativas obtidas no experimento AS1 e no experimento S1 (dentro dos parênteses).

Quando se analisa os valores das vazões máxima e mínima entre os dois experimentos verifica-se que a vazão máxima calculada foi de 3099,31 m<sup>3</sup>/s (a observada foi de 2483,99 m<sup>3</sup>/s), já a vazão mínima calculada foi de 128,00 m<sup>3</sup>/s (a observada foi de 86,76 m<sup>3</sup>/s). Os resultados do experimento AS1 também foram melhores neste quesito quando

comparados com o do experimento S1.

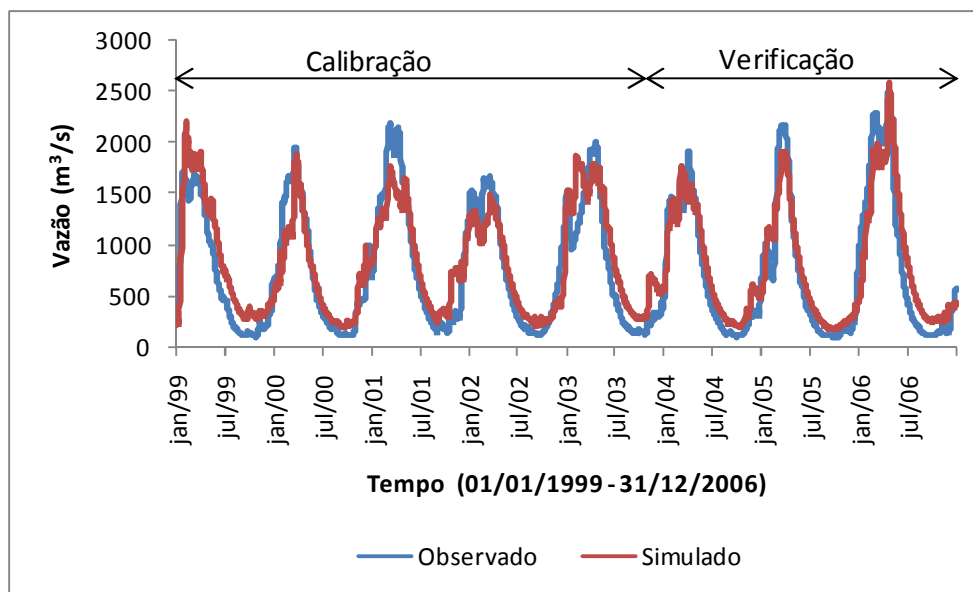


Figura 6.14 – Hidrograma de vazão diária observada e calculada na bacia hidrográfica do rio Jamari, em Rondônia, com parâmetros de calibração no experimento AS1

Tabela 6.6 – Valores de estimativas de qualidade de ajuste dos hidrogramas calculado e observados para a estação pluviométrica de Santa Isabel na bacia hidrográfica do rio Jamari, em Rondônia para o Experimento AS1 e Experimento S1 (dentro dos parênteses)

Experimento AS1	$R^2$	D(%)
Com Calibração	0,88 (0,74)	-0,94 (-10,1)
Período de Verificação	0,84 (0,71)	-13,4 (-10,3)

Os resultados também foram melhores na vazão média mensal, como se pode observar na Figura 6.15, que apresenta o hidrograma da vazão média mensal para o período de verificação. Os resultados entre a vazão observada e simulada estiveram próximos, com períodos de superestimação durante o primeiro trimestre do ano e períodos de subestimação

durante o segundo semestre. A Tabela 6.7 apresenta os valores obtidos das vazões médias mensais observadas e calculadas para o período de estudo. De um modo geral, os resultados foram satisfatórios com valores superestimados mais significativos durante os meses de junho a novembro e subestimados em março e abril. O modelo representou de forma satisfatória a vazão durante o período de maior precipitação (dezembro a fevereiro; Nóbrega, 2007a). Em maio há uma redução na precipitação, sendo este mês considerado como transição entre a estação chuvosa e seca (Nóbrega, 2007a) e o modelo tende a superestimar a vazão durante o período de menor precipitação.

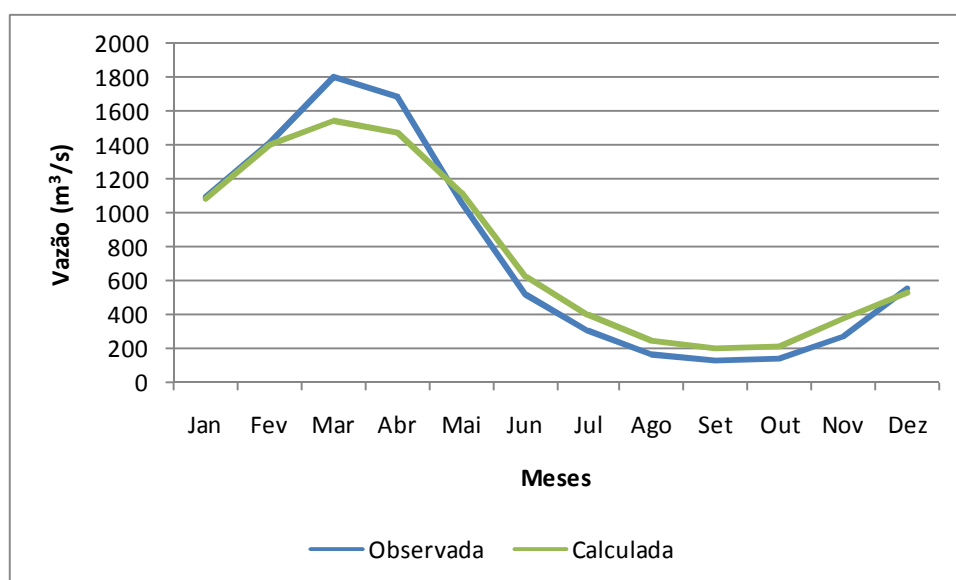


Figura 6.15 – Hidrograma de vazões médias mensais para o período de verificação observadas e calculadas na bacia hidrográfica do rio Jamari, em Rondônia para o experimento AS1

Para uma melhor comparação entre a calibração do experimento S1 e AS1 ao longo dos meses foi elaborada a Figura 6.16 com o hidrograma das vazões médias mensais observadas e calculadas com calibração para o período em estudo obtida nos dois experimentos e a Tabela 6.8 com os valores das vazões médias calculadas AS1 e S1, bem como a razão entre a vazão observada e calculada nos experimentos AS1 e S1 e a diferença

entre estas razões. Os resultados indicam que a calibração obteve um melhor resultado quando se utilizou mais dados de precipitação. As maiores diferenças podem ser observadas principalmente entre os meses de junho a novembro, indicando que durante o período da estação seca e de transição entre a estação seca e chuvosa é mais importante ainda uma melhor representação da precipitação para a obtenção da vazão.

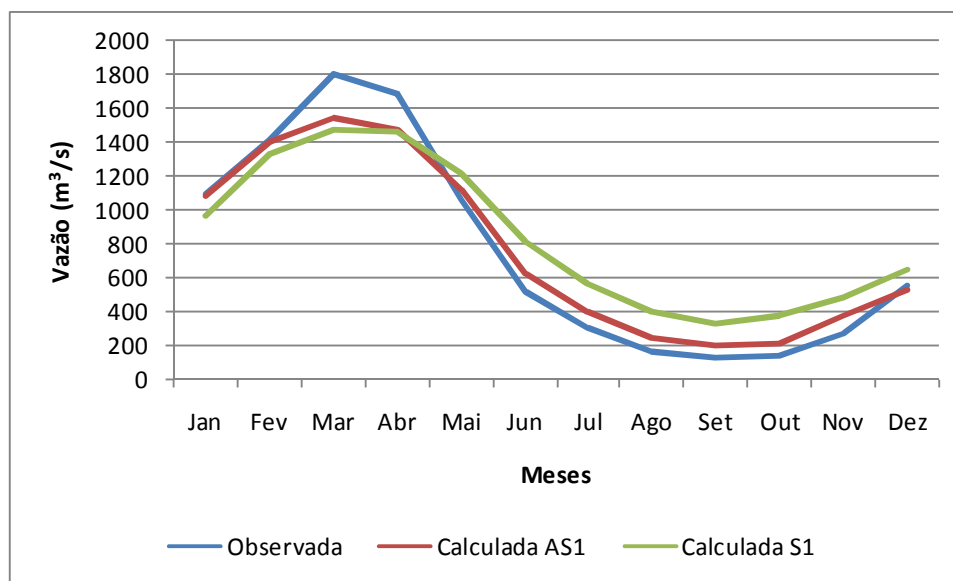


Figura 6.16 – Hidrograma de vazões médias mensais para o período de 1999 a 2006 observada e calculada na bacia hidrográfica do rio Jamari, em Rondônia para o experimento AS1 e S1 (Observada – valores observados; Calculada AS1 – experimento AS1; Calculada S1 – experimento)

De fato, como discutido no Capítulo 3, uma melhor representação da precipitação resulta em uma conseqüente melhor representação da vazão. Xavier Rodrigues (2002) realizou um estudo da análise da incerteza do campo da precipitação na representação da vazão através do método de Monte Carlo no modelo hidrológico Topmodel. O autor sugere que, apesar das ressalvas da pesquisa citadas no trabalho, é importante investir na melhor representação possível da precipitação em modelos hidrológicos.

Tabela 6.7 – Valores das vazões médias mensais observadas e calculadas, e a razão entre as vazões sem calibração e observada e, com calibração e observada para a estação fluviométrica de Santa Isabel para o período de 1999 a 2006

Mês /Exp. S1	Observada	Calculada	Calculada /Observada
Jan	1086,11	1088,20	1,00
Fev	1412,72	1404,38	0,99
Mar	1799,69	1544,03	0,86
Abr	1685,60	1473,70	0,87
Mai	1059,38	1113,45	1,05
Jun	517,67	622,97	1,20
Jul	303,13	393,65	1,30
Ago	163,78	248,29	1,52
Set	124,18	196,52	1,58
Out	140,46	214,11	1,52
Nov	269,42	375,04	1,39
Dez	552,43	532,50	0,96

Como mencionado anteriormente, o SLURP necessita de informações meteorológicas para simular a vazão, no entanto, devido à construção do modelo, ele só executa se existirem informações de precipitação, temperatura, temperatura do ponto de orvalho, umidade, radiação solar e vento (algumas variáveis dependem do método usado no cálculo da evapotranspiração). Com os resultados aqui obtidos ficou evidente que, mediante esta limitação do modelo, a vazão poderá ter uma representatividade melhor se for adicionado os dados de postos pluviométricos. Para tal, foi necessário contornar (ver anexo A) o método automatizado do modelo, para assim gerar uma vazão calculada melhor relacionada com a

observada.

Tabela 6.8 – Valores das vazões médias mensais observadas (Obs), calculadas no experimento AS1 e S1, razão entre as vazões do experimento AS1 e Obs e, S1 e Obs, e diferença entre as vazões do experimento AS1 e Obs com as vazões do experimento S1 e observada para a estação fluviométrica de Santa Isabel para o período de 1999 a 2006

Mês /Exp	Observada	AS1	S1	AS1 /Obs	S1 /Obs	AS1/Obs - S1/Obs
Jan	1086,11	1088,20	967,75	1,00	0,89	0,1
Fev	1412,72	1404,38	1335,17	0,99	0,95	0,05
Mar	1799,69	1544,03	1473,64	0,86	0,82	0,04
Abr	1685,60	1473,70	1460,67	0,87	0,87	0,01
Mai	1059,38	1113,45	1211,51	1,05	1,14	-0,09
Jun	517,67	622,97	806,24	1,20	1,56	-0,35
Jul	303,13	393,65	559,69	1,30	1,85	-0,55
Ago	163,78	248,29	398,15	1,52	2,43	-0,92
Set	124,18	196,52	323,8	1,58	2,61	-1,02
Out	140,46	214,11	374,71	1,52	2,67	-1,14
Nov	269,42	375,04	482,27	1,39	1,79	-0,40
Dez	552,43	532,50	643,06	0,96	1,16	-0,20

De um modo geral, o método SCE-UA mostrou-se eficiente para a calibração e ficou evidente que quando se utiliza maior quantidade de informações pluviométricas o resultado é ainda mais satisfatório.

A partir daqui, serão utilizados os resultados obtidos com o experimento AS1 para os demais objetivos deste Capítulo.

## **6.6 IMPACTOS DO DESMATAMENTO NA VAZÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JAMARI**

Após o processo de calibração e de escolha do experimento AS1 através da verificação, realizou-se uma análise das alterações relativas ao uso/cobertura do solo e os impactos na vazão da bacia hidrográfica do rio Jamari através de simulações com o modelo SLURP. No Capítulo 2 foram discutidas as conseqüências das mudanças na cobertura vegetal no contexto de bacias hidrográficas e que vários estudos já vêm sendo realizados sobre o tema ao longo dos anos.

Para analisar o impacto do desmatamento na bacia hidrográfica aqui estudada foram utilizados cenários extremos e cenários de tendência. Primeiramente, foram utilizados cenários extremos para verificar o comportamento do modelo com relação as mudanças e comparar os resultados com outros estudos.

Os cenários extremos foram construídos com a substituição total de uma cobertura do solo por outra, e assim definidos: 100% Floresta, 100% Pastagem, 100% Antropizada. As mudanças na cobertura vegetal e na vazão foram tomadas a partir dos dados de 2006.

Os cenários de tendência foram construídos com base na taxa de desmatamento do PRODES. Na Tabela 2.3 observou-se a taxa de desmatamento para o Estado de Rondônia, mas, para a construção desses cenários foi verificado a taxa de desmatamento apenas na bacia hidrográfica do rio Jamari, conforme observa-se na Tabela 6.8 e Figura 6.17. Os dados do PRODES Digital<sup>4</sup> estão disponíveis para o período de 2002 a 2006. Os dados do PRODES Analógico são de 1997 a 2001, mas não puderam ser delimitados para a bacia hidrográfica do rio Jamari, porque o Relatório Final foi contabilizado para todo o Estado. No caso do digital é

---

<sup>4</sup> <http://www.obt.inpe.br/prodes/>



possível obter as cenas das imagens de satélite no endereço acima e contabilizar para a bacia hidrográfica utilizando um SIG, o que foi feito neste trabalho.

Os resultados indicam uma redução na área desmatada durante o ano de 2006. Esta redução pode estar relacionada ao desempenho dos órgãos responsáveis pelo monitoramento e fiscalização, a redução na produção agropecuária em 2006 e, a disponibilidade de área para ser desmatada.

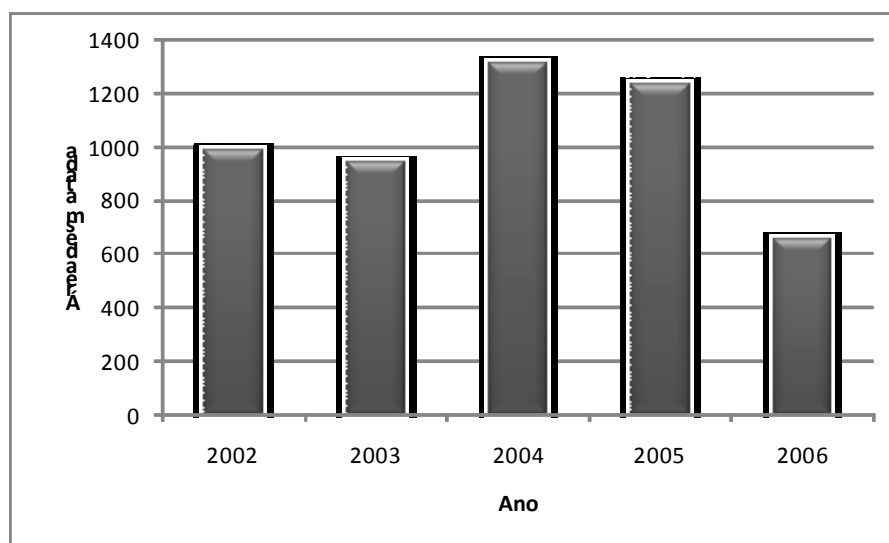


Figura 6.17 – Área desmatada na bacia hidrográfica do rio Jamari durante os anos de 2002 a 2006

Em termos de área da bacia hidrográfica, aproximadamente 17,7 % já foi desmatada de 2002 a 2006. Obviamente a área é maior, pois aqui só foi contabilizado para o intervalo de tempo do PRODES Digital. Apesar desta subestimativa, o mais relevante para o trabalho é verificar o incremento anual do desmatamento, para poder definir cenários de tendência futura.

Analisando os dados observa-se que o incremento médio do desmatamento é de 3,5% por ano na bacia hidrográfica. Com base nessa informação definiu-se os seguintes cenários de tendência: 20% Antropizada, estimado para o ano de 2012; 30% Antropizada, estimado para 2015. Vale ressaltar que a estimativa para os anos não pode ser adotada como

verdadeira, uma vez que é baseada no incremento médio do desmatamento anual; no entanto pode fornecer tendências futuras dos recursos hídricos da bacia hidrográfica.

Tabela 6.8 – Área desmatada (km<sup>2</sup>) na bacia hidrográfica do rio Jamari

Ano	Área desmatada
2002	988,6
2003	943,0
2004	1318,2
2005	1231,4
2006	658,2
Soma	5139,5

Em resumo, os cenários utilizados são:

- Cenários extremos: 100% Floresta, 100% Pastagem, 100% Antropizada;
- Cenários de tendência: 20% Desmatada, estimado para o ano de 2012 e 30% Desmatada, estimado para 2015.

### 6.6.1 Cenários Extremos

Segundo Tucci (2002) a literatura é unânime em experimentos demonstrando que o escoamento médio aumenta com o desmatamento, por isso o objetivo aqui é verificar se o modelo apresenta um comportamento coerente com outras pesquisas já realizadas no âmbito de alterações na cobertura/uso do solo.

Os resultados indicam que ao simular a vazão com a cobertura do solo em 100% Floresta a vazão média calculada diminui de 901,86 m<sup>3</sup>/s (Observada) para 673,86 m<sup>3</sup>/s (diminuição de 25,3%). Já para os cenários onde a floresta é substituída por 100% Pastagem e

100% Antropizada a vazão média calculada aumenta para 1199,5 m<sup>3</sup>/s (aumento de 33%) e 1506,1 (aumento de 67%) m<sup>3</sup>/s, respectivamente.

A Tabela 6.9 apresenta as vazões média, máxima e mínima calculada para os cenários extremos e a observada. Comparando as vazões nos cenários simulados observa-se que as vazões (médias, máximas e mínimas) aumentam para os cenários com menos cobertura florestal (100% Pastagem e 100% Antropizada), já para cenário com maior cobertura vegetal as vazões diminuem.

É possível encontrar na literatura diversos estudos utilizando bacias experimentais que verificaram aumento na vazão média quando a cobertura florestal é reduzida (Hibbert, 1967 *apud* Bosch e Hewlett, 1982; Bosch e Hewlett, 1982; Bruijnzeel, 1990; Cornish, 1993; Bruijnzeel, 1996; Tucci, 1998; Tucci e Clarke, 1997; Andréassian, 2004; Ribeiro Neto, 2006).

Andréassian (2004) verificou com base em experimentos utilizando pares de bacias que a retirada de floresta resulta em um aumento da vazão mínima. Já Tucci e Clarke (1997) observaram que é possível encontrar experimentos que mostram aumento ou diminuição da vazão mínima. De acordo com o descrito em Tucci e Clarke (1997) e Bruijnzeel (2004) a diferença na resposta das bacias simuladas estar relacionadas à capacidade de infiltração do solo após o desmatamento. Tucci (1998) afirma que o que pode caracterizar o aumento ou a diminuição na vazão mínima pode ser a característica do solo após o próprio desmatamento. Quando as condições de infiltração após o desmatamento ficam comprometidas, por exemplo, o solo fica compactado pela chuva, a capacidade de infiltração pode ficar reduzida e aumentar o escoamento superficial, com redução na alimentação do aquífero. Por outro lado, se a água que não é perdida pela floresta, atinge o solo e infiltra, o aquífero tem uma maior recarga, aumentando as vazões mínimas.

As vazões máxima e mínima aumentaram quando se diminuiu a cobertura

vegetal e diminuíram quando se aumentou a cobertura vegetal. A vazão máxima apresentou aumento de 52% para o cenário 100 % Pastagem e 61% para o cenário 100% Antropizada. Já para o cenário 100% Floresta observou-se uma redução na vazão máxima de 24%. A vazão mínima diminuiu 27% quando simulado com 100% F e aumentou em 33% para o cenário 100% Pastagem e 47% para o cenário 100% Antropizada.

Os resultados mostraram-se coerentes com os descrito por Andréassian (2004) que relata experimentos de bacias em pares que indicam um aumento do volume escoado variando de 21% a 104% em bacias com 100% de desmatamento e 67% no cenário 100% pastagem. Ribeiro Neto (2004) utilizando o modelo MGB-IPH na bacia hidrográfica do rio Ji-Paraná para um cenário com cobertura total de pasto a vazão máxima aumentou em torno de 50%. Costa e Foley (1977) estimaram aumento de 20% na vazão média ao trocar a cobertura vegetal por pastagem.

Vale ressaltar que neste estudo não foi considerado o efeito da modificação de floresta para pastagem acompanhado do processo de erosão e/ou compactação no solo na bacia hidrográfica. O processo de erosão pode influenciar o escoamento nos rios, principalmente de pequeno porte (Ribeiro Neto, 2006), assim como o processo de compactação do solo (Tucci, 1998).

Outro aspecto importante que também não foi analisado aqui é a modificação nas variáveis meteorológicas que podem ocorrer com a mudança na cobertura do solo, conforme discutido anteriormente.

### **6.6.2 Cenários Realísticos**

Para os cenários de tendência (20% Desmatada e 30% Desmatada) a vazão aumentou de 901,86 m<sup>3</sup>/s (observada) para 1032,6 m<sup>3</sup>/s, equivalente a 14,5% de aumento e para 1139 m<sup>3</sup>/s, equivalente a 26,3%, para os cenários 20% Desmatada e 30% Desmatada,

respectivamente.

Tabela 6.9 – Vazões (m<sup>3</sup>/s) média, máxima e mínima atual e dos cenários extremos simulados para a bacia hidrográfica do rio Jamari (RO)

Vazão/Simulação	Observada	100% Floresta	100% Pastagem	100% Antropizada
Média	901,86	673,86	1199,5	1506,1
Máxima	2483,99	1887,8	3775,66	3999,22
Mínima	102,74	75,00	135,61	151,1

As vazões máxima e mínima também aumentaram em aproximadamente 25% e 20% para o cenário 20% Desmatada, respectivamente e, 38% e 29% para o cenário 30% Desmatada, respectivamente.

