UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO TECNOLÓGICO
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AMBIENTAL

BRUNELLA SELLITTI BORGES

AVALIAÇÃO DA MODELAGEM HIDROLÓGICA E DE SEDIMENTOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MADEIRA CONSIDERANDO DIFERENTES FONTES DE PRECIPITAÇÃO

VITÓRIA
2017

BRUNELLA SELLITTI BORGES

AVALIAÇÃO DA MODELAGEM HIDROLÓGICA E DE SEDIMENTOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MADEIRA CONSIDERANDO DIFERENTES FONTES DE PRECIPITAÇÃO

Trabalho de conclusão de curso apresentado ao Departamento de Engenharia Ambiental, Centro Tecnológico da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para a obtenção do título de Bacharel em Engenharia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Diogo Costa Buarque

VITÓRIA

2017

RESUMO

Os rios Madeira e Solimões são os dois principais tributários da bacia Amazônica em termos de descarga de sedimentos. A bacia hidrográfica do rio Madeira é responsável por quase 35% de toda a carga de sedimentos transportada pelo rio Amazonas ao Oceano, além de influenciar significativamente no seu escoamento e transporte de sedimento. A fim de estudar e compreender a dinâmica dos sedimentos na bacia do rio Madeira, Buarque (2015) desenvolveu um modelo sedimentológico, acoplado a um modelo hidrológico, e o aplicou à bacia. Porém, algumas limitações na sua aplicação na bacia do rio Madeira foram identificadas por Buarque (2015), como a qualidade dos dados de precipitação utilizados. Neste sentido, o presente estudo avaliou os resultados do modelo na bacia considerando diferentes fontes de dados diários de precipitação *Tropical Rainfall Measurement Mission* (TRMM), Agência Nacional de Águas (ANA), MERGE e *Multi-Source Weighted-Ensenble Precipitation* (MSWEP)). Em geral, os resultados obtidos pelo modelo com as fontes de dados de precipitação selecionadas foram satisfatórios, principalmente na porção da Amazônia brasileira. Porém, verificou-se a necessidade de recalibração dos parâmetros do modelo considerando as diferentes fontes. Com base nos resultados após uma calibração automática, verificou-se que os erros estão mais associados aos dados de entrada do modelo e do quê com a calibração. Com o intuito de melhorar os resultados de simulações com fontes alternativas, recomenda-se que seja realizada uma calibração manual do modelo e, simultaneamente, avaliar até que ponto se pode extrapolar determinados parâmetros para compensar as diferenças entre os resultados obtidos para cada fonte de dados de precipitação avaliada neste trabalho.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por poder sentir sua presença comigo e pela força para seguir em frente;

À minha mãe Rosana, por nunca ter medido esforços para me ajudar em todos momentos difíceis da graduação, pela sua fé e por sempre ter acreditado em mim;

Ao meu irmão Bruno, pela ajuda, pelo amor e pelos sorrisos que me fizeram seguir em frente nessa caminhada;

Ao Lucas, pelo amor, companheirismo incondicional e pela paciência nesses anos de engenharia, independente da distância;

Ao meu professor orientador, Diogo Buarque, pela paciência, oportunidade e por todos os valiosos ensinamentos e conselhos;

Ao José Antônio Tosta dos Reis e à Luana Lavagnoli, por aceitarem o convite para participar desta banca examinadora;

Aos queridos amigos da Ufes, em especial à Andressa, Brenda, Géssica, Monique, Laís, Lucas e Thais, por tornarem esses anos tão incríveis e especiais;

Aos professores da Engenharia Ambiental, por nos incentivarem a ir além;

À Universidade Federal do Espírito Santo, pela minha formação;

A todos que, de alguma forma, contribuíram para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 1
2 OBJETIVOS 4
2.1 OBJETIVO GERAL 4
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS 4
3 REVISÃO DA LITERATURA 5
3.1 MODELAGEM HIDROSSEDIMENTOLÓGICA 5
3.1.1 Classificação de Modelos 5
3.1.2 Modelos para Grandes Bacias Hidrográficas 7
3.1.3 Modelo MGB-IPH_SED 8
3.1.4 Uso de Ferramentas SIG na Modelagem 23
3.2 FONTES DE DADOS DE PRECIPITAÇÃO 24
3.2.1 Monitoramento Terrestre 26
3.2.2 Reanálises 27
3.2.3 Satélites 28
3.2.4 Estudos com Fontes Alternativas de Precipitação 29
3.3 ANÁLISES ESTATÍSTICAS 31
4 METODOLOGIA 33
4.1 ÁREA DE ESTUDO 33
4.2 DADOS DE ENTRADA DO MODELO 35
4.2.1 Parâmetros Fisiográficos 35
4.2.2 FONTES ALTERNATIVAS DE PRECIPITAÇÃO 36
4.3 MODELAGEM E CALIBRAÇÃO 38
4.3.1 CALIBRAÇÃO DOS PARÂMETROS DO MODELO 42
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES 45
5.1 Avaliação das fontes de precipitação 45
5.2 Simulação HIDROLÓGICA e de sedimentos 46

5.2.1 Modelo calibrado com dados do TRMM 46
5.2.2 Modelo calibrado com dados de cada fonte de precipitação utilizada ... 50
6 CONCLUSÕES 69
6.1 Recomendações 70
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 71
ANEXO A 81

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da bacia do Rio Madeira. 33
Figura 2: Principais tributários andinos do rio Madeira. 34
Figura 3: Estações pluviométricas da ANA localizadas na bacia hidrográfica do rio Madeira. 37
Figura 4: Disposição espacial dos centroides dos pixels dos satélites MSWEO, TRMM e MERGE. 38
Figura 5: Centroides das minibacias localizadas na bacia do rio Madeira e nas suas proximidades. 39
Figura 6: Localização da estações com dados de concentração de sedimentos, disponibilizados pela ANA. 41
Figura 7: Precipitação anual acumulada média de longo período para cada fonte analisada: a) Postos; b) TRMM; c) MSWEP; d) MERGE. 46
Figura 8: Distribuição espacial da perda de solo média anual (t/ano/km²) para cada fonte analisada: a) POSTOS; b) TRMM; c) MSWEP; d) MERGE. 47
Figura 9: Carga anual de sedimentos em suspensão com dados do POSTOS (a), TRMM (b), MSWEP (c) e MERGE (d) nos trechos de rios da bacia do rio Madeira. . 48
Figura 10: Carga anual específica de sedimentos em suspensão com dados do POSTOS (a), TRMM (b), MSWEP (c) e MERGE (d) nos trechos de rios da bacia do rio Madeira. 50
Figura 11: Localização das estações, ao longo do rio Madeira, para verificação da simulação antes e após calibração do modelo. 51
Figura 12: Vazões diárias observadas (linhas azuis) e vazões simuladas pelo modelo, sem calibração (linhas vermelhas) e com calibração (linhas verdes) na estação Rurrenabaque para cada fonte simulada: a) POSTOS, b) TRMM, c) MSWEP e d) MERGE. 54
Figura 13: Vazões diárias observadas (linhas azuis) e vazões simuladas pelo modelo, sem calibração (linhas vermelhas) e com calibração (linhas verdes) na estação Abunã para cada fonte simulada: a) POSTOS, b) TRMM, c) MSWEP e d) MERGE. 55
Figura 14: Vazões diárias observadas (linhas azuis) e vazões simuladas pelo modelo, sem calibração (linhas vermelhas) e com calibração (linhas verdes) na estação Porto Velho para cada fonte simulada: a) POSTOS, b) TRMM, c) MSWEP e d) MERGE. 56

Figura 15: Vazões diárias observadas (linhas azuis) e vazões simuladas pelo modelo, sem calibração (linhas vermelhas) e com calibração (linhas verdes) na estação Humaitá para cada fonte simulada: a) POSTOS, b) TRMM, c) MSWEP e d) MERGE. 57
Figura 16: Vazões diárias observadas (linhas azuis) e vazões simuladas pelo modelo, sem calibração (linhas vermelhas) e com calibração (linhas verdes) na estação Manicoré para cada fonte simulada: a) POSTOS, b) TRMM, c) MSWEP e d) MERGE. 58
Figura 17: Vazões diárias observadas (linhas azuis) e vazões simuladas pelo modelo, sem calibração (linhas vermelhas) e com calibração (linhas verdes) na estação Fazenda Vista Alegre para cada fonte simulada: a) POSTOS, b) TRMM, c) MSWEP e d) MERGE. 59
Figura 18: Distribuição espacial da carga específica média anual (t/ano/km²) para cada fonte analisada após calibração do modelo: a) POSTOS; b) TRMM; c) MSWEP; d) MERGE. 61
Figura 19: Carga anual de sedimentos em suspensão nos trechos de rio, após calibração do modelo, com dados do TRMM (a), Postos (b), MSWEP (c) e MERGE (d) nos trechos de rios da bacia do rio Madeira. 62
Figura 20: Comparação entre as cargas anuais estimadas por Filizola e Guyot (2009) em 11 estações da bacia do rio Madeira e a carga anual de sedimentos em suspensão estimada pelo modelo para as fontes de dados de precipitação do POSTOS (a), TRMM (b), MSWEP (c) e MERGE (d). 63
Figura 21: Comparação entre as concentrações (a) e cargas (b) diárias de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Rurrenabaque. 65
Figura 22: Comparação entre as concentrações (a) e as cargas (b) diárias médias mensais de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Rurrenabaque. 66
Figura 23: Comparação entre as concentrações (a) e cargas (b) diárias de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Porto Velho. 66
Figura 24: Comparação entre as concentrações (a) e as cargas (b) diárias médias mensais de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Porto Velho. 67

Figura 25: Comparação entre as concentrações (a) e cargas (b) diárias de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Fazenda Vista Alegre. 67
Figura 26: Comparação entre as concentrações (a) e as cargas (b) diárias médias mensais de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Fazenda Vista Alegre. 67
Figura 27: Esquema do balanço de água no solo do modelo MGB-IPH para uma URH (Buarque, 2015). 81