Tem se observado um aspecto interessante na bacia hidrográfica do rio Jamari. Nos últimos 5 anos, em 3 desses as comportas da UHE Samuel foram abertas por estar na capacidade máxima de armazenamento de água, sendo que em 2008 houve até divulgação na imprensa da abertura, mas não ocorreu porque as chuvas diminuíram, segundo a Eletronorte. Os engenheiros da UHE alegam que as aberturas foram devido às chuvas acima da média. No entanto, ao analisar a pluviometria da bacia hidrográfica do rio Jamari nos últimos anos, não foram observadas chuvas acima da média, incluindo em 2008 que as chuvas acumuladas têm estado abaixo da média desde o começo do ano na região (Figura 6.18).

A UHE de Samuel começou a ser construída em 1986, antes mesmo dos Estudos de Impacto Ambiental (EIA) e o Relatório de Impacto sobre o Meio Ambiente (RIMA) se tornarem obrigatórios no Brasil em 23 de janeiro de 1986. Não obstante, a Eletronorte contactou uma série de estudos ambientais, que segundo a empresa foi o primeiro EIA/RIA para uma barragem da Eletronorte (Fearnside, 2004). No período de construção da barragem o desmatamento ainda era incipiente e não se cogitava os impactos do mesmo no

gerenciamento dos recursos hídricos.

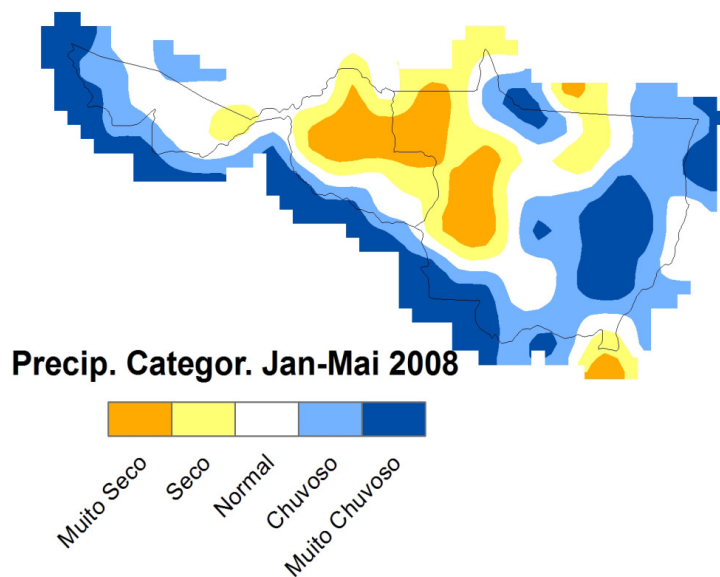


Figura 6.18 – Distribuição de precipitação categorizada para os Estados de Rondônia, Mato Grosso e Acre durante o período de janeiro a maio de 2008, comparada com a média de 1975 a 2005 (Fonte: SIPAM CTO/PV)

Diante dos resultados obtidos nos cenários de tendência, é possível que devido ao aumento do escoamento superficial a barragem esteja recebendo mais água. Esta influência pode estar direcionada para a ação antrópica, como o desmatamento, por exemplo, uma vez que a chuva não parece ter sido o fator primordial, como esperado.

Costa *et al.*(2003) verificaram que a mudança de na cobertura vegetal não afetou os valores de precipitação na bacia hidrográfica do rio Tocantins; no entanto aumentaram os valores das vazões máxima e média. Callede *et al.*(2004) sugerem que o aumento na vazão média anual das séries reconstruídas do rio Amazonas para o período de 1945 a 1998 podem ser conseqüências do desmatamento. Ribeiro Neto (2006) também observou aumento das vazões em conseqüência do desmatamento na bacia hidrográfica do rio Ji-Paraná (RO). De um modo geral, os resultados mostraram-se coerentes com os de outros

autores.

Os cenários indicam que se o desmatamento continuar com essa taxa de incremento é possível que as aberturas das comportas possam ocorrer com maior frequência. Além disso, os rios desta bacia hidrográfica vêm enfrentando problemas constantes com relação à navegabilidade, por estar entrando em período de vazante antes do tempo previsto nos últimos 4 anos (Fonte pessoal: Divisão de Proteção Ambiental, SIPAM CTO/PV). Medidas mitigadoras na gestão dos recursos hídricos serão importantes para que tal processo não venha a aumentar os transtornos locais.

### **6.6.3 Balanço Hídrico**

O modelo decompõe as componentes do balanço hídrico conforme descrito anteriormente, possibilitando uma análise das fases dos processos físicos do ciclo hidrológico, com base na precipitação sobre a bacia hidrográfica e o quanto é transformada em vazão, evaporação e transpiração, além de outros parâmetros.

Analisando para todo o período de estudo (1999 a 2006) com os dados observados o modelo computou um volume acumulado de 16.880,00 mm de precipitação. Desse total, 43% foram transformadas em escoamento superficial, 43% transpirados, 10% evaporados e 3% infiltrou no solo. O modelo calculou ainda a evapotranspiração potencial, sendo igual a 92% da precipitação total sobre a bacia hidrográfica. A evapotranspiração potencial (ETP) é o transporte máximo possível de água em forma de vapor para atmosfera, proveniente de uma superfície vegetada em pleno desenvolvimento, através dos mecanismos combinados de transpiração das plantas e evaporação do solo.

A média anual evapotranspirada foi de 1118,3 mm ficando próximo dos valores encontrados por Ribeiro Neto (2006) na bacia hidrográfica do rio Madeira (1279 mm) e próximo dos valores encontrados para toda a bacia hidrográfica Amazônica por Marques *et*

*al.*(1980) (1260 mm) e Leopoldo *et al.*(1987) (1240 mm).

Na Figura 6.19 pode-se observar a média mensal dos valores de transpiração e evaporação calculadas para o cenário padrão. A transpiração apresenta uma diminuição mais acentuada durante os meses de julho a setembro, já a evaporação não apresenta variabilidade anual considerável (os valores da evaporação nesta Figura estão multiplicados por 10 apenas para facilitar a visualização). Comparando a ordem de grandeza entre a transpiração e evaporação, o fator dominante, segundo os resultados, é a transpiração. Estes resultados indicam que, para a região, os dois maiores controladores na evapotranspiração são: a energia disponível na superfície e a regulação da transpiração pela vegetação, através do fechamento dos estômatos, mais visível durante o período seco.

Durante a estação seca, por causa do déficit hídrico no solo a vegetação tende a reter a umidade, fechando os estômatos, diminuindo a transpiração, além disso, a evapotranspiração é influenciada pela energia disponível na superfície, pelo gradiente de pressão de vapor d'água entre a superfície e a atmosfera e pelas resistências às transferências de vapor.

Os resultados da evapotranspiração obtidos para o modelo foram comparados com outros dois resultados: a) balanço hídrico do município de Porto Velho e; b) “*Reanálises*” do NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996). Os dados do balanço hídrico normal do município de Porto Velho foram obtidos através do método de Thornthwaite e Mather (1955), com capacidade de campo de 350 mm (de acordo com Victoria, 2004), para o período de 1999 a 2006. A evapotranspiração das “*reanálises*” foi obtida também para o período de 1999 a 2006. Na Figura 6.20 são apresentados os resultados, na qual pode-se observar que o modelo tende a superestimar os valores obtidos pelos outros métodos durante os meses de setembro a fevereiro, mas mais visível durante o período seco (junho a agosto).



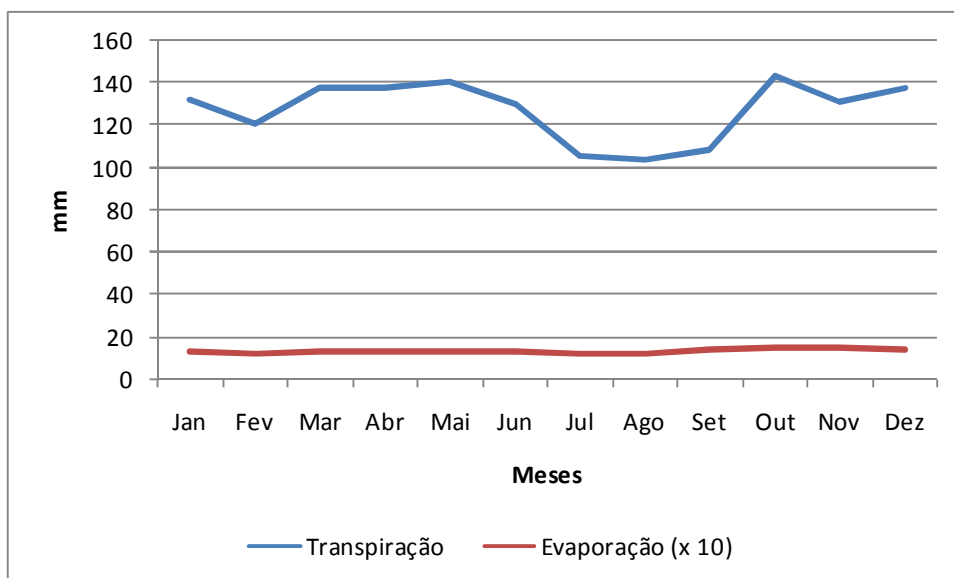


Figura 6.19 – Variação sazonal da transpiração (azul) e evaporação (vermelha) média anual na bacia hidrográfica do rio Jamari

De um modo geral, o modelo conseguiu simular a tendência na evapotranspiração durante todo o período, mostrando ser uma ferramenta interessante para análises de balanço hídrico, condizente com os resultados de Kite (2000b); sendo assim, é possível a sua utilização para simulações de mudança na cobertura/uso do solo. Apesar disso o próprio Kite (2000b) sugere a utilização do método de Penman-Monteith, desde que se tenham os dados disponíveis, o que leva a esperar um resultado melhor do que o aqui obtido, com o método de Linacre, haja vista as limitações descritas anteriormente.

Vale ressaltar ainda que os dados das “*reanálises*” foram estimados com base no fluxo de calor latente e que não foi realizado um estudo para a utilização da CAD aqui no trabalho, sendo utilizado o valor sugerido por Victoria (2004). Um valor da CAD muito reduzida implica em um menor armazenamento de água, o que resulta em maior déficit hídrico e evapotranspiração real subestimada.

A Tabela 6.10 apresenta os resultados em percentuais relativos a entrada da

precipitação na bacia hidrográfica para as variáveis que apresentaram valores mais significativos. Os resultados indicam que as modificações na cobertura do solo tendem a aumento da infiltração e de evaporação e diminuição na transpiração.

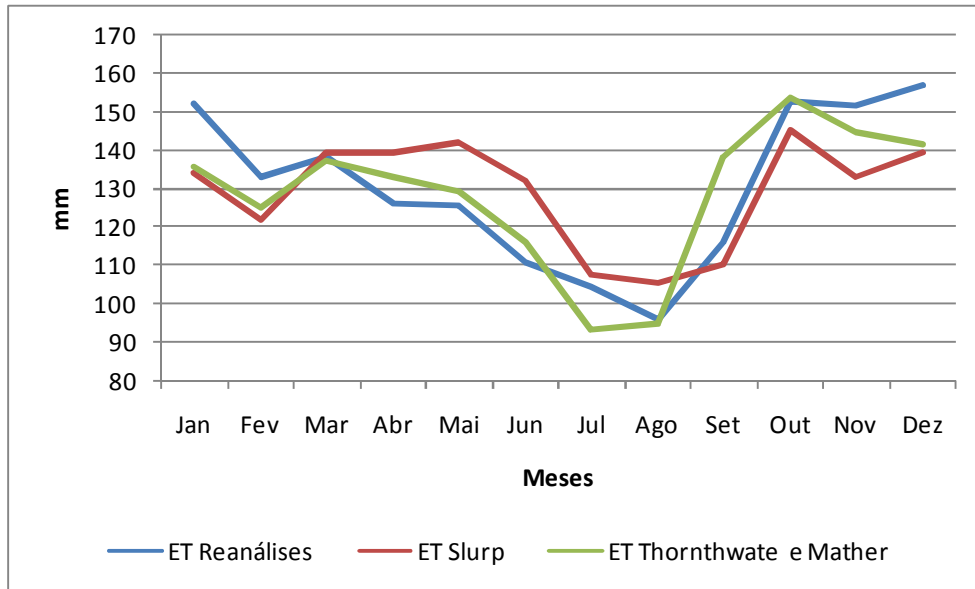


Figura 6.20 – Evapotranspiração real média mensal calculada pelo modelo SLURP (vermelho), “reanálises” (azul) e Balanço Hídrico Normal pelo método de Thornthwate e Mather (verde)

Nos cenários extremos é possível observar que há tendência de diminuição na transpiração e armazenamento no solo e aumento na evaporação. O mesmo é possível observar nos cenários de tendência. Os resultados também são apresentados na Figura 6.21 em  $10^2$  mm/ano para melhor visualização.

Segundo Ribeiro Neto (2006) as vazões tendem a se elevar com a retirada da floresta porque diminui a infiltração da água. Bruinjzell (1996) conclui que, dependendo de como o desmatamento é realizado na bacia hidrográfica e também do uso do solo, é possível manter as taxas de infiltração. Os resultados encontrados aqui estão coerentes com os de outros autores.

Tabela 6.10 – Percentuais relativos a precipitação para o balanço hídrico na bacia hidrográfica do rio Jamari (RO) para o cenário atual, cenários extremos e cenários de tendência

Balanço Hídrico	Padrão	100%_F	100%_P	100%_Ant	20%_Desm	30%_Desm
Evaporação	10,0%	1,1%	13,3%	24,6%	12,7%	13,8%
Transpiração	51,1%	76,8%	24,8%	17,5%	43,3%	39,9%
Vazão	43,0%	22,5%	87,7%	66,9%	50,6%	54,0%
Infiltração	3,1%	4,2%	1,5%	2,2%	2,4%	2,69%

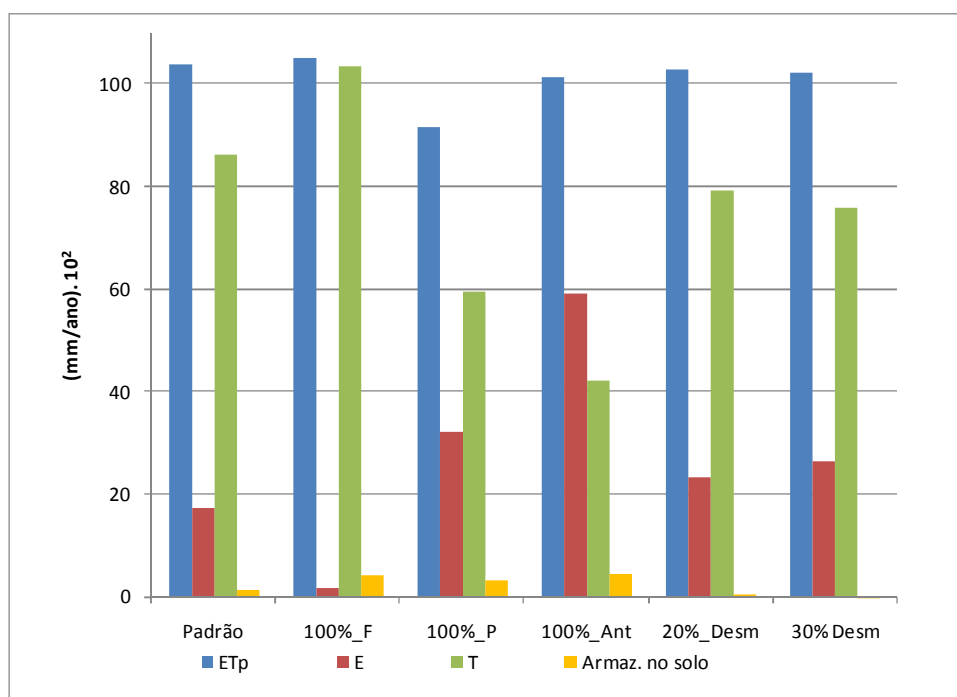


Figura 6.21 – Balanço hídrico em (10<sup>2</sup> mm/ano) para os cenários Padrão, 100%\_F (floresta), 100%\_P (pastagem), 100%\_Ant (antropizada), 20%\_Desm (desmatamento), 30%\_Desm (desmatamento) para as variáveis ETp (evapotranspiração), E (evaporação), T (transpiração) e Armaz. no solo (armazenamento no solo)

Quando se analisa os cenários de tendência nota-se que há uma tendência da evaporação aumentar com o desmatamento, o que pode ser preocupante, uma vez que há períodos de estiagem que diminuem consideravelmente o nível dos rios, deixando-os até sem condições de navegabilidade e, com evaporações maiores, poderão vir a diminuir o nível antes do esperado. O mesmo ocorre com a infiltração que diminui com o desmatamento, agravando ainda mais esta situação, podendo diminuir o abastecimento de água do lençol freático. Uma região como a amazônica, onde há abundância de água, devido às ações antrópicas, pode passar por falta de água em alguns períodos até mesmo para a dessedentação humana, fato que já vem ocorrendo em alguns municípios do Estado, não só pela ação do desmatamento da floresta, mas também pelo assoreamento associado com a degradação das matas ciliares e também pela degradação das nascentes (Fonte pessoal: SIPAM CTO/PV).

## **6.7 INCERTEZAS NA SIMULAÇÃO**

Os resultados obtidos estão sujeitos à incertezas devido aos seguintes fatores:

(1) erros nas variáveis de entrada; (2) erros na estimativa de chuva média sobre a bacia hidrográfica; (3) erros na formulação do modelo; (4) incertezas na estimativa dos parâmetros; e (5) incertezas dos impactos do desmatamento na precipitação.

### **6.7.1 Erros nas variáveis de entrada**

A precipitação é a principal entrada em um modelo chuva-vazão. De acordo com o comentado neste capítulo e em capítulos anteriores, quanto melhor a qualidade dos dados de precipitação, melhor a simulação. Um dos problemas em simulações hidrometeorológicas na bacia hidrográfica Amazônica é a falta de dados, seja na distribuição espacial quanto temporal. A simulação aqui realizada utilizou apenas 8 anos de dados, mas é a

base de dados diários disponível na região. Há dados de precipitação do CPC que poderiam ser utilizados, em conjunto com dados de temperatura do ar e do ponto de orvalho de “reanálises” do NCEP/NCAR; no entanto, tais dados são gerados por interpolação espacial e modelagem numérica, respectivamente, podendo gerar erros cumulativos ao longo do tempo. A falta de dados necessários para a utilização de métodos mais completos no cálculo da evapotranspiração também gera incertezas, que poderiam ser minimizadas com a utilização do método de Penman-Monteith, por exemplo.

Com relação aos dados de vazão nos rios, necessários para calibração e verificação, teve que ser utilizada apenas uma estação por problemas técnicos em outras estações, que estão desativadas, ou possuem muitas falhas.

Sorooshian e Gupta (1995) mostraram que dois a três anos de dados diários são suficientes para a calibração de um modelo chuva-vazão com intervalo de simulação também diário. Entretanto, é importante destacar que a quantidade de dados parece depender da complexidade do modelo (em termos do número de parâmetros a ser estimados) e da qualidade e características dos dados (Wagner *et al.*, 2004).

Na utilização dos dados de cobertura do solo também há incertezas. O método utilizado baseia-se na mosaicagem de imagem Landsat. Ao mosaicar uma imagem ocorre reamostragem dos dados nas bordas de cada cena. A classificação cena por cena pode minimizar esta incerteza, mas esbarra na limitação do modelo SLURP que necessita de uma matriz de dados de cobertura do solo igual a do MDE. É necessária uma investigação maior no modelo para minimizar esta incerteza, ou verificar até que ponto há influência nas distribuições das ASA's.

Para as reduções das incertezas são necessárias análises das técnicas de consistência dos dados (no caso da precipitação), análises da incerteza no cálculo da evapotranspiração com o método de Linacre, e análises acurada da série de vazão utilizada,

com verificação da curva-chave utilizada, possíveis modificações na régua da estação e análise de consistência nos dados de vazão.

### **6.7.2 Erros na estimativa de chuva média na bacia hidrográfica**

Como comentando no Capítulo 5, o modelo utiliza o método dos polígonos de Thiessen para calcular a precipitação média em cada ASA's. A verificação de outros métodos de interpolação irá minimizar esta incerteza. Por exemplo, alguns autores têm utilizado a krigagem (ou interpolador ótimo) para computar a precipitação sobre bacias hidrográficas. Segundo Collischon (2006) esse método se baseia na evidência de que a variação espacial de qualquer propriedade hidrológica é por demais irregular para ser representada por uma função matemática contínua, sendo melhor descrita por uma superfície estocástica. Esse método de interpolação inicialmente explora os aspectos estocásticos da variável considerada e só então a modela. A informação resultante é então usada para estimar os ponderadores da interpolação. A razão pela qual se tem feito uso desse método em hidrologia é a possibilidade de modelar variáveis anisotrópicas, que variam de forma diferente em diferentes direções. No caso da precipitação, pode-se tirar proveito do conhecimento de direções preferenciais da precipitação, a partir de informações sobre a topografia ou direção dos ventos, por exemplo.

Apesar da análise de outros métodos de interpolação, a utilização de outras fontes de dados de precipitação integradas poderá diminuir as incertezas. Alguns autores têm integrado dados de pluviômetros, com sensores remotos (satélite e/ou radares meteorológicos), indicando ser uma alternativa para as limitações dos métodos de interpolação, como a metodologia proposta por Pereira Filho *et al.*(2002).

### **6.7.3 Erros na formulação do modelo**

A estruturação de um modelo hidrológico pode gerar erros, e como discutido

neste capítulo, o modelo SLURP necessita de diferentes dados meteorológicos localizados no mesmo ponto. A utilização de postos pluviométricos sem estes dados já possibilitou um ganho considerável no desempenho do modelo. Uma avaliação de dados de temperatura corrigidos poderá também resultar e algum ganho, como por exemplo, uma correção linear baseado nas informações de MDE, proposta por Valeriano e Picini (2001).

#### **6.7.4 Erros nas parametrizações**

Ribeiro Neto (2006) afirma que a estimativa dos parâmetros de um modelo carrega o maior grau de incerteza em uma simulação hidrológica, uma vez que há processo de ajuste do valor do parâmetro em função da vazão nos rios, supõe-se que esse valor deverá compensar eventuais erros embutidos nos dados de entrada ou na estrutura do modelo. Parte da parametrização utilizada no modelo foi baseada em revisões literárias e outra parte calibrada automaticamente.

A falta de informações na região também gera incertezas neste aspecto. Uma análise da sensibilidade paramétrica definida por Kite (2005) poderá minimizar estas incertezas. Aqui surge uma vantagem da utilização de modelo semi-distribuído, pois, segundo Wagener *et al.*(2004) o princípio de parcimônia estabelece que os modelos devem ter o menor número de parâmetros que permitam uma representação apropriada do comportamento hidrológico da bacia hidrográfica. Muitas vezes ao incrementar o grau de complexidade dos modelos hidrológicos (por exemplo, aumentando o número de parâmetros) observa-se que a partir de certo número já não existem melhoras significativas no desempenho do modelo em termos de uma melhor reprodução do comportamento hidrológico da bacia hidrográfica.

De fato há incertezas na utilização do modelo; no entanto, apesar dos resultados serem simulações, segundo Tucci (1998), nenhum modelo cria informação sobre uma bacia hidrográfica, mas o modelo tem a finalidade de explorar melhor as informações

existentes.

#### **6.7.4 Incertezas dos impactos do desmatamento na precipitação**

No Capítulo 2 foram discutido os impactos do desmatamento no clima. Os estudos ainda demonstram muitas incertezas com relação a precipitação. Simulações de cenários de desmatamento indicam aumento da precipitação até que o desmatamento atinja certo nível, e depois a precipitação começa a diminuir (Ramos e Avissar, 2006; Avissar *et al.*, 2002), outros apenas indicam aumento ou diminuição.

É certo que modificações nos padrões de precipitação também irão resultar em modificações no balanço hídrico, mas os processos físicos envolvidos não são lineares, o que dificulta concluir como serão as modificações.

### **6.8 DISCUSSÃO FINAL**

Neste capítulo foi apresentada uma aplicação do modelo na bacia hidrográfica do rio Jamari (RO), que é um dos principais afluentes do rio Madeira, utilizando dados de precipitação de estações meteorológicas e pluviométricas.

Primeiramente foram obtidas as características fisiográficas utilizando o módulo TOPAZ. Os resultados indicaram que o TOPAZ mostrou-se eficiente ao extrair a área da bacia hidrográfica e a rede de drenagem. O módulo dividiu a bacia hidrográfica em 5 ASA's de acordo com a elevação e cobertura vegetal. Quando comparada a área da bacia hidrográfica extraída pelo módulo com a definida pela ANA, a eficácia chegou a 99,2%.

Também foi computado o percentual do tipo de cobertura do solo em cada ASA. De um modo geral, o percentual de área desmatada na bacia hidrográfica é de 32,34%, maior do que a média para o Estado de Rondônia.



A aplicação do modelo mostrou uma deficiência quanto aos dados de entrada. O modelo necessita de dados de temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho e precipitação. Caso não tenha todos não é possível executar o modelo.

Na bacia hidrográfica há 6 pluviômetros instalados, no entanto, o modelo não permite, a princípio utilizá-los. Como dito anteriormente, foi necessário contorná-lo para, assim, inserir estes dados, totalizando um total de 10 pontos com dados de precipitação. Os resultados indicam que a utilização de mais postos resultou em uma modelagem mais eficiente.

O modelo foi calibrado com 4 postos pluviométricos e com 10 postos pluviométricos e, segundo os valores dos critérios de avaliação da simulação, os resultados foram mais eficientes quanto utilizados mais postos pluviométricos. O  $R^2$  melhorou de 0,74 para 0,88 e o D(%) de -10,1 para 35,8.

A partir daí, foram obtidos os hidrogramas para os padrões atuais e depois simulados cenários de modificação na cobertura/uso do solo. Foram definidos cenários extremos e cenários de tendência, baseado em mudanças totais da cobertura do solo e com relação a taxa média de incremento no desmatamento sobre a bacia hidrográfica, respectivamente.

Nos cenários extremos os resultados indicam que a vazão tende a diminuir com a cobertura de 100% floresta e tende a aumentar com menos cobertura de vegetação. As respostas do modelo estão relacionadas com a infiltração, IAF e evapotranspiração.

Também foi analisado o balanço hídrico para as simulações. De um modo geral, quando se remove a floresta há uma diminuição na transpiração e infiltração, e aumento na evaporação. Os resultados mostraram-se coerentes com de outros autores.

É importante ressaltar que os resultados obtidos nos cenários de tendência indicam uma tendência do que pode ocorrer e, obviamente, os anos definidos para os cenários

são estimativas, não implicando que ocorrerão os valores quantitativos dos recursos hídricos aqui encontrados.

Outro aspecto relevante é que na simulação não foram analisados os impactos do desmatamento nas mudanças das variáveis climáticas. Conforme discutido no Capítulo 2, este impacto pode ser significativo, podendo ocorrer desde grande até micro escala. Apesar disso, com os resultados aqui obtidos, é possível analisar que, dentro os processos físicos do ciclo hidrológico, a evapotranspiração sofrerá alterações significativas. Diversos autores (por exemplo, Marengo (2006) e Nóbrega *et al.*(2005)) já analisaram os aspectos da contribuição local para a precipitação e observaram que na Amazônia Ocidental a contribuição local é significativa. Obviamente, ao diminuir a evapotranspiração, a reciclagem de vapor d'água irá diminuir, resultando em diminuição na precipitação. No entanto, a tendência nas vazões máximas e mínimas aumentarem e o armazenamento no solo diminuir com a modificação na cobertura vegetal, a precipitação pode ser mais impactada, principalmente durante o período de transição e seco.

Principalmente nestes períodos, com menos água disponível para evapotranspiração, a vegetação passará a sofrer maior estresse hídrico. Apesar de que alguns autores terem encontrado aumento de precipitação em áreas desmatadas, se o processo de desmatamento continuar crescente, as alterações nos processos do ciclo hidrológico podem se tornarem insustentáveis. As modificações na cobertura/uso do solo podem conduzir o sistema atual a um novo estado de equilíbrio mais seco, podendo a vegetação sofrer modificações para se adaptar as condições climáticas presentes, e parte

Para finalizar, fica evidente que o modelo apresentou resultados satisfatórios, apesar das limitações existentes, que precisam ser trabalhadas para se obter um resultado mais acurado, como discutido nas incertezas.

# **CAPÍTULO 7: ANÁLISE DO USO DA ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO DO TRMM NA SIMULAÇÃO DE VAZÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JAMARI**

## **7.1 INTRODUÇÃO**

Ao obter a precipitação em uma bacia hidrográfica hidrográfica pelos meios tradicionais (pluviômetros e pluviógrafos) as informações são pontuais, refletindo a chuva ocorrida em um dado ponto e, neste caso, é estendida para toda a bacia hidrográfica. Para ter um monitoramento detalhado sobre uma bacia hidrográfica será necessário a existência de densa rede de instrumentos, que esbarra em problemas técnicos e de investimentos e, em se tratando de Amazônia, também esbarra no difícil acesso em áreas de floresta e isoladas por rios.

A utilização de sensores remotos na estimativa de precipitação vem mostrando ser uma alternativa importante para se contrapor a tais problemas. Nas últimas três décadas observaram-se avanços consideráveis no âmbito de satélites ambientais, aumentando a quantidade de informações disponíveis, incluindo estimativas de precipitação. Com melhores resultados nas estimativas os produtos têm migrado da pesquisa para o produto operacional, difundido por atores de hidrometeorologia.

Como discutido em capítulos anteriores, a precipitação é a variável determinante da qualidade de um modelo hidrológico e o sensoriamento remoto pode contribuir na representação da distribuição temporal e espacial da chuva. Para tal é necessário diminuir as incertezas da estimativa no contexto hidrometeorológico.

Neste capítulo é realizado: (1) revisão literária de estimativa de precipitação

por satélite, (2) revisão literária do uso do TRMM; (3) descrição do algoritmo 3B42; (4) comparação entre dados de pluviômetro e do TRMM e; (5) aplicação do TRMM acoplado ao modelo SLURP na bacia hidrográfica do rio Jamari (RO).

## 7.2 ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO POR SATÉLITE

A estimativa de chuva por satélite iniciou-se com o lançamento do primeiro satélite meteorológico, o TIROS I (“*Television and InfraRed Observation Satellite*”). Na época, através das primeiras imagens de topos de nuvem (em abril de 1960), era possível estimar a ocorrência e até mesmo a intensidade de eventos chuvosos através da resposta espectral de conjuntos de nuvens (Petty, 1995). Nesta época, observaram que a radiação emitida nos topos das nuvens poderia ser um indicador da sua espessura e conseqüentemente do volume de água.

Barrett (1970) foi o pioneiro em utilizar a técnica de indexação de nuvens, baseada na observação das imagens e na identificação do tipo de nuvem. De modo simples, assume-se uma taxa de precipitação para cada tipo de nuvem. O autor objetivou estimar a precipitação mensal sobre a Austrália e suas vizinhanças associadas aos sistemas marítimos continentais. Até então as imagens de satélite não eram digitais. No final da década de 1970, as imagens passaram a ser digitais, melhorando consideravelmente os resultados.

Arkin (1979) desenvolveu um método de estimativa de precipitação no qual o autor usou o canal infravermelho do GOES para quantificar a relação entre cobertura de nuvens e temperatura do topo da nuvem para quantificar o total de precipitação na superfície nos trópicos. Mais tarde este método ficou conhecido como GOES “*Precipitation Index*” (GPI) (Arkin e Meisner, 1987), e ainda é bastante utilizado devido a sua simplicidade. A técnica baseia-se na alta correlação entre a fração de nuvens com temperaturas inferiores a

235 K (~ -38°C) e a área de chuva observada por radar em regiões de 2,5° x 2,5° graus ao longo do mês.

Os primeiros métodos eram baseados em imagens nas bandas do visível e infravermelho. Em seguida, surgiram metodologias utilizando imagens de sensores de microondas. Há uma tendência que as técnicas sejam aperfeiçoadas e expandidas para outros produtos, não só a precipitação.

No ano de 1997, os EUA, em conjunto com o Japão, lançaram um projeto denominado TRMM. O objetivo do projeto é medir a precipitação e a sua variação na região tropical a partir de satélites com órbita oblíqua não-heliossíncrona de baixa inclinação e altitude. Os principais sensores a bordo do TRMM relacionados com a estimativa da precipitação são: TRMM “*Microwave Imager*” (TMI), “*Precipitation Radar*” (PR) e “*Visible and Infrared Radiometer System*” (VIRS); além destes, há ainda os sensores para imageamento de relâmpagos (LIS) e sensor de energia radiante da superfície terrestre e das nuvens (CERES) (TRMM, 2004).

A órbita baixa (inicialmente 350 km, e após 2001 aproximadamente 403 km) permite que o período de translação seja curto (91 minutos) permitindo resolução espacial e temporal relativamente alta.

Diversos estudos vêm sendo realizados para se obter medidas de precipitação para uma dada região, comparação com dados de superfície e dados de radar meteorológico, e até integração entre dados de superfície e de satélite.

Shumacher e Houze Jr. (2000) compararam dados do TRMM com de um radar Doppler banda-S, que utiliza a equação Z/R para obtenção da precipitação. Os autores comentaram que a principal diferença entre os dois radares está na capacidade em capturar os campos de precipitação instantânea. Por causa da sensibilidade do radar PR que possui um limite de detectar taxas de precipitação maiores que 0,2-0,4 mm/h (15-20 dBZ), regiões com

chuva estratiforme e eco associado com hidrometeoros de gelo no topo das nuvens são altamente subestimados. A combinação entre o radar banda-S e o PR podem resultar em estimativas mais precisas, uma vez que a frequência do banda-S é ideal para detectar os hidrometeoros que o PR não consegue.

Estimativa de precipitação agrupada com dados de pluviômetros também tem sido utilizada. Pereira Filho *et al.*(2002) compararam a técnica “*Convective Stratiform Technique*” (CST), derivada do satélite TRMM (sensor TMI), com estimativas de chuva a partir de radar e de uma rede de pluviômetros em São Paulo. Na área de cobertura do radar (~300 km<sup>2</sup>), foram comparadas estimativas de chuva diárias, nos anos de 2001 e 2002 distribuídas em um grid de 4 x 4 km<sup>2</sup>. Segundo o autor, nenhum dos três instrumentos é efetivo na representação da alta variabilidade espacial e temporal da precipitação, quando analisados separadamente. O autor recomenda técnicas estatísticas para integrar os três instrumentos.

Nicholson *et al.* (2003) validaram o TRMM com uma densa rede de estações no oeste africano na fase pré-TRMM quando os sensores e algoritmos ainda estavam sendo testados. Os autores encontram correlação de 0,92 para o ano de 1998 quando comparado a ocorrência de chuva; no entanto, quantitativamente encontraram erros entre 20 e 40%. Concluíram que o sensor utilizado responde a variação de chuva, mas quantifica incorretamente os valores. Alamgir e Bernier (2004) também validaram os dados do PR com estações de superfície em Bangladesh durante os anos de 1998 e 2002 e observaram que os resultados indicavam boa correlação. Além disso, os autores frisaram a importância dos dados do TRMM para previsão de sistemas de cheias na área estudada, suprimindo a deficiência de uma rede de estações meteorológicas ideal.

O método conhecido como CMORPH (“*CPC MORPHed precipitation*”) em desenvolvimento no CPC/NOAA produz estimativas de precipitação com resolução de 8km

em uma abrangência de 60° N a 60° S, com resolução temporal de 30 minutos. O método é considerado diferente porque usa estimativas de precipitação que são derivadas exclusivamente de sensores de microondas de satélites com órbita baixa e cujas características são transportadas através dos sensores infravermelhos para propagar os dados de microondas no tempo e espaço entre duas observações (Joyce *et al.*, 2004). As estimativas derivadas de microondas são geradas pelos algoritmos de Ferraro (1997) para o sensor SSM/I, Ferraro *et al.* (2000) para o sensor AMSU-B, e Kummerow *et al.* (2001) para o sensor TMI. A utilização de qualquer fonte a partir de sensores microondas denota uma flexibilidade do método, indicando um potencial futuro concomitante com o aumento do número de satélites de órbita polar e de sensores microondas.

Fekete *et al.* (2004) testaram seis diferentes conjuntos de dados de precipitação em um modelo simples de balanço hídrico global, que calcula a vazão média de longo período através da diferença entre precipitação e evapotranspiração. Foram utilizados dados de sensores remotos, postos pluviométricos e de reanálises; entre estes, dados do satélite TRMM. Os autores obtiveram resultados muito similares entre os diversos conjuntos de dados, mostrando que as estimativas de satélite podem ser relativamente confiáveis. No entanto, é importante ressaltar que o modelo utilizado é excessivamente simplificado; além disso, o estudo foi no contexto global e com dados mensais.

Collinschon *et al.* (2007), Collinschon *et al.* (2006), Ramage *et al.* (2003) encontraram erros relativos de 9% para a precipitação acumulada anual comparado com dados de superfície. Valores semelhantes foram obtidos por Nóbrega *et al.* (2008a,b) comparando os dados do TRMM, com os dados do “*Climate Prediction Center*” (CPC) e de estações meteorológicas, com erro relativo de 5%.

O sensor de microondas do TRMM também foi utilizado para gerar uma série de dados climáticos diários por Layberry *et al.* (2006) na África.

Para fins de modelagem hidrológica, um dos trabalhos precursores no Brasil foi o de Collischonn (2006) e Collischonn *et al.* (2007) que utilizaram os dados do TRMM com o modelo MGB-IPH para analisar sua funcionalidade em simulações hidrológicas na bacia hidrográfica do rio São Francisco até Três Marias. O autor concluiu que a ferramenta pode ser utilizada, gerando bons resultados nas simulações; além disso, os dados podem ajudar a identificar pluviômetros com problemas na leitura ou mal localizados, constituindo-se em uma ferramenta para consistência de dados.

Diante de resultados positivos da estimativa de precipitação por sensores remotos, há crescente expectativa com relação a “*Global Precipitation Mission*” (GPM), missão internacional cujo lançamento é esperado por volta de 2010, com grande número de sensores microondas passivos a bordo dos satélites.

Esta breve revisão literária tem por objetivo mostrar o potencial diversificado e possível de ser explorado através da estimativa do satélite TRMM. Vale ressaltar ainda que produtos deste satélite estão sendo utilizados em atividade operacional dentro do SIPAM, fazendo parte do boletim climático da Amazônia e da modelagem hidrometeorológica para avisos de cheia na bacia hidrográfica do rio Madeira e rio Machado. Para exemplificar a Figura 7.1 apresenta a categorização de precipitação para o mês de maio de 2008 na Amazônia Legal Brasileira, utilizada no boletim climático da Amazônia, com uma resolução de 0,25° x 0,25°, suprimindo a dificuldade da falta de estações meteorológicas na região.

Do mesmo modo que realizado no Capítulo 2, aqui tomou-se o cuidado de realizar a climatologia de precipitação categorizada estimada pelo TRMM com base no período de 1998 a 2007, com o objetivo de observar a distribuição sazonal estimada comparada com a observada. Nas Figuras 7.2 e 7.3 têm-se os padrões máximo e mínimo de precipitação. De um modo geral, os padrões sazonais são semelhantes aos das Figuras 2.2 e 2.3. A comparação quantitativa está sendo elaborada fazendo parte de atividade acadêmica em



conjunto com a Universidade Federal de Rondônia (UniR).

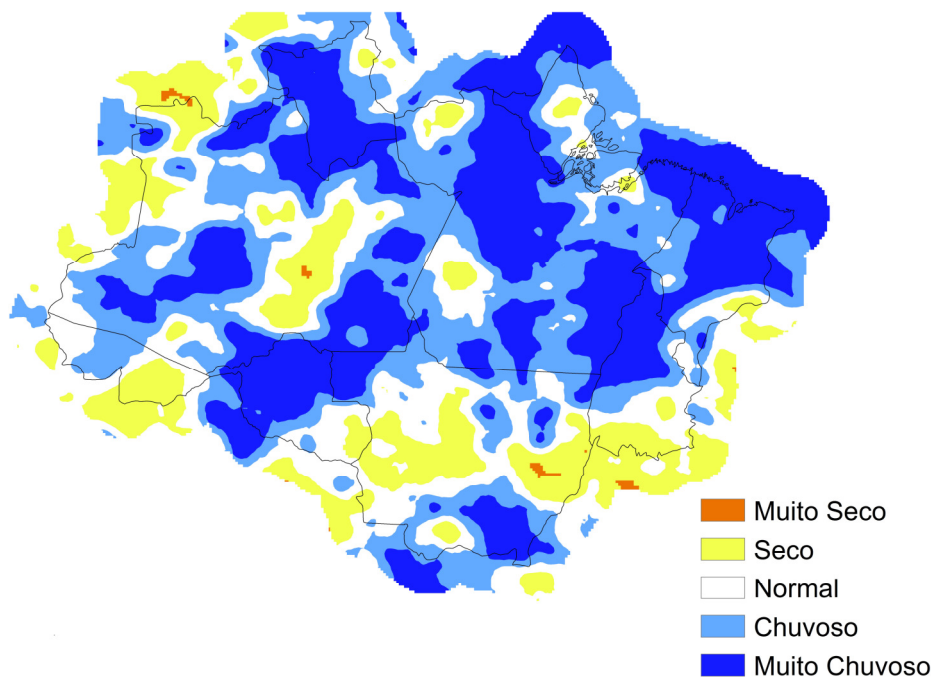


Figura 7.1 – Estimativa de precipitação categorizada para o mês de maio de 2008 (Fonte:SIPAM)

### **7.3 “TROPICAL RAINFALL MEASURING MISSION” – TRMM**

O satélite TRMM é um projeto em parceria entre a NASA e a Agência Japonesa de Exploração Aeroespacial (JAXA), e foi lançado em 27 de novembro de 1997 com o objetivo específico de monitorar e estudar a precipitação nos trópicos, além de verificar como a mesma influencia o clima global.

O satélite possui órbita polar baixa (inicialmente 350 km, desde 2001 cerca de 403km), de forma que o período de translação é bastante curto (91 minutos). Estas duas características permitem uma alta resolução temporal e espacial do imageamento.

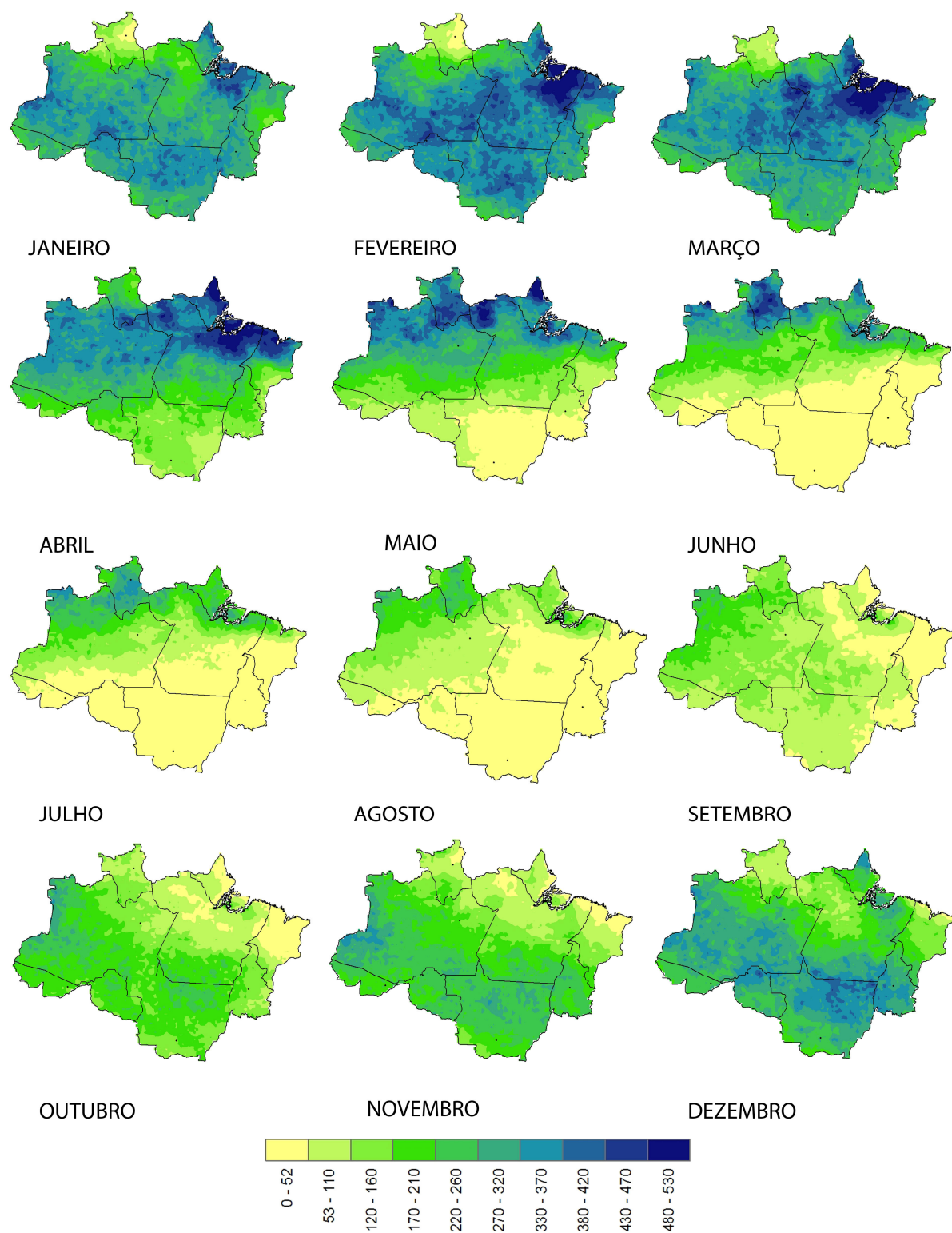


Figura 7.2 – Padrão máximo normal de precipitação estimada pelo TRMM para a Amazônia Legal

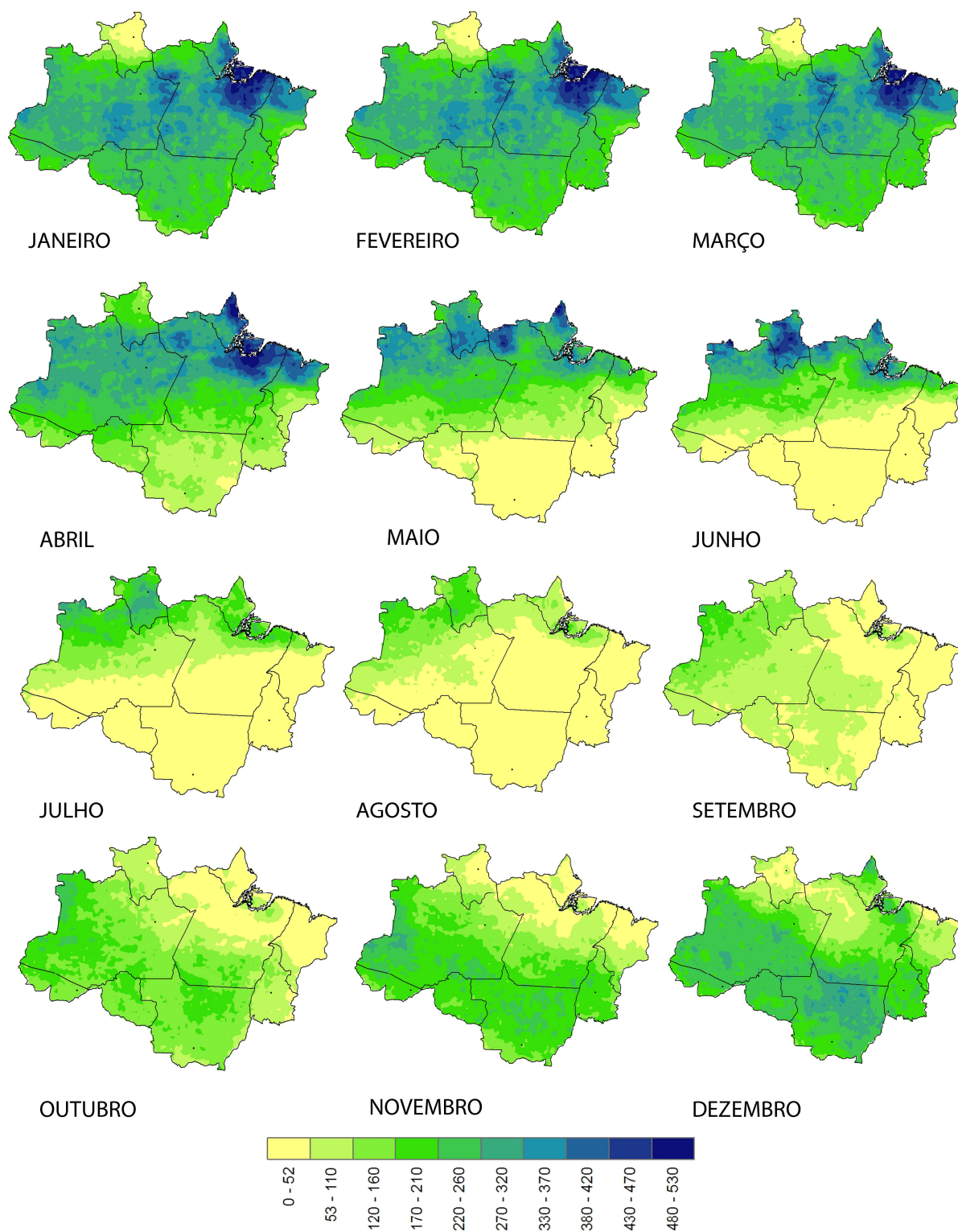


Figura 7.3 – Padrão mínimo normal de precipitação estimada pelo TRMM para a Amazônia Legal

Os instrumentos a bordo do TRMM são: imageador de microondas (TMI), radar de precipitação (PR), radiômetro no visível e no infravermelho (VIRS), sensor de energia radiante da superfície terrestre e das nuvens (CERES), e sensor para imageamento de relâmpagos (LIS). O sensor de microondas (TMI) é o principal instrumento na medição de precipitação, obtida através da lei inversa de Planck e correlação com temperatura de topo de nuvem, como comentado anteriormente. O instrumento faz a imagem com um ângulo Nadir de  $49^\circ$ , o que resulta em um ângulo de incidência na superfície terrestre de  $52,8^\circ$ . Para refinar as estimativas, afetadas pelas diferentes formações de nuvens, se faz uso do radar de precipitação (PR), que é o primeiro radar meteorológico em órbita no mundo, permitindo produzir mapas tridimensionais de estruturas precipitantes. Este radar é capaz de detectar taxas de precipitação muito baixas, da ordem de menos de  $0.7\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$  (Kawanishi *et al.*, 2000). A Figura 7.4 apresenta uma representação esquemática do processo de aquisição de dados do TRMM.

As variáveis primárias medidas pelos instrumentos TMI, PR e VIRS são, respectivamente, temperatura de brilho, potência e radiância. A partir de combinações sucessivas entre estas medidas e seu cruzamento com produtos de outros satélites, são obtidas as estimativas referentes à precipitação, cuja resolução temporal e espacial depende do refinamento da estimativa.

O PR, construído pelo Japão, foi o primeiro radar a bordo de um satélite. As principais informações obtidas são: a intensidade e distribuição da chuva, o seu tipo (convectiva ou estratiforme), e a altura pluviométrica. Uma das características mais importantes do PR é a sua eficiência na determinação de perfis verticais da chuva e neve acima da superfície, em uma altura média de 20 km. Ele detecta razoavelmente taxas leves de chuva, da ordem de  $0,7\text{mm}^{-1}$ . Na Tabela 7.1 há informações técnicas do radar.

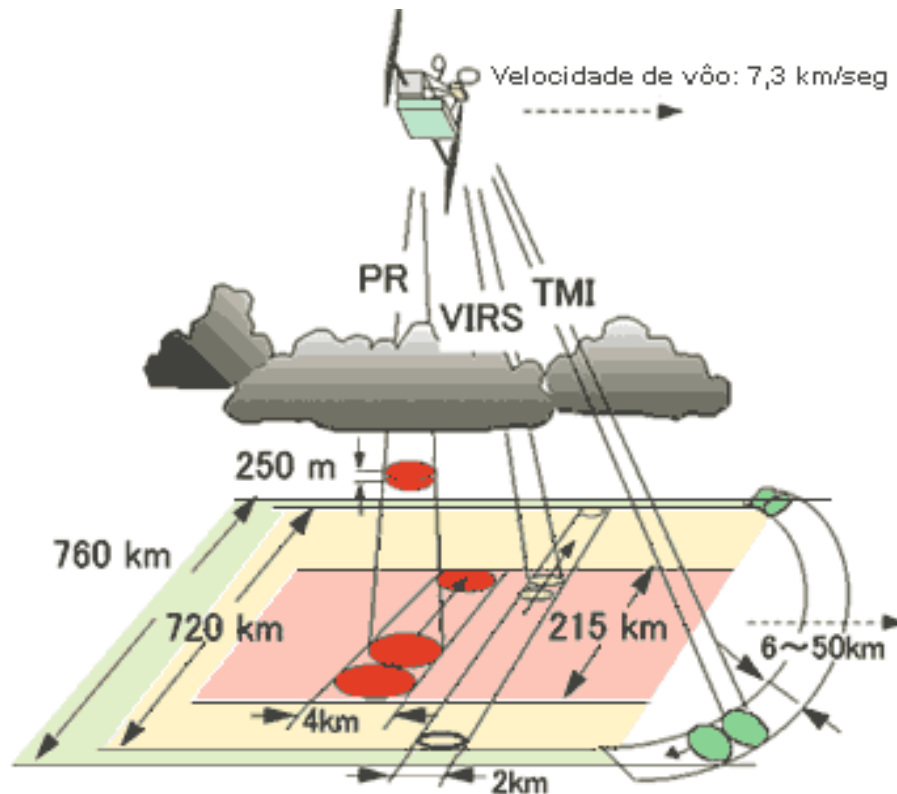


Figura 7.4 – Representação esquemática da aquisição de dados pelo sensor de microondas (TMI, varredura verde), radiômetro (VIRS, varredura amarela) e radar meteorológico (PR, varredura vermelha) do satélite TRMM. Fonte: Collischonn (2006)

O TMI é um sensor de microondas passivo projetado para fornecer informação quantitativa da chuva sobre uma largura de varredura de 780 km na superfície. Este sensor é capaz de quantificar o vapor de água, a água precipitável, e a intensidade da chuva na atmosfera. É um instrumento relativamente pequeno que consome pouca energia. Isto, combinado com a boa largura de varredura, faz do TMI um dos mais eficientes instrumentos de medição de chuva do TRMM. Através de algoritmos matemáticos é possível extrair informações de temperatura da superfície do mar, ventos em superfície, vapor d'água atmosférico, conteúdo de água líquida e taxas de precipitação. Na Tabela 7.2 há especificações técnicas do instrumento TMI.

Tabela 7.1 – Parâmetros do radar de precipitação do TRMM

Tipo de radar	“Active Phased–array”
Frequência	13.796 GHz e 13.802 GHz (dois canais para maior agilidade)
Tamanho da Varredura	Em torno de 220 km
Observação vertical	Superfície até 20 km
Resolução Vertical	250 m
Resolução Horizontal	4,3 km (nadir)
Sensibilidade	0,7 milímetros
Amostras Independentes	64
Taxa de transmissão	93,5 kbps
Peso	465 kg
Potência	213 W

O VIRS é constituído por um radiômetro passivo de varredura transversal e se trata de um instrumento primário do TRMM porque é um indicador muito indireto de chuva. Possui 5 bandas espectrais que se estendem do visível ao infravermelho termal, com resolução horizontal de 2 km e tamanho de varredura de 720 km. Outras medidas que são feitas rotineiramente como nos satélites meteorológicos “*Polar Orbiting Environmental Satellites*” (POES) e GOES, são utilizadas em conjunto com o VIRS.

São dois os motivos que destacam a inclusão do VIRS no pacote de instrumento primários: o primeiro, porque é capaz de delimitar a chuva, e o segundo e mais importante, é que serve como referência para outras medidas feitas utilizando os satélites POES e GOES (Araújo, 2006).

Para refinar as medições, existe um programa paralelo de validação em campo (“*Ground Validation*” ou GV), contando com radares meteorológicos em diversas estações ao

longo da faixa intertropical, entre estas, o Brasil, dentro do experimento LBA. A fase em território brasileiro para validação ficou conhecida como TRMM-LBA.

O TRMM-LBA foi executado em Rondônia de 1 de novembro de 1998 até 28 de fevereiro de 1999. O experimento teve um papel importante na validação terrestre do programa NASA TRMM e foi focado nas características dinâmicas, microfísicas, elétricas e aquecimento diabático da convecção tropical na região amazônica. As plataformas observacionais envolvidas no experimento incluíram um radar S-Pol do NCAR, um radar TOGA da NASA, aeronaves com sensores aerotransportados, rede de detecção de raios, pluviômetros e disdrômetros (Petersen *et al.*, 2000; Silva Dias *et al.*, 2002a; Silva Dias *et al.* 2002b. Cifelli *et al.*, 2002; Pereira e Rutledge, 2006).

Tabela 7.2 – Parâmetros do sensor TMI do TRMM

Bandas espectrais	10.7GHz - 19.4GHz - 21.3GHz - 37GHz - 85.5GHz
Tamanho da Varredura	~ 780 km
Resolução Horizontal	6 – 50 km (re-amostrado para 0.25°)
Taxa de transmissão	88 kbps
Peso	65 kg
Potência	50 W
Polarização	Vertical / Horizontal (21.3GHz: só Horizontal)

O projeto TRMM gera diversos produtos (estimativas) de acordo com a combinação de instrumentos usada no algoritmo de cálculo. O produto 3B42, que será usado neste trabalho, combina estimativas de microondas do TMI com estimativas baseadas em imagens no infravermelho do sensor SSM/I do Departamento de Defesa Americano (DMSP). Além disso, usa informações de radar, para obter melhor precisão na estrutura das nuvens, e é calibrado por medições do programa de validação de campo (GV). Deve-se ressaltar que essa

calibração com dados de campo é feita de forma bastante global e generalizada, podendo gerar estimativas locais pouco precisas. Para mais detalhes do algoritmo de estimativa, ver Kummerow *et al.* (2000) ou <http://trmm.gsfc.nasa.gov/3b42.html>.

A grande vantagem deste produto, em especial, é sua alta resolução temporal, de 3 horas, e espacial, de 0,25°, na faixa entre 50°S e 50°N. Por outro lado, a desvantagem é a complexidade e o número de dados necessários para gerar o produto, os quais não necessariamente vão estar disponíveis em longo prazo.

Quanto a este aspecto, cabe ressaltar que inicialmente o satélite estava previsto para fornecer dados até março de 2004 (Kummerow *et al.*, 2000). Porém, com a manobra de elevação de altitude, realizada em agosto de 2001, a vida útil foi estendida, devido à economia no consumo de energia (embora com uma leve redução na resolução espacial dos instrumentos). Em julho de 2004, a NASA anunciou a prorrogação do projeto até o fim deste ano de 2004, mas posteriormente prorrogou novamente a saída de atividade do satélite, de forma a cobrir a primavera de 2005 no Hemisfério Norte. Por fim, o satélite continua em operação atualmente, não podendo ser anunciado ainda um fim definitivo no fornecimento de dados deste satélite, cujos resultados foram muito satisfatórios, como atestam vários autores, como Flaming (2004), Hiroshima (1999) e Kummerow *et al.* (2000).

### **7.3 O ALGORITMO 3B42**

O propósito do algoritmo 3B42 é produzir uma combinação entre estimativas de alta qualidade obtidas pelo sensor de microondas do TRMM e do VIRS. Esses dados geram uma grade 0,25 x 0,25° com resolução temporal de 3 horas, com área de abrangência entre 50° S e 50° N.

A estimativa 3B42 é produzida em 4 estágios: (1) estimativas de precipitação



do sensor de microondas são calibradas e combinadas; (2) estimativas de precipitação IR são construídas utilizando a precipitação de microondas calibradas; (3) estimativa de microonda e IR são combinadas; e (4) o produto é reamostrado de escala mensal para escala de 3 horas.

Todos os dados do sensor passivo de microondas disponíveis são convertidos para estimativas de precipitação antes de serem usados; então, cada conjunto de dados é calculado para uma grade espacial de 0,25° sobre um intervalo de tempo de aproximadamente 90 minutos. Todas as estimativas são ajustadas para uma “melhor” estimativa usando comparações probabilísticas de histogramas de taxas de precipitação agregados de dados coincidentes.

Os dados são gravados em formato TRMM HDF e podem ser lidos com o software proprietário TSDIS Orbit Viewer<sup>5</sup>. Durante o trabalho foram testados alguns softwares de geoprocessamento para leitura dos dados (ArcGis, Erdas, Idrisi, Surfer e GlobalMapper), o único que conseguiu abrir os arquivos foi o Idrisi, mas com limitações, como imagens rotacionadas em 90°.

#### **7.4 PREPARAÇÃO DOS DADOS DO TRMM**

A extensão HDF (“*Hierarchical Data Format*”) utilizada pelo TRMM é um formato de arquivo de dados criado pelo NCSA (“*National Center for Supercomputing Applications*”) para auxiliar o usuário no armazenamento e manipulação de dados científicos nos diversos tipos de sistemas operacionais e de arquitetura computacional. O NCSA desenvolveu uma biblioteca de subrotinas e um conjunto de programas utilitários e ferramentas para criação e uso de arquivos HDF (Collischonn, 2006).

Atualmente a NASA está disponibilizando os dados em formato binário, que

---

<sup>5</sup> [ftp://disc2.nascom.nasa.gov/software/trmm\\_software/Orbit\\_Viewewr](ftp://disc2.nascom.nasa.gov/software/trmm_software/Orbit_Viewewr)

permitem serem lidos no GrADS. Collischonn (2006) utilizou o software MatLab no seu trabalho. O autor deparou com o problema de ter que utilizar os dados de precipitação diária, sendo que o TRMM disponibiliza dados de 3 em 3 horas. O mesmo problema ocorreu neste trabalho, e para superar esta dificuldade foi desenvolvido um *GrADS Script* (GS) para calcular a estimativa de precipitação diária.

Outro GS foi desenvolvido para converter os dados binários para texto no formato ano, mês, dia, precipitação. Esta tarefa teve que ser feita para cada ponto de grade dos dados do 3B42. Os pontos de grade com resolução espacial de 25 km sobre a bacia hidrográfica do rio Jamari podem ser observados na Figura 7.5 abaixo. Observando a figura é possível identificar áreas de intersecção de alguns pontos que podem fazer parte de duas ASA's. Por isso foram criados novos arquivos de contorno com um “*buffer*” de 0,1°, conforme pode ser observado na Figura 7.6.

Os dados utilizados são de 1 de janeiro de 1999 a 31 de dezembro de 2006. Como pode ser observado na Figura 7.6, na ASA 01 foram utilizados 8 pontos, na ASA 02 foram 11 pontos, na ASA 03 foram 21 pontos, na ASA 04 foram 24 pontos e na ASA 05 foram 4 pontos, totalizando 68 pontos. No experimento AS1 (com as estações da ANA/SIPAM e SEDAM), há as seguintes quantidades de postos pluviométricos dentro de cada ASA: ASA 01 – 1 estação, ASA 02 – 1 estação, ASA 03 – 3 estações, ASA 04 – 2 estações e, ASA 05 – 0 estações. Vale ressaltar mais uma vez, que no tanto no Experimento AS1 quanto aqui, foram utilizados postos/pontos na vizinhança da bacia.

## **7.5 COMPARAÇÃO ENTRE DADOS DE SUPERFÍCIE E ESTIMADOS PELO TRMM NA BACIA HIDROGRÁFICA DO JAMARI**

Foi realizada uma comparação entre os dados do TRMM e os dados dos

experimentos S1 e AS1 para período estudado. Alguns autores fizeram comparações pontuais (Nóbrega e Santos Neto, 2008a; Nóbrega e Santos Neto, 2008b; Nicholson *et al.*, 2003) e outros, espaciais (Collischonn, 2006). Neste trabalho foi realizada comparação da precipitação média sobre a bacia hidrográfica.

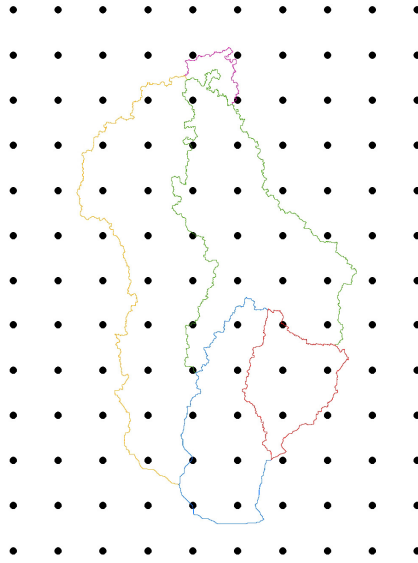


Figura 7.5 – Pontos com estimativa de precipitação do TRMM sobre a bacia hidrográfica do rio Jamari

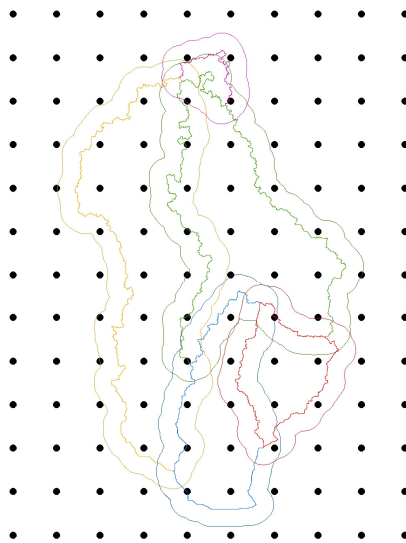


Figura 7.6 – Pontos com estimativa de precipitação do TRMM sobre a bacia hidrográfica do

rio Jamari com contorno de 0,1° de “buffer”

Os dados utilizados são dados diários de precipitação do TRMM do produto 3B42\_V6 (algoritmo versão 6) para cada 3 horas, com resolução espacial de 0,25°, disponíveis desde 1999 até 2006. Os dados dos experimentos S1 e AS1 foram descritos anteriormente.

Para comparar foi realizada uma análise estatística com base no coeficiente de correlação, dado por:

$$R_{TRMM} = \frac{\sum_{i=1}^n (P_{TRMMi} - \overline{P_{TRMM}}) \cdot (P_{OBSi,j} - \overline{P_{OBSj}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (P_{TRMMi} - \overline{P_{TRMM}})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (P_{OBSi,j} - \overline{P_{OBSj}})^2}}, \quad (7.1)$$

em que,  $P_{TRMMi}$  é a precipitação estimada pelo satélite TRMM no intervalo de tempo  $i$ ,  $P_{OBSi}$  é a precipitação observada no intervalo de tempo  $i$  para uma estação  $j$ . Os valores entre a barra indicam a média dos valores. Também foi calculada a precipitação acumulada para o período de estudo e verificado o erro relativo entre a precipitação do TRMM com a observada.

Ao comparar os dados diários entre os experimentos S1 e AS1 a correlação foi de 0,79 quando comparado os dados diários do experimento S1 com o TRMM a correlação foi de 0,63, e entre os dados diários do experimento AS1 com o TRMM a correlação foi de 0,89. A análise estatística indica uma boa correlação entre o TRMM e AS1 para a bacia hidrográfica do rio Jamari.

Com relação à precipitação acumulada sobre a bacia hidrográfica durante o período em estudo o TRMM estimou um total de 16.897 mm, o S1, 13.280 mm e o AS1, 16.880 mm. Comparando com o AS1 o TRMM os valores são praticamente idênticos,

resultando em um erro relativo de 0,01%. Já com relação ao TRMM e S1 o erro relativo foi de 26% e entre o S1 e AS1 o erro relativo foi de -20,1%, indicando subestimação no experimento S1. A Figura 7.7 apresenta a precipitação acumulada para o período em estudo na bacia hidrográfica do rio Jamari para os dados observados e do TRMM evidenciando esta subestimativa no experimento S1.

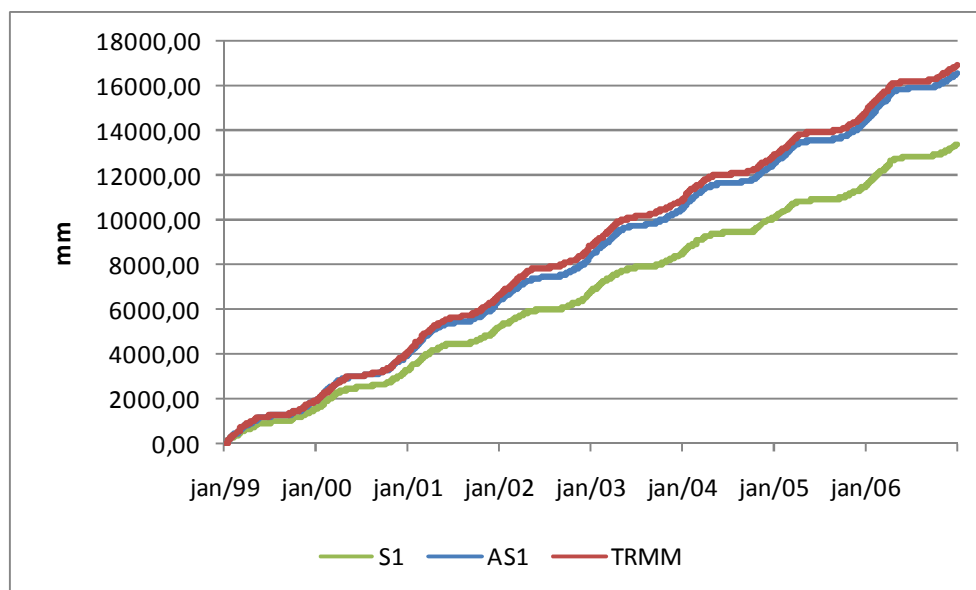


Figura 7.7 – Precipitação acumulada (mm) dos experimentos S1, AS1 e TRMM durante o período de 1/1/1999 a 31/12/2006 na bacia hidrográfica do rio Jamari

A Figura 7.8 apresenta a variabilidade da precipitação média mensal observada e do TRMM ao longo período estudado (1999 a 2006) para a bacia hidrográfica do rio Jamari. Como podemos observar os valores estão muito próximos um do outro durante o período seco, mas durante o período chuvoso os dados S1 apresentam subestimativa, o que não ocorre com os dados do TRMM. Esta situação deverá responder também na modelagem hidrológica.

Durante o Capítulo 6 foi observado que o modelo definiu uma das estações utilizadas (Ariquemes) como a de maior peso para a distribuição da precipitação sobre a bacia hidrográfica, indicando que a diferença maior entre o AS1 e S1 do que entre o TRMM e AS1

deverá estar associada a este fato. Os dados do TRMM, apesar de serem estimativas, apresentam maior densidade que irá implicar em melhor distribuição da precipitação.

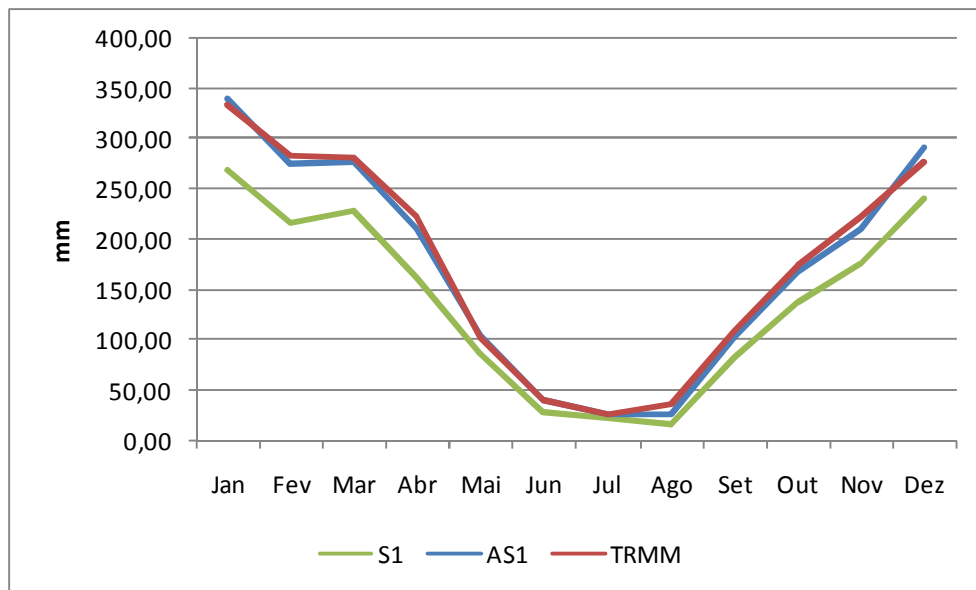


Figura 7.8 – Variação sazonal da precipitação média anual na bacia hidrográfica do rio Jamari para os experimentos S1, AS1 e TRMM

As estimativas foram mais precisas do que as encontradas por Collinschon (2006) quando o autor estudou a bacia hidrográfica do rio São Francisco até UHE Três Marias. É bem provável que a precisão esteja relacionada à origem da precipitação sobre a bacia hidrográfica, que é em maior parte convectiva, com estrutura vertical bem desenvolvida, modulada pelas mudanças na estrutura termodinâmica.

## 7.6 SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JAMARI UTILIZANDO O TRMM

Nesta parte do estudo a parametrização do modelo, dados de temperatura, vento, temperatura do ponto de orvalho, cobertura do solo e MDE, são as mesmas utilizadas no Capítulo 6. A diferença está apenas nos dados de precipitação que aqui foram utilizadas as

estimativas do produto 3B42 do TRMM. Doravante será chamado de experimento TRMM.

Após a preparação das estimativas, o modelo SLURP foi executado sem calibração e com calibração para investigar a eficácia do processo de calibração SCE-UA com os dados do TRMM. Diante disto, os resultados são comparados com os utilizados no capítulo anterior, sem modificações na cobertura do solo. Também é executado experimento com cenário realístico, buscando a resposta do TRMM como fonte alternativa para dados de precipitação na modelagem de cenários de desmatamento.

## **7.7 CALIBRAÇÃO E VERIFICAÇÃO**

O método de calibração foi o SCE-UA descrito anteriormente e utilizado também no capítulo anterior, realizado de modo automático. O período utilizado para a calibração foi de 01/01/1999 a 31/12/2003, utilizando a estação fluviométrica de Santa Isabel.

Após a calibração do modelo a vazão calculada para o período de calibração foi de 795,52 m<sup>3</sup>/s, com R<sup>2</sup> de 0,82 e D(%) -4,78 e para o período de verificação a vazão foi de 756,90 m<sup>3</sup>/s com R<sup>2</sup> de 0,81 e D(%) de 3,95. Observando os valores nota-se uma melhora do R<sup>2</sup> indicando a eficiência do modelo após o processo de calibração. Com relação ao D(%), antes da calibração o modelo subestimava o balanço de água total e após o processo de calibração o modelo passou a superestimar, e na etapa de verificação voltou a subestimar.

De acordo com a Figura 7.9 e os resultados acima, a qualidade da calibração é satisfatória. Alguns picos de vazão estão bem representados, em outros o modelo chegou próximo. Em 2004 o modelo subestimou a vazão no experimento TRMM, já no AS1 não ocorreu uma subestimação tão perceptiva assim. Pode ser que haja uma subestimação da precipitação em 2004. Observa-se que no AS1 há uma tendência em representar melhor a vazão, mas que os resultados do TRMM não podem ser menosprezados. Além disso, ao

comparar com os resultados obtidos no experimento S1, o TRMM obteve melhor desempenho.

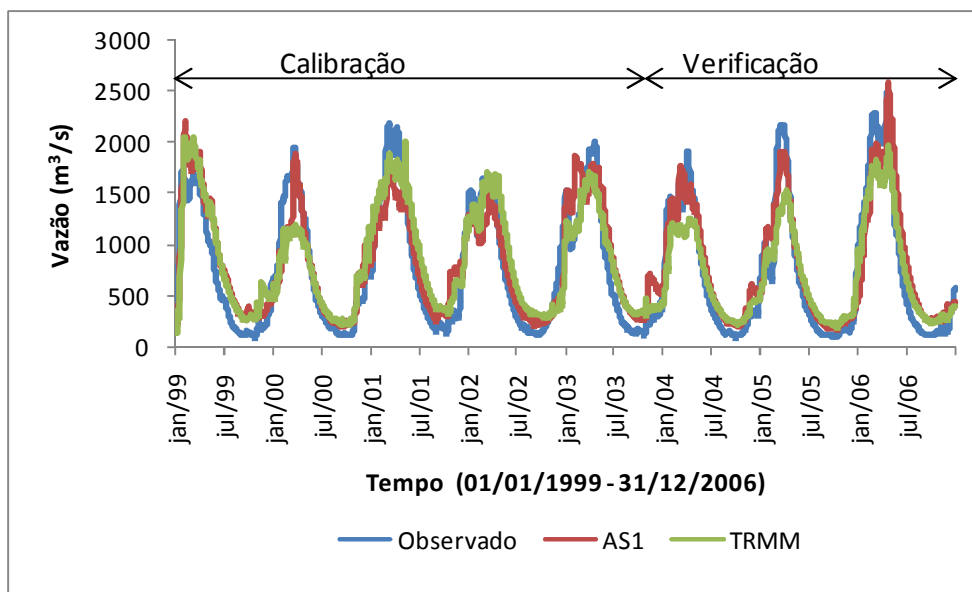


Figura 7.9 – Hidrogramas de vazões diárias observadas e calculadas na bacia hidrográfica do rio Jamari, em Rondônia, com parâmetros de calibração no experimento AS1 e TRMM

Na Tabela 7.3 têm-se os valores obtidos com a calibração utilizando o TRMM e os do experimento S1 e AS1. Observa-se que o desempenho do modelo utilizando os dados observados foi melhor do que utilizando dados estimados por satélite, no entanto, mesmo utilizando os dados estimados, o modelo apresentou bons resultados e conseguiria expressar aproximadamente 81% das variabilidades de vazão na bacia hidrográfica. O resultado era esperado apesar das incertezas nas estimativas de precipitação derivadas dos satélites. Collinschon (2006) encontrou resultados semelhantes com relação à comparação entre dados do TRMM e uma densa rede de pluviômetros na bacia hidrográfica do São Francisco até a Usina de Três Marias.

Com relação às vazões máximas e mínimas, o modelo calculou uma vazão máxima de 2045,6 m<sup>3</sup>/s (no experimento AS1 foi de 3099,31 m<sup>3</sup>/s e a observada foi de 2483,99 m<sup>3</sup>/s), indicando



subestimação da vazão máxima, enquanto no AS1 ocorreu superestimação. A vazão mínima calculada foi de 127,6 m<sup>3</sup>/s, muito próxima da vazão obtida no experimento AS1 (128,00 m<sup>3</sup>/s), superestimando a mesma (a observada foi de 86,76 m<sup>3</sup>/s).

Tabela 7.3 – Valores de estimativas de qualidade de ajuste de hidrogramas calculado e observado para a estação pluviométrica de Santa Isabel na bacia hidrográfica do rio Jamari, em Rondônia para o Experimento TRMM e Experimento AS1

	Calibração		Verificação	
	R <sup>2</sup>	D(%)	R <sup>2</sup>	D(%)
TRMM	0,82	-4,78	0,81	3,9
AS1	0,88	-0,94	0,84	-13,4
A1	0,74	-10,1	0,71	-10,3

De um modo geral, o experimento TRMM apresentou bons resultados, indicando ser uma importante ferramenta para simulação hidrometeorológica, podendo suprir a falta de pluviômetros em bacias hidrográficas.

Os resultados para a vazão média mensal podem ser observados na Figura 7.10 a qual apresenta o hidrograma da vazão média mensal para o período em estudo. Os resultados entre a vazão observada e as vazões simuladas pelos experimentos TRMM e AS1 estiveram próximos, com períodos de superestimação durante o primeiro trimestre do ano e períodos de subestimação durante o segundo semestre. As vazões calculadas estiveram muito próximas nos dois experimentos. O modelo tende a obter melhor resultado durante o período de cheia, mas subestima o pico (apesar de acompanhar a tendência sazonal). No período de vazante o modelo tende a superestimar os dados observados. Os dados do TRMM mostraram bons resultados na simulação média mensal.

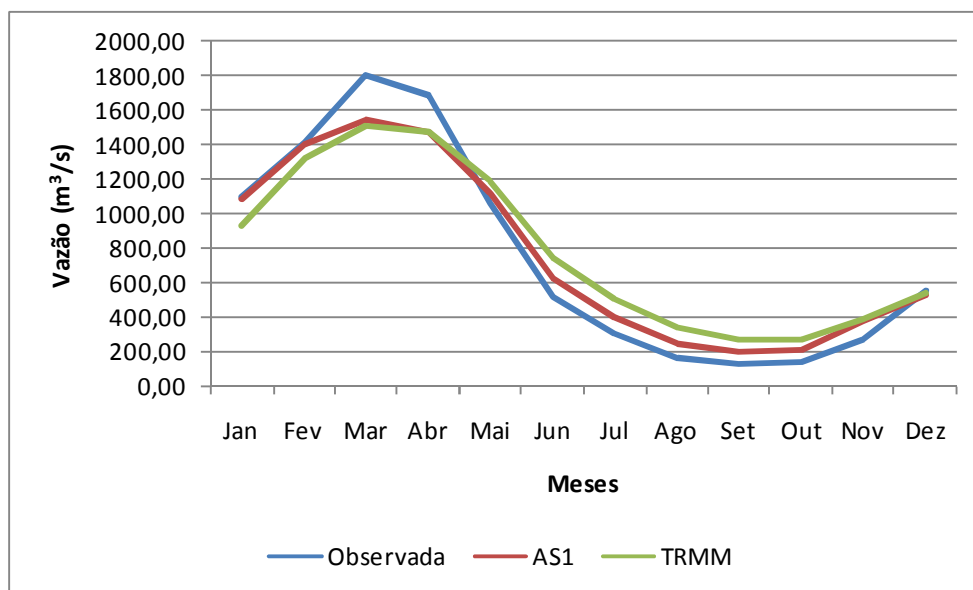


Figura 7.10 – Hidrográfico de vazões médias mensais para o período de 1999 a 2006 observadas e calculadas na bacia hidrográfica do rio Jamari, em Rondônia para o experimento TRMM (azul – vazão observada; vermelho – vazão simulada experimento AS1; verde – vazão simulada experimento TRMM)

Os resultados indicam que o TRMM é uma boa ferramenta para a hidrometeorologia, podendo tornar-se mais importante ainda quando há falta de informações pluviométricas em superfície. No caso de Rondônia, apesar de existir 19 estações meteorológicas e 17 postos pluviométricos (entre ANA/SIPAM e outros órgãos estaduais e federais), há um grande problema no recebimento dos dados. Das estações meteorológicas, apenas em 3 os dados são transmitidos diariamente, nas outras as transferências dos dados ainda é realizada por módulo e há também estações com problemas técnicos. Já os dados da ANA/SIPAM precisam passar por consistência dos dados e também há atrasos que podem chegar a dias para o recebimento dos dados. O TRMM disponibiliza as informações em praticamente tempo real (através do produto 3B42RT), com atrasos de menos de 2 horas, permitindo tomada de decisões mais ágeis no que tange o gerenciamento de recursos hídricos.

É importante ressaltar que no SIPAM o TRMM vem sendo utilizado em escala operacional não apenas para estudos climatológicos, conforme citado acima, mas também na modelagem hidrológica, apresentando resultados satisfatórios até o momento.

## **7.8 BALANÇO HÍDRICO**

Como o TRMM estimou um volume de chuva maior do que os dados observados sobre a bacia hidrográfica são esperadas modificações no balanço hídrico também. Do total que foi estimado precipitar sobre a bacia hidrográfica, 39% foram transformados em escoamento superficial, 50,5% transpirado, 9,5% evaporado, e 3% infiltrou no solo. A evapotranspiração potencial foi igual a 93% da precipitação total.

Na Figura 7.11 tem-se o balanço hídrico para os dois experimentos, na qual se pode observar que com relação ao experimento AS1, as mudanças não foram significativas, e ocorreram principalmente na transpiração e vazão. O modelo computou maior quantidade de chuva sobre a bacia hidrográfica com o TRMM e, conseqüentemente, computou maior quantidade de água transpirada. O percentual de água infiltrada no solo permaneceu igual. O escoamento superficial foi menor, apesar da maior quantidade de chuva, indicando coerência com os resultados de simulações extremas do capítulo anterior, no qual indicam que a cobertura vegetal tem um papel importantíssimo no escoamento superficial.

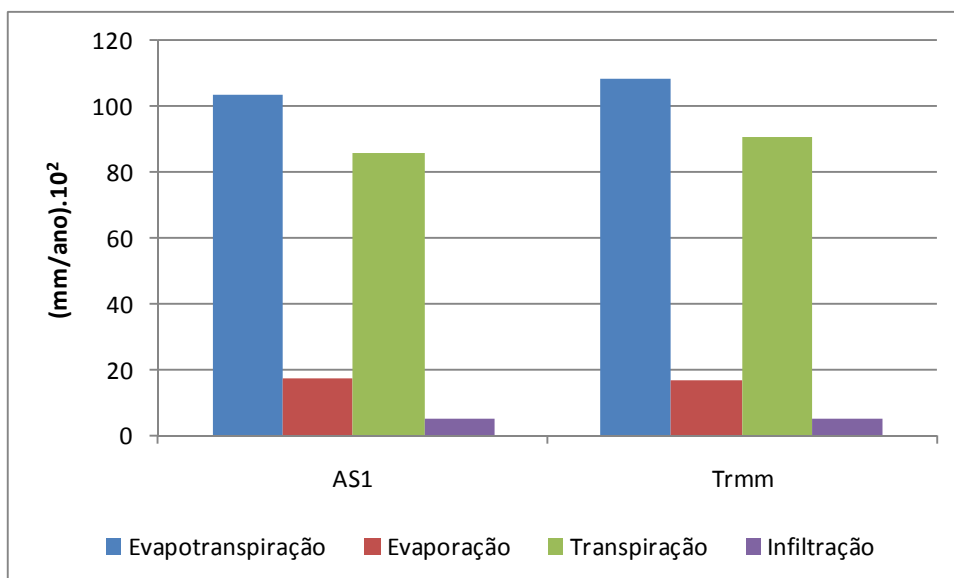


Figura 7.11 – Balanço hídrico em  $10^2$  mm/ano para os experimentos AS1 e TRMM para as variáveis ETp (evapotranspiração), E (evaporação), T (transpiração) e Armaz. no solo (armazenamento no solo)

## 7.9 DISCUSSÃO FINAL

Neste capítulo foi apresentada uma aplicação do modelo SLURP na bacia hidrográfica do rio Jamari utilizando dados de precipitação estimados do satélite TRMM. O produto utilizado foi o 3B42 com dados de 3 em 3 horas para uma grade de  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ .

Primeiramente foi realizada uma revisão literária sobre estimativa de precipitação através de sensores remotos. Também foram abordadas características técnicas do TRMM, algoritmo 3B42 e revisões literárias com aplicações do TRMM.

Para utilização dos dados do 3B42 foi necessário o desenvolvimento de “Grads Scripts” (gs), assim como para utilização dos dados dentro do modelo hidrológico SLURP.

Uma análise comparativa entre dados de pluviômetros e estimados por satélite

utilizado pelo modelo na bacia hidrográfica do rio Jamari indicou que os dados do 3B42 são aceitáveis na estimativa de precipitação, tendo melhor desempenho do que os dados do experimento S1, no qual há apenas um posto pluviométrico dentro da bacia hidrográfica.

O mesmo ocorreu com a simulação hidrológica, na qual os dados do TRMM apresentaram resultados melhores do que o S1, mas inferiores ao AS1. Os coeficientes de avaliação indicam que o desempenho do modelo pode ser considerado bom com o uso do TRMM e superestimativa do fluxo médio calculado.

Fica evidente que os dados do TRMM podem ser utilizados para aplicações hidrometeorológicas na região estudada.

## **CAPÍTULO 8: CONCLUSÕES E SUGESTÕES**

### **8.1 CONCLUSÕES GERAIS**

O principal objetivo do presente trabalho foi analisar os impactos do desmatamento nos recursos hídricos da bacia hidrográfica do rio Jamari (RO). Para tal foi utilizado o modelo hidrológico semi-distribuído SLURP, utilizando dados de superfície e do satélite TRMM.

A partir da metodologia aqui empregada e com base nos resultados obtidos espera-se que a mesma possa ser aplicada em outras bacias da região. Uma das principais características desta metodologia é utilizar um modelo hidrológico semi-distribuído que permite utilizar dados de sensores remotos e não precisar de uma tarefa computacional tão árdua quanto em um modelo hidrológico distribuído. Outra característica da metodologia é a utilização direta de dados de sensores remotos na modelagem hidrometeorológica, dados estes que estão disponíveis em tempo real pelo satélite TRMM, suprimindo a falta de informações sobre a região estudada.

O modelo SLURP necessita de três fontes primárias de dados: dados de elevação digital, dados de cobertura do solo e dados climáticos. Os dados de elevação digital utilizados foram os do SRTM com resolução de 90 m. Os dados de cobertura do solo foram derivados do Landsat 7 do ano de 2006, classificados em 4 tipos de cobertura do solo e reamostrados para 90 m. Os dados climáticos foram utilizados de fontes distintas, sendo que foram utilizadas 4 estações meteorológicas com dados de precipitação, temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho, 6 postos pluviométricos e dados de precipitação estimados do satélite TRMM.

A partir destes dados, para chegar ao objetivo principal foi necessário alcançar alguns objetivos específicos.

### **8.1.1 Obtenção de características fisiográficas em bacia hidrográfica com baixa variabilidade topográfica**

O módulo TOPAZ incluído no modelo SLURP é o primeiro passo na execução da modelagem. Ele foi hábil em obter as características fisiográficas da bacia hidrográfica em estudo. A eficácia na extração dos contornos da bacia hidrográfica foi de 99,2% utilizando MDE de 90 metros, apesar de ser uma bacia hidrográfica com pouca variação de declividade. Também dentro dos módulos integrados ao modelo, o SLURPAZ computou a área desmatada em cada ASA. De um modo geral, a área desmatada na bacia hidrográfica é de 32,34%, sendo maior do que a média para o Estado de Rondônia. O módulo também foi hábil na extração da rede de drenagem.

### **8.1.2 Análise do desempenho com dados de precipitação distintos**

Ao analisar o modelo foi observado um limitante. Há a necessidade de ter dados de todas as variáveis meteorológicas necessárias nas estações. O modelo não permite utilizar dados de postos pluviométricos, onde não há medida de dados de temperatura do ar, por exemplo. No Brasil há diversos postos pluviométricos sem informações de outras variáveis meteorológicas, por isso adotou-se uma metodologia para poder utilizar os dados de tais postos. Os resultados obtidos foram mais satisfatórios do que utilizar apenas dados de estações meteorológicas; além disso, a mesma metodologia possibilitou o uso das imagens do TRMM.

### **8.1.3 Calibração e verificação**

O método SCE-UA foi eficiente na calibração dos parâmetros em todos os experimentos, mas os melhores resultados foram no experimento AS1. Antes da calibração o  $R^2$  obtido foi de -2,99 (Experimento S1) e -1,03 (Experimento AS1). Após o procedimento de calibração o  $R^2$  melhorou de 0,74 para 0,88 do experimento S1 para o AS1, respectivamente, no período de calibração e de 0,71 para 0,84 no período de verificação. Os valores das vazões médias, máximas e mínimas obtidos foram coerentes com de outros autores.

Em consequência dos bons resultados obtidos com o modelo, pode-se afirmar que ele permite avaliar resultados e estimar vazões mínimas, médias e máximas de maneira consistente.

### **8.1.4 Cenários extremos**

Nas simulações com cenários extremos foi observado que a diminuição da cobertura vegetal sobre o solo tende a aumentar a vazão e o contrário, diminui a vazão, coerente com os resultados de outros autores. As respostas do modelo parecem estar relacionadas com a evapotranspiração, infiltração e IAF. De um modo geral, quando se remove a floresta há uma diminuição na transpiração e infiltração, e aumento na evaporação.

Ao considerar 100% de Floresta a vazão média diminui em 25,3% e ao substituir por 100% Pastagem e 100% Antropizada a vazão média aumenta em 33% e 67%, respectivamente. As vazões máximas e mínimas aumentam quando se diminui a cobertura vegetal.

### **8.1.5 Cenários de tendência**

Nos cenários de tendência com 20% Desmatada e 30% Desmatada, que segundo a tendência de incremento de desmatamento pode ser estimada para os anos 2015 e



2020, respectivamente, a vazão aumentou em 14,5% para os cenários 20% e 26,3% para o cenário 30% Desmatada, respectivamente. As vazões máximas e mínimas também aumentaram em aproximadamente 25% e 20% para o cenário 20% Desmatada, respectivamente e, 38% e 29% para o cenário 30% Desmatada, respectivamente.

O aumento da vazão máxima, média e mínima pode trazer transtornos para a população da região e para os gestores públicos porque a UHE de Samuel poderá receber mais água do que o esperado; devido o aumento do escoamento superficial.

O modelo hidrológico SLURP permitiu a representação das mudanças de uso do solo, embora com algumas limitações descritas no Capítulo 6. Os resultados obtidos foram coerentes com os dados da literatura, que freqüentemente cobrem apenas pequenas bacias. Com base nas taxas de desmatamento do PRODES foram definidos cenários de tendência, diferente da maior parte da literatura que utiliza cenários extremos nestas simulações.

#### **8.1.6 Balanço Hídrico**

Os resultados encontrados para evapotranspiração foram coerentes com os de outros autores, incluindo a variabilidade sazonal. Ao decompor a variável, observou-se que a evaporação permanece praticamente constante ao longo do ano, e a transpiração apresenta valores mínimos durante os meses de julho, agosto e setembro.

De acordo com os cenários de tendência observou-se tendência da evaporação aumentar e a infiltração diminuir com o desmatamento, o que pode ser preocupante, uma vez que há períodos de estiagem que diminuem consideravelmente o nível dos rios, deixando-os até sem condições de navegabilidade e, com evaporações maiores e infiltrações menores, poderão vir a diminuir o nível antes do esperado.

A grande incerteza na representação do uso do solo e da cobertura vegetal ocorre na determinação dos parâmetros que controlam a evapotranspiração, apesar dos bons

resultados obtidos, devido a estas incertezas, o modelo pode ser utilizado como parâmetro de tendência na obtenção do balanço hídrico.

### **8.1.7 Utilização dos dados do TRMM no modelo SLURP**

Os dados do TRMM alcançaram resultados melhores na simulação que ao utilizar uma rede menos densa de pluviômetros (experimento S1).

Os dados também se correlacionaram satisfatoriamente com a rede de pluviômetro mais densa utilizada no trabalho, quando comparada à precipitação média sobre a bacia hidrográfica, tanto em escala diária quanto sazonal.

No processo de calibração e verificação os resultados obtidos foram satisfatórios, indicando eficiência do método SCE-UA em calibrar o SLURP utilizando dados de sensores remotos, com  $R^2$  de 0,82 para o período de calibração e 0,81 para o período de verificação, expressando 81% das variabilidades de vazão na bacia hidrográfica.

O modelo subestimou a vazão média e máxima, diferente dos demais experimentos, possivelmente relacionada às estimativas de precipitação durante o ano de 2004. Os resultados obtidos no balanço hídrico com os dados do TRMM também se mostraram satisfatórios

Finalmente, conclui-se que o TRMM pode ser utilizado para simulação hidrometeorológica na região, com resultados satisfatórios.

### **8.1.8 Considerações finais**

Os resultados obtidos no trabalho foram satisfatórios, pois os objetivos propostos foram alcançados. Através da metodologia empregada foi possível aperfeiçoar os conhecimentos dos processos hidrometeorológicos da bacia hidrográfica do rio Jamari. Também foi possível observar que os dados do algoritmo 3B42 do TRMM podem ser

utilizados para modelagem hidrometeorológica na região. Além disso, o modelo mostrou-se hábil em gerar informações de cenários de desmatamento extremos e de tendência, possibilitando o entendimento de parâmetros do balanço hídrico, como vazão, evapotranspiração e infiltração.

## **8.2 SUGESTÕES E RECOMENDAÇÕES**

### **8.2.1 Dados de entrada**

A qualidade das informações dos dados de entrada é essencial para alcançar melhores resultados.

Sugere-se que sejam utilizadas fontes alternativas de dados para obtenção de evapotranspiração por outros métodos existentes no modelo, por exemplo, o uso de dados de “reanálises” do NCEP/NCAR com variáveis como temperatura, umidade, vento e radiação. Os dados de precipitação do CPC têm mostrado bons resultados para a região Amazônica e estão sendo utilizados em escala operacional dentro do SIPAM. Eles estão disponíveis de 1948 até atualmente com grade 1° x 1° para toda a América do Sul, embora existam algumas regiões que o período inicial é diferente sendo necessária verificação prévia. Os dados do CPC têm mostrado resultados superiores aos da precipitação das “reanálises”.

Também se sugere a utilização de radares meteorológicos existentes na região Amazônica. O SIPAM dispõe de 11 radares meteorológicos espalhados na região, com cobertura de raio de até 400 km, podendo ser construídos mosaicos. A partir daí é possível fazer análises de gestão de risco urbano, como cheias urbanas, por exemplo.

Sugere-se a integração destes diferentes dados de precipitação entre si para gerar um novo produto de precipitação para a região.

Com relação aos dados de cobertura do solo, sugerem-se algumas melhorias,

mais triviais, como o uso de mais classes e/ou utilização de dados PRODES que já estão em 90 metros e com mais classes.

### **8.2.2 Parametrização do modelo**

Sugere-se analisar simulações hidrológicas com rede de drenagens mais/menos densa, modificando o arquivo de entrada do TOPAZ. Segundo Kite (2005), o resultado não é muito melhor, mas é interessante investigar se uma quantidade diferente de ASA's possa melhorar os resultados, por exemplo, com 4 ou 8 ASA's.

Não foi realizada uma análise de sensibilidade do modelo, porque foi adotada a descrita por Kite (2005); no entanto, Ribeiro Neto (2006) identificou que a capacidade máxima de armazenamento do solo foi o principal parâmetro responsável pela mudança da vazão na bacia hidrográfica do rio Madeira decorrente do desmatamento. Diante disso, sugere-se a calibração manual de parâmetros como a capacidade de armazenamento. Os valores obtidos aqui foram resultantes da calibração automática.

### **8.2.3 Previsões de vazão**

Sugere-se o acoplamento de modelos meteorológicos para a previsão de vazões de curto prazo e de longo prazo para a região, com o uso de modelos numéricos de meso-escala (como o BRAMS que está em funcionamento no SIPAM) e modelos climáticos como o HADCM3 em implantação no SIPAM.

Sugere-se analisar se o modelo pode ser utilizado para construção de hidrogramas, uma vez que o modelo é distribuído por células, é possível a simulação de informações de vazões ao longo de toda a rede de drenagem da bacia.

#### **8.2.4 Estudos de variabilidade e mudanças climáticas**

No contexto de estudos hidrometeorológicos as conseqüências da variabilidade climática em bacias hidrográficas vêm sendo interesse de pesquisas há algum tempo. Além disso, há uma relação entre modificações na cobertura vegetal e variáveis climáticas, tais como precipitação, evapotranspiração, transporte de calor e de umidade e/ou sobre o escoamento da bacia hidrográfica (D'almeida *et al.*, 2007; Costa e Yanagi, 2006; Correia, 2006; Marengo, 2006).

Estudos de impactos de variabilidades climáticas e mudanças climáticas podem propiciar conhecimentos importantes para a gestão dos recursos hídricos de uma região. Não há estudos dos impactos de eventos climáticos como El Niño, La Niña, por exemplo, em situações onde o desmatamento continua sendo incrementado e a conseqüente resposta nos recursos hídricos.

Cenários de mudanças climáticas globais indicam um clima de 2 a 6° C mais quente para a Amazônia no final do século. Esse aquecimento pode ter importante impacto sobre a manutenção do bioma amazônico (Coehn *et al.*, 2006) e o sobre o clima local e regional (D'Almeida *et al.*, 2007; Correia *et al.*, 2006), podendo provocar impactos na circulação atmosférica, no transporte de umidade da região e para regiões vizinhas, e, conseqüentemente, no ciclo hidrológico.

O acoplamento do modelo hidrológico a um modelo climático (como o HadCM3, por exemplo) em conjunto com os cenários do IPCC (IPCC, 2001) poderá fornecer um diagnóstico em uma escala menor (sub-bacias, por exemplo) do que a utilizada nos modelos climáticos. É importante ressaltar que esta sugestão foi aprovada dentro de um projeto de pesquisa Prosul (Edital CNPq 005/2007) para estudo na bacia hidrográfica do rio Madeira.

Além disso, é importante aperfeiçoar os estudos dos impactos da mudança no

uso/cobertura do solo na precipitação e nos fluxos de energia, que irão afetar diretamente os processos físicos do ciclo hidrológico, sendo que este modelo pode ser útil nesta aplicação, desde que acoplado a modelos de previsão climática.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALAMGIR, S.; BERNIER, M. Performance of TRMM satellite rainfall data over the raingauge observations in Bangladesh during 1998-2002. **EMS Annual Meeting Abstracts**, 1, 29. 2004.
- ALDHOUS, P. Tropical deforestation: not just a problem in Amazonia. **Science**, 259, 1290. 1993.
- ANDRÉASSIAN, V. Water and forests: from historical controversy to scientific debate. **Journal of Hydrology**, 291, no. 1-2, 1-27. 2004.
- ARAÚJO, A.N. Simulação hidrológica com o uso de chuva estimada por satélite. **Dissertação de Mestrado**. 164 pág. Paraná, UFPR. 2006.
- ARKIN, P. A. The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. **Mon. Wea. Rev.**, 107, 1382-1387. 1979.
- ARKIN, P.A.; MEISNER, B.N. The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982-84. **Mon. Wea. Rev.**, 115, 51-74. 1987.
- AVISSAR, R., LIU, Y. A three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land-surface forcing. **J. Geophys. Res.** 101, 7499-7518. 1996.
- AVISSAR, R.; SCHMIDT, T. An evaluation of the scale at which ground-surface heat flux patchiness affects the convective boundary layer using large-eddy simulation. **J. Atmos. Sci.** 55, 2666-2689. 1998.
- AVISSAR, R., SILVA DIAS, P.L.; SILVA DIAS, M.A.; NOBRE, C.A. The Large Scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA). Insights and future research needs. **J. Geophys. Res.**, 107. 2002.
- SILVA, B. B.; LOPES, G.M.; AZEVEDO, P.V. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens LANDSAT 5-TM. **Rev. Brasil. Agrometeorologia**, 13, n.2, 201-211, 2005.
- BARR, A.G.; KITE, G.W.; GRANGER, R.; SMITH, C. Evaluating three evapotranspiration

methods in the SLURP macroscale hydrological model. **Hydrological Processes**. 11. No. 13, 1685-1705. 1997.

BARRETT, E.C. The estimation of monthly rainfall from satellite data. **Mon. Wea. Rev.**, 98, 322-327. 1970.

BASTIAANSEN, W.G.M.; MENENTI, M.; FEDDES, R.A.; HOLTSLAG, A.A.M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, 212/213, 192-212. 1998.

BECKER, B. **Amazônia**. Segunda Edição. São Paulo: Editora Ática. Série Princípios. 1991.

BEVEN, K. Changing ideas in Hydrology - the case of physically-based models, **Journal of Hydrology**, 105, 157-172, 1989.

BEVEN, K.; BINLEY, A. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction, **Hydrological Processes**, 6, 279-298, 1992.

BOSCH, J.M.; HEWLETT, J.D. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, 55, 2-23. 1982.

BRIASSOULIS, H. **Analysis of Land Use Change: Theoretical and Modeling Approaches**. Disponível em: <http://www.rri.wvu.edu/WebBook/Briassoulis/contents.htm>. Regional Research Institute, West Virginia University, 1999.

BRUBAKER, L.K., ENTEKHABI, D., EAGLESON, P.S. Estimation of Continental Precipitation Recycling. **Journal of Climate**, 6, 1077-1089. 1993.

BRUIJNZEEL, L.A. Hydrology of Moist Tropical Forests and Effects of Conversion: A State of Knowledge Review. **IHP. IAHS. UNESCO**. 224 pág. 1990.

BRUIJNZEEL, L.A. **Predicting the hydrological impacts of tropical forest conversion: the need for an integrated approach**. Pp. 15-55 in J.H.C. Gash, C.A. Nobre, J.M. Roberts e R.L. Victoria (Eds.). **Amazonian Deforestation and Climate**, J. Wiley, New York. 1996.

BUDIKO, M.I.; DROZDOV, O.A. Regularities of the hydrologic cycle in the atmosphere (Zakonomernosti vlogooborota vatmosphere). **Izvestiya AN SSSR, Seriya**



**Geograficheskaya**,4, 5-14. 1953.

BUDIKO, M.I. *Climate and Life*. **Academic Press**, 508 p. 1974.

CALDER, I.R.; HALL, R.; BASTABLE, H.G.; GUSTON, H.M. SHALA, O.; CHIRWA, A. KATUNDU, R. The impact of land use change on water resources in sub-Saharan Africa: a modeling study of Lake Malawi. **Journal of Hydrology**, 60, 329-255. 1995.

CALLEDE, J.; GUYOT, J.L.; RONCHAIL, J.; L'HOTE Y.; NIEL, H.; DE OLIVEIRA E.: Evolution du debi de l'Amazone á Óbidos de 1903 á 1999. **Hydrologica Processes**, 49, p. 85-97, 2004.

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, 15, 2377-2394. 2002.

CHAPELON, N., DOUVILLE, H., KOSUTH, P. *et al.* Off-line simulation of the Amazon water balance: a sensitivity study with implications for GSWP". **Climate Dynamics**, 19, n. 2, pp. 141-154. 2002.

CHARNEY, J. STONE, P.H. QUIRK, W.J. Drought in the Sahara: a biophysical feedback mechanism. **Science**, 187, 434-434. 1975.

CHEN, F.; AVISSAR, R. The impact of land-surface wetness heterogeneity on mesoscale heat fluxes. **J. Appl. Meteor.**, 33, 1323-1340. 1994.

CHERKAUER, K.A.; LETTENMAIER, D.P.; OLSEN, JR. A century of change the hydrologic impacts of vegetation change on the upper Mississippi river. In: **UW-UBC Conference**. Seattle. 2000.

CHOW, V.T. **Handbook of Applied Hydrology**. MacGraw-Hill Book Co. New York. 1964.

CIFELLI, R.W.A.; et al. Radar Observations of the Kinematic, Microphysical, and Precipitation Characteristics of Two MCSs in TRMM-LBA. **J. Geophys. Res**, 29. 2002.

CLEMENCE, B.S.E.; SCHULTZE, R.E. An assessment of temperature-based equations for estimating daily crop water loss to the atmosphere in South Africa. **Crop Production**, 11, 21-

25. 1982.

COEHN, J.C.P.; SILVA DIAS, M.A.F.; NOBRE, C.A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, 4(11), 34 - 40, 1989.

COHEN, J.C.P.; SILVA DIAS, M.A.F.; NOBRE, C.A. Environmental conditions associated with Amazonian Squall Lines: a case study. **Monthly Weather Review**, 123(11), 3163 - 3174, 1995.

COHEN, J.C.P.; BELTRÃO, J.C.; GANDU, A.W.; SILVA, R.R. Influência do desmatamento sobre o ciclo hidrológico na Amazônia. **Ciência e Cultura**, 59 (3), jul/set. 2007.

COLLISCHONN, B. Uso de precipitação estimada pelo satélite TRMM em modelo hidrológico distribuído. **Dissertação de Mestrado**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2006.

COLLISCHONN, B., COLLISCONN. W., SILVA, B.C., TUCCI, C.E.M. Simulação hidrológica da Bacia do Rio São Francisco usando precipitação estimada pelo satélite TRMM: resultados preliminares. **In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, ABRH, João Pessoa (PB), 2005.

COLLISCHONN, B.; ALLASIA, D.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C.E.M. Desempenho do satélite TRMM na estimativa de precipitação sobre a bacia do Paraguai superior. **Revista Brasileira de Cartografia**, 59 (01). 2007.

COLLISCHONN, W.; TUCCI, C.E.M. Simulação hidrológica de grandes bacias. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.6, n. 1, pp. 95-118. 2001.

COLLISCHONN, W. Simulação hidrológica de grandes bacias. **Tese de D.Sc.**, IPH/UFRGS, Porto Alegre, Brasil. 2001.

CORNISH, P.M. The effects of logging and Forest Regeneration on Water Yield in Moist Eucalypt Forest in New South Wales, Australia. **Journal of Hydrology**, 150, 301-322., 1993.

CORREIA, F. W.; ALVALÁ, R.C.S.; MANZI, A.O. Impacto das modificações da cobertura vegetal no balanço de água na Amazônia: um estudo com modelo de circulação geral da atmosfera(MCGA). **Revista Brasileira de Meteorologia**, 1.(3a), 153-167. 2006.

CORREIA, F.W.S.; MANZI, A.O.; CÂNDIDO, L.A.; SANTOS, R.M.N.; PAULIQUEVIS, T. Balanço de umidade na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal. **Cienc. Cult.**, 59 (3). São Paulo. 2007.

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A.: Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations on the climate of Amazonia. **J. Climate**, 13, 18-34, 2000.

COSTA, M.H. e FOLEY, J.A. Water balance of the Amazon Basin: dependence on vegetation cover and canopy conductance. **Journal of Geophysical Research**, 102(D20), .973-989. 1997.

COSTA, M.H.; YANAGI, S.N.M. Effects of Amazon deforestation on the regional climate - historical perspective, current and future research. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 21 (3a), 200-211. 2006

CUTRIM, E.; MARTIN, D.W.; RABIN, R. Enhancement of cumulus clouds over deforested lands in Amazonia. **Bulletin of American Meteorological Society**, 76(10), 1801-1805, 1995.

D'ALMEIDA, C. The effects of deforestation on the hydrological cycle in Amazonia: a review on scale and resolution. **International Journal of Climatology**, 27, 633-647. 2007.

DALU, G.A.; PIELKE, R.A. Vertical Heat Fluxes Generated by Mesoscale Atmospheric Flow Induced by Thermal Inhomogeneities in the PBL. **J. Atmos. Sci.**, 50, 919-926. 1993.

DALU, G., PIELKE, R.A.; BALDI, M.; ZENG, X. Heat and Momentum Fluxes Induced by Thermal Inhomogeneities with and without Large-Scale Flow. **J. Atmos. Sci.**, 53, 3286-3302. 1996.

de VOOGT, K.; KITE, G.W.; DROOGERS, P.; MURRAY-RUST, H. Modelling water allocation between a wetland and irrigated agriculture in the Gediz Basin, Turkey. Research Report, **International Water Management Institute**, Colombo, Sri Lanka. 1999.

DENT, M.C.; SCHULTZE, R.E.; ANGUS, G.R. Crop water requirements, deficits and water yield for irrigation planning in southern Africa. Report 118/1/88, **Water Research Commission**, Pretoria . 1988.

DIRMEYER, P.A., DOLMAN, A.J.; SATO, N. The Global Soil Wetness Project: A pilot project for global land surface modeling and validation. **Bulletin of the American**

**Meteorological Society**, 80 (5), 851-878. 1999.

DOOGE, J.C.I. Looking for hydrologic laws. **Water Resources Research**, 22, 46S-58S, 1986.

DROOGERS, P.; KITE, G.W. Water productivity from integrated basin modelling. **Irrigation & Drainage Systems**.13, 275-290. 1999a

DROOGERS, P.; KITE, G.W. Use of simulation models to evaluate irrigation performances including water productivity, risk and system analyses. **Irrigation Science**. 1999b.

DUAN, Q. SOROOSHIAN, S. GUPTA, V.K. Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. **Journal of Hydrology**, 158, 265-284. 1994.

DURIEUX, L; MACHADO, L.; LAURENT, H., The impacts of deforestation on cloud cover over the Amazon arc of deforestation. **Remote Sensing of Environment**, 86, p.132-140. 2003.

EAGLESON, P. **Land Surface Processes in Atmospheric General Circulation Models**. Cambridge University Press: Cambridge. 1982.

ECUYER, R. Application de Topmodel à différents bassins versants. **Rapport de stage ENSEEIHT, INPT**, Toulouse, França. 2003.

ELTAHIR, E.A.B; BRAS, R.L. Precipitation recycling in the Amazon basin. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 120, 861-880. 1994.

ESCARIÃO, R.D. Modelagem hidrológica da bacia do rio Negro na Amazônia. **Dissertação de M.Sc.**, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil. 2001.

FAIRFIELD, J.; LEYMARIE, P. Drainage networks from grid digital elevation models. **Water Resources Research**, 27(5), 709-717, 1991.

FEARNSIDE, P.M. **A Hidrelétrica de Samuel: Lições para as políticas de desenvolvimento energético e ambiental na Amazônia**. INPA. 2004.

FEARNSIDE, P.M. Deforestation in Amazonia. **Encyclopedia of Earth**. Eds. C.J. Cleveland (General Editor) & M. Hall-Beyer (Topic Editor). Environmental Information Coalition, National Council for Science and the Environment, Washington, D.C., U.S.A. 2007.

FEKETE, B.M.; VÖRÖSMARTY, C.J. *et al.* Uncertainties in precipitation and their impacts on runoff estimates. **Journal of Climate**, 17, 294-304. 2004.

FERRARO, R.R.; WENG, F.; GRODY, N.C.; ZHAO, L. Precipitation characteristics over land from the NOAA-15 AMSU sensor. **Geophysical Research Letters**, 27, 2669-2672, 2000.

FERRARO, R.R. Special sensor microwave imager derived global rainfall estimates for climatological applications. **Journal of Geophysical Research**, 102, 16715-16735, 1997.

FIGUEROA, S.N.; NOBRE, C.A. Precipitation distribution over Central and Western Tropical South America. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, 5(6), 36 - 45, 1990.

FISCH, G. Climatic Aspects of the Amazonian Tropical Forest. **Acta Amazônica**, 20, 39-48, 1990.

FISCH, G.; MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. Cima da Amazônia. Edição Comemorativa **Climanálise Especial**. 1996.

FLAMING, G.M. Measurement of global precipitation. **Publicação da Administração Aeroespacial dos EUA (NASA)**, 2004.

GALVÃO, C.O. Aplicabilidade em recursos hídricos da previsão de precipitação de longo prazo no Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado. Instituto de Pesquisas Hidráulicas. UFRGS. Porto Alegre. 151 pág. 1999.

GALVÍNCIO, J.D.; SOUSA, F.A.S. Uso do modelo TOPAZ para a caracterização fisiográfica da bacia hidrográfica do Açude Epitácio Pessoa. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 9, n. 4, p. 120-139, 2004.

GALVÍNCIO, J.D. Balanço Hídrico à superfície da Bacia Hidrográfica do Açude Epitácio Pessoa. Campina Grande, PB: UFCG. 2005. 153p. **Tese de Doutorado**. Universidade Federal de Campina Grande, 2005.

GAN, T.Y.; BIFTU, G.F. Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: Optimization algorithms, catchment conditions and model structure. **Water Resources Research**, 32 (12), 3513-3524. 1995.

GARCEZ, L.N.; ALVAREZ, G.A. **Hidrologia**. Editora Edgard Blücher Ltda. 2a Edição. 291 pág. 2002.

GOTETI, G.; LETTERNMAIER, D.P. Effects of streamflow regulation and land cover change on the hydrology on the Mekong river basin, **MSc Thesis**. University of Washington, Seattle. Washington. 2001.

GRANGER, R.J. A feedback approach for the estimation of evapotranspiration using remotely sensed data. **In: Applications of Remote Sensing in Hydrology, Proceedings of the Second International Workshop**, 18-20 October, 1994, by G.W. Kite, A. Pietroniro and T. Pultz (eds.), Symposium No. 14, *NHRI*, Saskatoon, Saskatchewan, 211-222. 1995.

GRAYSON, R.B., MOORE, I.D; McMAHON, T.A. Physically based hydrologic modelling. 1. A terrain-based model for investigative purposes. **Water Resources Research**, 28, 10, 2639-2658.1992.

GUYOT, J.L., CALLÉDE, J., COCHONNEAU, G. *et al.*, Caractéristiques Hydrologiques du Bassin Amazonien. **In: Anais de Manaus' 99 - Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins**, Manaus, Brasil. 1999.

HETZEL, F. GEROLD, G. The water cycle of a moist deciduous rainforest and a cocoa plantation in Cote d'Ivoire. In: *Water Resources variability in Africa during the XX Century*. **IAHS Publ. 216**, IAHS Press: Wallingford; 411-418. 1998.

HIROSHIMA, K. Rainfall observation from Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Satellite. **Journal of Visualization**, 2 (1), 93-98, 1999.

HONZÁK, M.; LUCAS, R.M.; AMARAL, I.; CURRAN, P.J.; FOODY, G.M.; AMARAL, S. Estimation of the leaf area index and total biomass of tropical regenerating forests: comparison of methodologies. **In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (editors) Amazonian deforestation and climate**. Wiley. 1996.

HUNDECHA, Y.; BÁRDOSSY, A. Modeling of the effect of land use changes on the runoff generation of a river basin through parameter regionalization of a watershed model. **Journal of Hydrology**, 292, 281-295. 2004.

IGBP. Biospheric Aspects of the Hydrological Cycle. **The International Geosphere-Biosphere Programme: A Study of Global Change**. Report no.27. Estocolmo, 103p. 1993.

IMBRIE,J.; IMBRIE,K.P. **Ice ages - solving the mystery**. Cambridge: Harvard University Press. 224 p. 1979.

INPE. **Projeto PRODES**: Programa de Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por satélite, 2008.

IPCC. Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability. **A report of Working Group II of Intergovernmental Panel on Climate Change**. 2001.

IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. **Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. 2007.

JAIN, S.K., STORM, B.; BATHURST, J.C.; REFSGAARD, J.C.; SINGH, R.D. Application of the 'SHE' to catchments in India, Part 2. Field experiments and simulation studies with the 'SHE' on the Kolar subcatchment of the Narmada River. **Journal of Hydrology**, 140. 25-47. 1992.

JAIN, S.K.; KUMAR, N.; AHMED, T.; KITE, G. SLURP model and GIS for estimation of runoff in a part of Satluj catchment, India. **Hydrological Sciences Journal**, 43(6), 875-884. 1998.

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

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

KALNAY, E., KANAMITSU, M., R., *et al.* The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**. 77, 437-471. 1996

KAWANISHI, T.; *et al.* TRMM precipitation radar. **Remote Sens. Appl.: Earth Atmos. Oceans**, 25, 969-972. 2000.

KITE, G. **Manual for the SLURP hydrological model**. 2005.

KITE, G.W. **Modelling the Olifants basin with SLURP**. IWMI Report. 2002.

KITE, G. Modelling the Mekong: hydrological simulation for environmental impact studies. **Journal of Hydrology**, 253, Issues 1-4, Pages 1-13. 2001

KITE, G. **Hydrologic Modeling of the mekong river basin**. International Water Management Institute, PO Box 2075, Colombo, Sri Lanka. 149 pp. 2000a.

KITE, G.W. Using a basin-scale hydrological model to estimate crop transpiration and soil evaporation. **Journal of Hydrology**, 229, Issues 1-2, 27. Pages 59-69. 2000b.

KITE, G.W. Application of a land class hydrological model to climatic change. **Water Resources Research**, 29 (7), 2377-2384. 1993.

KITE, G.W. Development of a hydrological model for a Canadian watershed. **Canadian Journal of Civil Engineering**, 5(1):126-134. 1978.

KITE, G.W. Simulating Columbia River flows with data from regional-scale climate models. **Water Resources Research**, 33(6), 1275-1285. 1997.

KITE, G.W., DROOGERS, P.; MURRAY-RUST, H.; De VOOGT, K. **Modeling scenarios for water allocation in the Gediz Basin, Turkey**. Research Report 50, International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka. 1999.

KITE, G.W.; DANARD, M.; LI, B. Simulating long series of streamflow using data from an atmospheric model. **Hydrological Sciences**, 43(3). 1998.

KITE, G.W.; DROOGER, P. Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. **Journal of Hydrology**, 229(1-2), 1-18. 2000.

KITE, G.W.; DROOGERS, P. **Integrated basin modeling**. Research Report 43, International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka. 1999.

KITE, G.W.; GRANGER, R. Evapotranspiration at the basin scale estimated from satellite



and hydrological model. **Water Resources Bulletin**, IAHS, Wallingford. 2000.

KOUSKY, V.E. e KAGANO, M.T. A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region. **Acta Amazônica**, 11(4). 743 - 758, 1981.

KITE, G.W.; KOUWEN, N. Watershed modeling using land classification. **Water Resources Research**, 28 (12), 3193-3200, 1992.

KOUSKY, V.E.; KAGANO, M.T. A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region. **Acta Amazonica**, Manaus: INPA, 11 (4), 743-758, 1981.

KOUWEN, N., SOULIS, E.D., PIETRONIRO, A., *et al.* Grouped response units for distributed hydrologic modeling. **Journal of Water Resources Planning and Management**, 119 (3), 289-305. 1993.

KRUSCHE, A.V.; BALLESTER, M.V.R.; VICTORIA, R.L. *et al.* 2005. Efeitos das mudanças do uso da terra na biogeoquímica dos corpos d'água da bacia do rio Ji-Paraná, Rondônia. **Acta Amazônica**, 35, (2), 192-205. 2005.

KRYSANOVA, V., MÜLLER-WOHLFEIL, D.I. e BECKER, A. Development and test of a spatially distributed hydrological/water quality model for mesoscale watersheds. **Ecological Modelling**, 106 (2-3), 261-289. 1998.

KUMMEROW, C. *et al.* The Status of the Tropical Rainfall Measuring Mission. Mission (TRMM) after Two Years in Orbit. **Journal of Applied Meteorology**, 39 (12), 1965-1982. 2000.

KUMMEROW, C.D.; HONG, Y.; OLSON, W.S.; YANG, S.; ADLER, R.F.; MCCOLLUM, J.; FERRARO, R.; PETTY, G.; SHIN, D.B.; WILHEIT, T.T. Evolution of the Goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. **Journal of Applied Meteorology**, 40, 1801-1820, 2001.

LACROIX, M.P.; MARTZ, L.W; KITE, G.W.; GARBRECHT, J. Using digital terrain analysis modeling techniques for the parameterization of a hydrologic model. **Environmental Modelling & Software**, 17 (2), 125-134. 2002.

LACROIX, M.; MARTZ, L.W. Integration of the TOPAZ landscape analysis and the SLURP hydrologic models. **Proceedings of the Scientific Meeting: Canadian Geophysical Union**, Banff, Alberta, p.208. 1997

LAURENCE, W.F; COCHRANE, M.A.; BERGSEN, S. ;FEARNSIDE, PM.; DELAMÔNICA, P.; BARBET, C.; D'ANGELO, S.; FERNANDES, T. The future of Brazilian Amazon. *Science*. 291:438-439. 2001.

LAURENT, M.E.St; VALEO, C. Modelling runoff in the northern boreal forest using SLURP with snow ripening and frozen ground. **Geophysical Research Abstracts**, Vol. 5, 06930, 2003

LAYBERRY, R.; KNIVETON, D.R.; *et al.* Daily Precipitation over Southern Africa: A new resource for climate studies. **Journal of Hydrometeorology**. 7, 149-159. 2006.

LEOPOLDO, P.R., FRANKEN, W., SALATI, E.; *et al.* Towards a water balance in the Central Amazonian region. **Experientia**, 43 (3), 222-233. 1987.

LETTAU, H.; LETTAU, K.;MOLION, L.C.B. Amazonia's hydrologic cycle and the role of atmospheric recycling in assessing deforestation effects. *Monthly Weather Review*. 170, 227-238. 1979.

LI, B.; AVISSAR, R.The impact of spatial variability of land-surface heat fluxes. **J. Climate**, 7, 527-537. 1994

LI, K.Y.; COE, M.T.; RAMANKUTTY, N.; JONG, R. De. Modeling the hydrological impact of land-use change in West Africa. **Journal of Hydrology**. 337, 258:268. 2007.

LINACRE, E.T. A simple formula for estimating evaporation rates in various climates using temperature data alone. **Agricultural Meteorology**, 18, 409-424. 1977.

LING, F.; ZHANG, Q.; WANG, C. **Comparison of SRTM Data with other DEM sources in Hydrological Researches**. 2005. Institute of Remote Sensing and Spatial Information Science, HuaZhong University of Science and Technology. Disponível em: <<http://calspace.ucdavis.edu/researchers.html>>. Acesso em: agosto de 2005.

LINSLEY, R.K.; KOHLER, M.A; PAULHUS, J.L.H.. **Applied hydrology**. *McGraw-Hill*. 1949.

LONGO, M.; CAMARGO, R.; SILVA DIAS, M.A.F. Análise das características dinâmicas e sinóticas de um evento de friagem durante a estação chuvosa no sudoeste da Amazônia.

**Revista Brasileira de Meteorologia**. V.19, n. 1, 59-72, 2004.

LOU, A.P.F. Modelagem Geoestatística Aplicada a Integração entre Dados de Postos Pluviométricos e Radar Meteorológico. Rio de Janeiro. 132 pág. **Dissertação de Mestrado**. Programa de Engenharia Civil, COPPE/UFRJ. 2004.

LYNN, B.H.; RIND, D.; AVISSAR, R. The importance of mesoscale circulations generated by subgrid-scale landscape heterogeneities in general circulation models. **J. Climate**, 8, 191-205. 1995.

MANZI, A.O.; PLANTON, S. A simulation of Amazonian deforestation using a GCM calibrated with Abracos and Arme data. In Gash, J.H.C. *et al.* **Amazonian deforestation and climate**. Chichester (England): John Wiley & Sons Ltd., 611 pp., 1996.

MARENGO, J. A. On the hydrological cycle of the amazon basin: a historical review and current state-of-the-art. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.21, n.3<sup>a</sup>. 2006a.

MARENGO, J.A. **Mudanças Climáticas Globais e seus efeitos sobre a Biodiversidade**. IN: Biodiversidade 26. Ministério do Meio Ambiente, 2006. 163 pág. 2006b.

MARENGO, J. Interannual variability of deep convection in the tropical South American sector as deduced from ISCCP C2 data. **International Journal of Climatology**, 15 (9), 995-1010. 1995.

MARENGO, J. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. **International Journal of Climatology**, 12 (8), 853-863, 1992;

MARENGO, J.A; NOBRE, C.A.; CULF, A.D. Climate impacts of "friagens" in forested and deforested areas of the Amazon basin. **Journal of Applied Meteorology**. 36, 1553-1566. 1997.

MARENGO, J.A., MILLER, J.R., RUSSELL, G.L. *et al.* Calculations of river- runoff in the GISS GCM: impact of a new land-surface parameterization and runoff routing model on the hydrology of the Amazon River. **Climate Dynamics**, 10 (6-7), 349-361. 1994.

MARK, D.M. Automatic Detection of Drainage Networks from Digital Elevation Models. **Cartographica**, 21(2/3), 168-178. 1984.

MARQUES, J.; SALATI, E.; SANTOS, J.M. Cálculo da Evapotranspiração Real na Bacia

Amazônica Através do Método Aerológico”. *Acta Amazonica*, 10 (2), 357-361. 1980.

MARTZ, W; GARBRECHT, J. An outlet breaching algorithm for the treatment of closed depressions in a raster DEM. *Computers & Geosciences*, 25, pp 835-844. 1999.

MATHEUSSEN, B., KIRSCHBAUM, R.L., GOODMAN, I.A. *et al.* 2000. Effects of land cover change on streamflow in the interior Columbia River Basin (USA and Canada). *Hydrological Processes*, 14 (5), 867-885.

MENDES, C.A.B, CIRILO, J.A. **Geoprocessamento em recursos hídricos: princípios, integração e aplicação.** Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 536 p. 2001.

MIRANDA, A. C.; MIRANDA, H. S.; LLOYD, J.; GRACE, J.; McYNTIRE, J. A.; MEIR, P.; *et al.* Carbon dioxide fluxes over a cerrado sensu stricto in central Brazil. **In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. Amazonian deforestation and climate.** Wiley. Chichester. 611p. 1996.

MOLION, L.C.B. Amazonia rainfall and its variability. **In: Hydrology and water management in the humid tropics.** Bonell, M., Hufschmidt, M.M., Gladwell, J.S. (eds.). International Hydrology Series, Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, p. 99 - 111, 1993;

MOLION, L.C.B. Climatologia Dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2(1), 107 - 117, 1987;

MORRIS, D.G., HEERDEGEN, R.G. Automatically Derived Catchment Boundary and Channel Networks and Their Hydrological Applications. **Geomorphology**, 1(2):131-141. 1988.

MORTON, F.I.; RICARD, F.; FOGARASI, S. **Operational estimates of areal evapotranspiration and lake evaporation - Program WREVAP.** NHRI Paper 24, National Hydrology Research Institute, Ottawa. 1985.

MOTA, J.L.O. Modelos Matematicos y su Aplicacion al Manejo de Cuenca Hidrográficas. **In: Congreso Nacional de Irrigacion**, Culiacán, Sinaloa, México, 1999.

NAEF, F. Can we model the rainfall-runoff process today? **Hydrological Sciences Bulletin**, 26 (3), 281-290. 1981

NEGRI, A.J.; ADLER, R.F.; XU, L.; SURRATT, J. The Impact of Amazonian Deforestation on Dry Season Rainfall. **Journal of Climate**. 17, (6), 1306-1319. 2004

NEMANI, R.R.; RUNNING, S.W. Estimation of Regional Surface Resistance to Evapotranspiration from NDVI and Thermal-IR AVHRR data. **Journal of Applied Meteorology**, 28, 276 - 284. 1989.

NICHOLSON, S.E.; *et al.* Validation of TRMM and Other Rainfall Estimates with a High-Density Gauge Dataset for West Africa. Part II: Validation of TRMM Rainfall Products. **J. Appl. Meteor.**, 42, 1355-1368. 2003.

NIJSSEN, B., O'DONNELL, G.M., HAMLET, A.F. e LETTENMAIER, D.P. Hydrologic sensitivity of global rivers to climate change. **Climatic Change**, 50 (1-2), 143-175. 2001.

NOBRE, C.A; SAMPAIO, G.; SALAZAR, L. Mudanças climáticas e Amazônia. **Cienc. Cult.** , São Paulo, 59 (3), 2007

NOBRE, C.A.; SELLERS P.J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change, **Journal of Climate**, 4, 957- 987, 1991.

NÓBREGA, R.S. Aspectos climáticos da reciclagem de vapor d'água sobre o Brasil. **Dissertação de Mestrado**. Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande (PB).90 pág. 2003.

NÓBREGA, R.S. Aspectos Climatológicos de Porto Velho (1982 a 2006). **Relatório Interno - SIPAM/CTO-PV**. 2007a.

NÓBREGA, R.S. Climatologia de Precipitação categorizada de Vilhena (1971 a 2006). **Relatório Interno - SIPAM/CTO-PV**. 2007b.

NÓBREGA, R.S. **Relatório técnico para navegabilidade na bacia do rio Jamari para empresa de mineração Rio Madeira**. 2008.

NÓBREGA, R.S.; SANTOS NETO, L. A. Comparação entre dados de precipitação do CPC e estimados pelo TRMM - Primeira Parte. **In: XV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2008, São Paulo. A meteorologia e as Cidades, 2008a.

NÓBREGA, R.S ; SANTOS NETO, L. A. Comparação entre dados de precipitação do CPC e

estimados pelo TRMM - Segunda Parte: Comparando com dados de estações. **In: XV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2008, São Paulo. A meteorologia e as Cidades, 2008b.

NÓBREGA, R.S.; SILVA, D. F. ; ARAÚJO, L.E. ; SOUZA, F.A.S. Método para filtragem de Modelo de Elevação Digital (SRTM) : análise para a Sub-bacia do rio Espinharas (PB). **In: Simpósio Internacional de Climatologia**, 2005, Fortaleza, 2005b.

NÓBREGA, R.S; CAVALCANTI, E.P.; SOUZA, E.P. Reciclagem de vapor d'água sobre a América do Sul utilizando reanálises do Ncep-Ncar. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 20 (2), 253-262, 2005.

O'CALLAGHAN, J. F.; MARK, D. M. The extraction of drainage network from digital elevation data. **Comput Vision Graphics Image Process**, 28: 328-344. 1984.

SILVA, P.M.; MELLO, C.R. de; SILVA, A.M. da; COELHO, G. Modelagem da hidrógrafa de cheia em uma bacia hidrográfica da região Alto Rio Grande. **Rev. bras. Eng. agríc. ambient.** 12 (3). 2008.

OLIVEIRA, A.P.; FITZJARRALD, D.R. The Amazon river breeze and the local boundary layer: I - Observations. **Boundary Layer Meteorology**, 63(1-2): 141 - 162, 1993.

OLIVEIRA, P.J; ROCHA, E.J.P; FISCH, G.; KRUIJT, B.; RIBEIRO, J.B.M. Efeitos de um evento de friagem nas condições meteorológicas na Amazônia: um estudo de caso. **Acta Amazônica**. 34(4): 613-619. 2004

PENMAN, H.L., Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proceedings of the Royal Meteorological Society**, London, 193:120-145. 1948.

PEREIRA FILHO, A. J.; NEGRI, A.; NAKAYAMA, P.T. An inter-comparison of gauge, radar and satellite rainfall in the tropics. **1st International Precipitation Working Group Workshop, CGMS-WMO**, Proceedings, 275-284, Madrid, Spain, 2002.

PEREIRA, L.G.; RUTLEDGE, S.A. Diurnal cycle of shallow and deep convection for a tropical land and ocean environment and its relationship to synoptic wind regimes. **Mon. Wea. Rev.**, 134, 2688-2701. 2006.

PETERSEN, W.A.; RUTLEDGE, S.A. Regional Variability in Tropical Convection: Observations from TRMM. **J. Climate**, 14, 3566-3585. 2002.

PETTY, G.W. Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imager. Part I: Theoretical characteristics of normalized polarizations and scattering indices. **Meteorology and Atmospheric Physics**, 54, p. 79-99, 1994.

PIELKE, R.A.; AVISSAR, R.; RAUPACH, M., DOLMAN, A.J., ZENG, X.; DENNING, A.S. Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate. **Global Change Biology**, 4, 461-47. 1998.

PONTES, A.L. Análise de casos de precipitações intensas na transição entre estação seca e chuvosa em 2002 em Rondônia. **Dissertação de Mestrado**. Universidade Federal de São Paulo. 160 p. 2006.

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

PRITCHETT, W.L. **Properties and Management of Forest Soils**. John Wiley, New York, 500p. 1979.

RABUS, B; EINEDER, M; ROTH, A. The shuttle radar topography mission--a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing** 57(4); pp. 241-262, 2003.

RAMAGE, K.; JOBARD, I.; LEBEL, T.; DESBOIS, M. Satellite estimation of 1-day to 10-day cumulated precipitation: comparison and validation over tropical Africa of TRMM, METEOSAT and GPCP products. IN: **The 2003 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference**. Weimar, Alemanha. 2003.

RAMOS DA SILVA, R.; AVISSAR, R. The Hydrometeorology of a Deforested Region of the Amazon Basin. **Journal of Hydrometeorology**. In press. 2006.

RIBEIRO NETO, A. Simulação Hidrológica na Amazônia: Rio Madeira. **Tese de Doutorado**. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 178 páginas. 2006.

RIBEIRO NETO, A. Modelagem hidrodinâmica da bacia do rio Amazonas. **Dissertação de M.Sc.**, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil. 2001.

RICHEY, J.E., CABRAL, M.C.C. SANTIAGO, A.V. *et al.*, Recent progress in modeling surface hydrology across the Amazon Basin using a Variable Infiltration Capacity approach. **In: Anais da III Conferência Científica do LBA**, CD ROM, Brasília, Brasil, 27 a 29 de

Julho. 2004.

ROBERTS, J. M.; CABRAL, O. M. R.; COSTA, J. P.; McWILLIAM, A.-L. C.; SÁ, T. D. A. An overview of the leaf area index and physiological measurements during ABRACOS. **In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. Amazonian deforestation and climate.** Wiley. Chichester. 611p. 1996.

ROCHA, E. J. P.: **Balço de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia.** São José dos Campos: INPE, 2001. p.210 - (INPE-10243-TDI/904) 2004.

ROMERO, D.; MADRAMOOTOO, C.A., ENRIGHT, P. Modelling the hydrology of an agricultural watershed in Quebec using SLURP. **Canadian Biosystems Engineering.** 44, 1.11-1.20. 2002.

ROY, S.B.; AVISSAR, R. Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. **Journal of Geophysical Research,** 107 (D20). 2002.

RUNNING, S.W.; NEMANI R.R.; PETERSON D.L.; BAND, L.E.; *et al.* Mapping regional forest evapotranspiration and photosynthesis by coupling satellite data with ecosystem simulation. **Ecology,** 70 (4), 1090-1101. 1989.

SALATI, E. Mudanças climáticas e o ciclo hidrológico na Amazônia. **In: Causas e dinâmica do desmatamento na Amazônia.** Ministério do Meio Ambiente, 2001. 153-172. 2001.

SALATI, E.; DALL'OLIO, A.; MATSUI, E.; GAT, J.. Recycling of water in the Amazon Basin: an isotopic study. **Water Resource Review.** 15, 1250-1558. 1979.

SANTOS, C. **A Fronteira do Guaporé.** Porto Velho/RO: EDUFRO 2001.

SATYAMURTY P., NOBRE, C. A.; SILVA DIAS P. L.. South America. **Meteorological Monographs.** Chapter 3c, v. 27 (49). 119-139. 1998.

SAVENIJE, H. G. HUBERT. The New definitions for moisture recycling and the relationship with land-use changes in the Sahel. **Journal of Hydrology,** 167, 57-78. 1995.

SCHULTZ, R.E. *et al.* **ACRU: Background, concepts and theory.** Report 35, Agricultural Catchments Research Unit, Department of Agricultural Engineering, University of Natal,



Pietermaritzburg 3201, South Africa. 1989.

SCHUMACHER, C., HOUZE JR.; R.A. Comparison of radar data from the TRMM satellite and Kwajalein oceanic validation site. **J. Appl. Meteor.**, 39, 2151-2164. 2000.

SEDAM. Boletim **Climático do Estado de Rondônia. Vol 4.** Secretaria de Desenvolvimento Ambiental do Estado de Rondônia. Porto Velho (RO). 2006.

SEGAL, M.T.; ARRITT, R.W. On the effects of relative timing of diurnal and large-scale forcing on summer extreme rainfall characteristics over the central United States. **Monthly Weather Review**, 130, 1442-1450. 2002.

SETTI, A.A.; LIMA, J.E.F.W; CHAVES, A.G.M.; PEREIRA, I.C. **Introdução ao Gerenciamento de Recursos Hídricos.** Agência Nacional de Energia Elétrica, Superintendência de Estudos e Informações Hidrológicas 2a Edição. 207 p. 2000.

SHI, P.; YUAN, Y.; ZHENG, J.; WANG, H.; GE, Y.; QIU, G. The effect of land use/cover change on surface runoff in Shenzhen region, China. **Catena**. 69: 31-35. 2007.

SILVA DIAS, M.A.F. Meteorologia, desmatamento e queimadas na Amazônia: Uma síntese de resultados do LBA. **Revista Brasileira de Meteorologia**. 21(3a). 190-199.2006.

SILVA DIAS, M.A.F.; COHEN, J.C.P.; GANDÚ, A.W. Interação entre nuvens, chuvas e biosfera na Amazônia. **Acta Amazônica**. 35. 215-222. 2005

SILVA DIAS, M.A.F.; PETERSEN, W.; SILVADIAS, P.L.; CIFELLI, R.; BETTS, A.K.; GOMES, A.M.; FISCH, G.; LIMA, M. A.; LONGO, M.; ANTONIO, M. A.; ALBRECHT, R. I. A case study of the organization of convection into precipitating convective lines in the Southwest Amazon. *Journal of Geophysical Research*, Estados Unidos, v. 107, n. D20, p. 39.1-39.20, 2002.

SILVA DIAS, M.A.F; *et al.* Case Study of Convective Organization into Precipitating Lines in the Southwest Amazon During the WETAMC and TRMM-LBA **J. Geophys. Res.**, 29, 2002a.

SILVA DIAS, M., S.; *et al.* Cloud and Rain Processes in a Biosphere-Atmosphere Interaction Context in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research**, 29. 2002b.

SILVA, M.; RODRIGUES, T.B. Alterações na cobertura da terra e antropização no estado de Rondônia: uma leitura do desmatamento até 2005. **In: XII Simpósio de Geografia Física Aplicada**, 2007, Natal. Anais do XII SBGFA, 2007.

SKOLE, D.; TUCKER, C. Tropical deforestation and habitat fragmentation in the Amazon: Satellite data from 1978 to 1988. **Science**, 260:1905-1910. 1993

SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V.K. Model calibration. In: SINGH, V. J. (editor) Computer models of watershed hydrology. **Water Resources Publications**, Highlands Ranch, Chapter 2. 1995.

SIPAM. Boletim Climático da Amazônia. **Documento Interno SIPAM/CTO-MN**. 2006.

SOUZA, E.B.; KAYANO, M.T.; TOTA, J.; PEZZI, L.; FISCH, G.; NOBRE, C. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazônica**, v. 30, n. 2, 305-318, 2000.

SOUZA, E.P.; RENNÓ, N.O.; SILVA DIAS, M.A.F. Convective circulations induced by surface heterogeneities. **Journal of Atmospheric Sciences**. 57, 2915-2922. 2000.

SPITTLEHOUSE, D.L., 1989. Estimating evapotranspiration from land surfaces in British Columbia. In: Estimation of Areal Evapotranspiration, **IAHS Publication**, No. 177, 245-253. stage ENSEEIHT, INPT, Toulouse, França. 2003.

SU, M.; STOLTE, W.J.; van der KAMP, G. Modelling Canadian prairie wetland hydrology using a semi-distributed streamflow model. **Hydrological Processes**. 14 (14), 2405-2422. 2000.

THRONEA, R.; WOO, M. Efficacy of a hydrologic model in simulating discharge from a large mountainous catchment. **Journal of Hydrology**. 30, (1-2), 301-312. 2006.

TRENBERTH, K.E. Atmospheric Moisture Recycling: Role of Advection and Local Evaporation. **Journal of Climate**, 12, 1368-1381. 1999.

THORNTHWAITE, C.W.; MATHER, J.R. **The water balance**. Publication in Climatology, Laboratory of Climatology, Centerton, v. 8, n. 1, p. 1-14, 1955.

TRMM. **Mission Overview**. Disponível em <<http://trmm.gsfc.nasa.gov>>. Acesso em

setembro de 2006.

TUCCI, C.E.M. **Impactos da variabilidade climática e dos usos do solo nos recursos hídricos**. Brasília: ANA, 2002. 150 p. Relatório técnico. 2002.

TUCCI, C.E.M. **Modelos Hidrológicos**. 1 ed., Porto Alegre, Brasil, Editora Universidade/UFRGS/ABRH. 1998.

TUCCI, C.E.M.; CLARKE, R.T.. Impacto das mudanças da cobertura vegetal no escoamento. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, 2 (1), 135-152. 1997.

VALERIANO, M.M.; PICINI, A.G. Mapeamento estadual de temperaturas médias mensais por geoprocessamento de modelo digital de elevação. **In: III Reunião Latino-Americana de Agrometeorologia e XII Congresso Brasileiro De Agrometeorologia**, 2001, Fortaleza, CE. Anais da III Reunião Latino-Americana de Agrometeorologia, 2001. v. 1. p. 5-6. 2001.

VALERIANO, M.M. **Modelo digital de elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul**. São José dos Campos, INPE, 2004, 72 p. (INPE-10550-RPQ/756). Disponível em: <<http://iris.sid.inpe.br:1912/col/sid.inpe.br/sergio/2004/06.30.10.57/doc/>>. Acesso em: agosto de 2005. 2004.

van DAM, J.C.; HUYGEN, J.; WESSELING, J.G.; FEDDES, R.A.; KABAT, P.; van WALSUM, P.E.V; GROENENDIJK, P., van DIEPEN, C.A. **Theory of SWAP version 2.0**. Report 71, Department of Water Resources, Wageningen Agricultural University, Wageningen, The Netherlands. 1997.

van LANGENHOVE, G. AMAKATI, M. De BRUINE, B. Variability of flow regimes in Namibian Rivers: natural and human induced causes. **In: Water Resources Variability in Africa Durint the XX Century**. IAHS Pub. 16. IAHS Press.: Wallingorf: 455-460. 1991

VANCLOOSTER, M.; VIAENE, P., DIELS, J.; K. CHRISTIAENS, K. **WAVE, Reference and User Manual (release 2)**. Institute for Land and Water Management, *Katholieke Universiteit*, Leuven, Belgium. 1994.

VERHOEF, A.; FEDDES, R.A. **Preliminary review of revised FAO radiation and temperature methods**. Report 16, Landbouwniversiteit Wageningen, Wageningen. 1991.

VICTORIA, D.C. Estimativa da evapotranspiração da bacia do rio Ji-Paraná (RO) através de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento. **Dissertação de mestrado**. ESALQ,

São Paulo. 107 pág. 2004.

VICTORIA, D.C., BALLESTER, M.V.R., SANTIAGO, A.V.; *et al.* Simulação hidrológica da bacia Amazônica com o modelo VIC-nL: calibração preliminar na bacia do Juruá. **In: Anais do II Congresso de Estudantes e Bolsistas do Experimento LBA**, Manaus, Brasil, 11 a 13 de Julho. 2005.

VILLELA, S.M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo, McGraw-Hill, 1975. 245p. 1975.

VÖRÖSMARTY, C.J., MOORE, B., GRACE, A.L. *et al.* Continental scale models of water balance and fluvial transport: an application to South America. **Global biogeochemical cycles**, 3 (3), 241-265. 1989.

WAGENER, T.; WHEATER, H.; GUPTA, H. V. **Rainfall-Runoff modeling in gauged and ungauged catchments**. Imperial College Press. 306 p. 2004.

WANG, J.; ROSSOW, W.B.; ZHANG, Y.C. Cloudsat vertical structure and its variations from a 20-year global rawinsonde data set. **J. Climate**, 13, 3041-3056. 2000.

WANG, J., BRAS, R.; ELTAHIR, E.A.B. A stochastic linear theory of mesoscale circulation induced by the thermal heterogeneity of the land surface. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3349-3366. 1996.

WANG, J.; ELTAHIR, E.A.B.; BRAS, R.L. Numerical simulation of mesoscale circulation induced by the thermal heterogeneity of land surface. **J. Atmos. Sci.**, 55, 447-464. 1998.

WATERMARK NUMERICAL COMPUTING. **PEST, model-independent parameter estimation**. 2000.

WILLIAMS, M.A.J.; BALLING, R.C. **Interactions of desertification and climate**. For WMO/UNEP. Arnold Press: London. 1996.

WMO. Intercomparison of models of snowmelt runoff. Operational Hydrology Report No. 23, **World Meteorological Organization**, Geneva. 1986.

WOOLDRIDGE, S.A. e KALMA, J.D. Regional-scale hydrological modeling using multiple-parameter landscape zones and a quasi-distributed water balance model. **Hydrology & Earth System Sciences**, v. 5, n.1, pp. 59-74. 2001.

XAVIER RODRIGUES, L.N. Análise da incerteza causada pela representação da precipitação no modelo TOPMODEL. **Dissertação de Mestrado**. UFRJ. 2002.

XAVIER, T.M.B.S.; SILVA, J.F.; REBELLO, W.R.G. **A Técnica dos Quantis e suas aplicações em Meteorologia, Climatologia e Hidrologia, com ênfase para as regiões brasileiras**. Editora: Thesaurus. 140 p. 2002.

YANG, S.L. ZHAO, Q.Y.; BELKIN, I.M. Temporal variation in the sediment load of the Yangtze River and the influence of human activities. **Journal of Hydrology**, 263: 56-71. 2002.

YAPO, P.O.; GUPTA, H.V.; SOROOSHIAN, S. Multi-objective global optimization for hydrologic models. **Journal of Hydrology** , 204, 83-97. 1998.

YEVJEVICH, V. Determinism and stochasticity in Hydrology, **Journal of hydrology**, 22, 225-238, 1974.

YIN, H.F.; LI, C. Human impact on flood and flood disasters on Yangtze River. **Geomorphology**, 41: 105-109. 2001

ZHANG, H.; HENDERSON-SELLERS, A.; MCGUFFIE, K. The compounding effects of tropical deforestation and greenhouse warming on Climate. **Climate Change**, 49, 309-338. 2001.

ZHONG, S.; DORAN, J. C. A study of the effects of spatially varying fluxes on cloud formation and boundary layer properties using data from the southern Great Plains cloud and radiation testbed, **J. Clim.**,10, 327-341, 1997.

ZHONG, S.; DORAN, J. C. An evaluation of the importance of surface flux variability on GCM-scale boundary-layer characteristics using realistic meteorological and surface forcing, **J. Clim.**, 11, 2774-2788, 1998.

## ANEXOS

### ANEXO A – CONTORNANDO O MODELO SLURP

Conforme apresentado no Capítulo 4, o modelo SLURP utiliza o método dos polígonos de Thiessen para calcular a precipitação média em cada ASA. O modelo possui esta função incorporada. O método consiste basicamente em atribuir um fator de peso aos totais precipitados medidos em cada posto pluviométrico, sendo estes pesos proporcionais à área de influência de cada posto. São considerados os postos inseridos na bacia hidrográfica, bem como postos localizados na região de entorno e que exercem influência na bacia hidrográfica. Segundo Kite (2005), no caso do cálculo incorporado no modelo, é levada em consideração a localização, altitude e a declividade extraídas pelo módulo TOPAZ.

O problema é que o modelo não trata as variáveis climáticas em separado, mas em conjunto, e caso não tenha uma das variáveis que ele necessita simplesmente o modelo não avança para o procedimento seguinte. Na Figura A.1 podemos observar a mensagem de erro fornecida, indicando que está faltando dados de temperatura do ar em uma dada estação meteorológica.

A questão é que desta forma não é possível utilizar os dados de pluviômetros (que não possuem informações de temperatura, umidade, temperatura do ponto de orvalho, vento, radiação solar), nem de sensores remotos, como o TRMM ou radares meteorológicos.

Quando é possível, o modelo então gera arquivos para cada ASA e para cada variável climática, por exemplo: ASA00001.PCP (precipitação), ASA000)1.TAV (temperatura do ar). A partir daqui estes arquivos serão tratados como arquivos climáticos médios.

A princípio, se pensou em gerar estes arquivos acima manualmente, utilizando

uma planilha eletrônica, como o Excel. Aqui, o problema seria utilizar os pesos com os dados extraídos do TOPAZ. Apesar do problema tentou-se fazer o procedimento, mas não foi obtido êxito. O SLURP salva informações essenciais em um arquivo de comando (.cmd), e aparentemente, como foi pulado uma etapa do modelo, algumas informações não foram gravadas no arquivo. Para gravar manualmente estas informações seria necessária uma análise detalhada do arquivo de comando e possivelmente do código-fonte do modelo.



Figura A.1 – Mensagem de erro fornecida pelo SLURP na falta de uma variável climatológica

O procedimento adotado foi mais simples. Foram geradas duas séries de arquivos climáticos médios, a primeira com os dados das estações meteorológicas (o método normal) e a segunda sem os dados das estações, apenas dos pluviômetros. Na segunda série os dados que não existiam nos postos pluviométricos foram copiados de uma estação meteorológica, por exemplo: na estação de Ariquemes têm-se os dados de precipitação, temperatura do ar, umidade, vento, e temperatura do ponto de orvalho. No posto pluviométrico da ANA/SIPAM em Ariquemes não há estes dados, então os mesmos foram copiados da estação de Ariquemes. Assim foi feito para todos os postos, sempre escolhendo os dados da estação mais próxima.

Dessa forma foram gerados novos arquivos climáticos médios, mas para todas as variáveis e com o erro de ter extrapolado os valores das estações para os demais postos. Então agora, para evitar este erro, mesmo sabendo que a temperatura possui uma variabilidade espacial menor que a precipitação, foram substituídos apenas os arquivos de precipitação gerados na primeira série de dados pelos gerados na segunda série. Os resultados foram observados no capítulo 6.

## **ANEXO B – EXEMPLO “GRADS SCRIPT” – BINÁRIO PARA TXT**

```
* SCRIPT PARA GERAR SAIDA EM TXT EM BACIAS HIDROGRÁFICAS *
* VERSÃO 2.2 – 27/03/2008 por RANYÉRE SILVA NÓBREGA – SIPAM CTO/PV
***** PRIMEIRA PARTE – GERAR UM NOVO ARQUIVO BINÁRIO
**** NOME DO ARQUIVO DE SAIDA: TRMMRECORTE.DAT
'reinit'
* ABRIR ARQUIVO
df = '\data\diario\trmm\diario.ctl'
'open 'df
* DEFINIR COORDENADAS
'set lat -20 -8'
'set lon -72 -58'
'set t 1'
'open 'df
it = 1
while (it <= 1)
  'set t 'it
  iy = -20
  while (iy < -8)
    'set lat 'iy
    ix = -72
    while (ix < -58)
      'set lon 'ix
      ilon = ix
      ilat = iy
      'd r'
      var2 = subwrđ(result,4)
      output = ilat' 'ilon' 'it' 'var2
      res = write('\data\diario\trmm\saida.txt',output,append)
      ix = ix + 0.25
    endwhile
    iy = iy + 0.25
  endwhile
endwhile
```



```

it = it + 1
endwhile
st1 = close('\data\diario\trmm\TRMMRECORTE.TXT')

```

**ANEXO C – Mapa de tipos de solos do Estado de Rondônia (Fonte: SIPAM)**

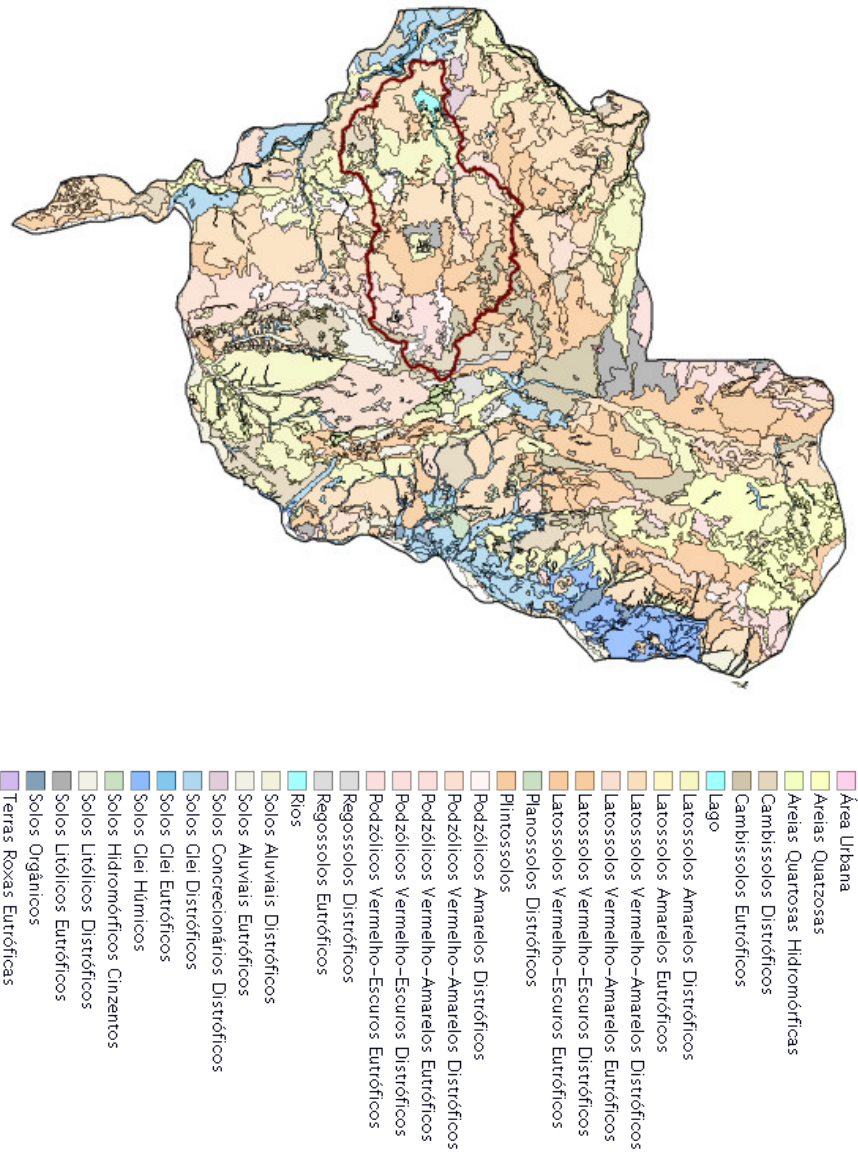


Figura D.1 – Tipos de solo no estado de Rondônia e na bacia hidrográfica do rio Jamari (contorno vermelho)

# Livros Grátis

( <http://www.livrosgratis.com.br> )

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)  
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)  
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)  
[Baixar livros de Matemática](#)  
[Baixar livros de Medicina](#)  
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)  
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)  
[Baixar livros de Meteorologia](#)  
[Baixar Monografias e TCC](#)  
[Baixar livros Multidisciplinar](#)  
[Baixar livros de Música](#)  
[Baixar livros de Psicologia](#)  
[Baixar livros de Química](#)  
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)  
[Baixar livros de Serviço Social](#)  
[Baixar livros de Sociologia](#)  
[Baixar livros de Teologia](#)  
[Baixar livros de Trabalho](#)  
[Baixar livros de Turismo](#)