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Parâmetros adotados para estimativa da erosão do solo utilizando a MUSLE. 36
Tabela 2: Limites mínimos e máximos dos parâmetros calibráveis. 43
Tabela 3: Comparação do coeficiente de ENS entre as simulações antes e depois da calibração do modelo, para cada fonte simulada. 52
Tabela 4: Comparação do coeficiente de ENSlog entre as simulações antes e depois da calibração do modelo, para cada fonte simulada. 52
Tabela 5: Comparação do coeficiente de ΔV entre as simulações antes e depois da calibração do modelo, para cada fonte simulada. 52
Tabela 6: Comparação do coeficiente de ENS diário das cargas de sedimentos em suspensão entre as simulações antes e depois da calibração do modelo, para cada fonte simulada. 64
Tabela 7: Comparação do coeficiente de ENS mensal das cargas de sedimentos em suspensão entre as simulações antes e depois da calibração do modelo, para cada fonte simulada. 64
Tabela 8: Comparação do coeficiente R^2 diário das cargas de sedimentos em suspensão entre as simulações antes e depois da calibração do modelo, para cada fonte simulada. 64
Tabela 9: Comparação do coeficiente de R^2 mensal diário das cargas de sedimentos em suspensão entre as simulações antes e depois da calibração do modelo, para cada fonte simulada. 64

1 INTRODUÇÃO

As bacias hidrográficas da América do Sul transferem para os oceanos uma quantidade relativamente grande de carga de sedimentos em suspensão, quando comparada com a sua extensão territorial de $17{,}8 \times 10^6$ km^2, ocupando apenas 12% da superfície terrestre global. Seus três maiores rios são o Amazonas, o Orinoco e o Paraná, os quais transportam 7.300 km^3/ano de água, o equivalente a 24% do fluxo global de escoamento (BUARQUE, 2015).

A bacia do rio Amazonas é a maior bacia fluvial do mundo, com uma área de mais de 6×10^6 km^2 que se estende pelo Brasil (63%), Peru (17%), Bolívia (11%), Colômbia (5,8%), Equador (2,2%), Venezuela (0,7%) e Guiana (0,3%) (GUYOT *et al*., 1999). A principal fonte de sedimentos da bacia é a cordilheira dos Andes, de onde nasce alguns dos principais afluentes do rio Amazonas. Seus afluentes seguem por extensas planícies no território brasileiro até desaguar em sua foz no oceano Atlântico. Dentre os tributários do rio Amazonas, os rios Madeira e Solimões, o qual drena os Andes Peruanos e forma o tributário principal do Amazonas no Brasil, a montante da confluência com o rio Negro, são os dois principais em termos de descarga de sedimentos (GUYOT *et al*., 1989; MARTINEZ *et al*., 2009).

A bacia do rio Madeira contribui com cerca de 35% (~ 240.10^6 t/ano) de toda a carga de sedimentos transportada pelo rio Amazonas ao Oceano (BUARQUE, 2015). Por outro lado, a bacia do rio Negro possui características bastante distintas em termos de dinâmica dos fluxos d'água e de sedimentos. No entanto, esses afluentes desempenham importante papel tanto no escoamento líquido como no transporte de sedimentos ao longo do rio Amazonas (GUYOT, 1993). Destaca-se ainda que parte dos sedimentos carregados nos trechos de rio estão em constante interação com as suas planícies de inundação, as quais exercem controle sobre as dinâmicas hidráulica e de sedimentos da bacia.

A dinâmica de sedimentos da bacia do rio Madeira desempenha importante papel sobre o rio Amazonas, de forma que estudos que busquem compreender tal dinâmica se fazem necessários, ainda mais considerando atividades econômicas da bacia,

como o transporte aquaviário, são dependentes do escoamento fluvial e da vazão sólida dos seus rios.

Neste sentido, o monitoramento das descargas sólidas nos rios que compõem estas bacias é uma importante ferramenta de estudos e avaliações, pois permitem obter de dados primários sobre estes sistemas. Apesar de fundamental, o monitoramento tem encontrado dificuldades em atender as necessidades espaciais e temporais da bacia, visto que a densidade de estações de sedimentos existentes é baixa e não cobrem toda a bacia, além de que a frequência de disponibilidade das informações de sedimentos geralmente é baixa. Buscando contornar essas dificuldades com coleta de dados, o uso de modelos matemáticos que possam ser aplicados em diversas situações e cenários, como por exemplo, alterações de uso do solo e mudanças climáticas, são alternativas viáveis.

Diversos estudos foram desenvolvidos para o entendimento da dinâmica de sedimentos e avaliar a transferência de matéria e a sedimentação, bem como seus efeitos sobre a bacia através de balanços sedimentares, estimativas de fluxos, monitoramento sedimentométrico, entre outros (GUYOT, 1993; GUYOT *et al.,* 1996, 1999; MARTINEZ *et al*., 2009; VILLAR *et al*., 2013). Porém poucos são os estudos com uma abordagem integrada com o uso de modelos matemáticos distribuídos no tempo e no espaço que estimem a produção de sedimentos na bacia, o transporte nos cursos d'água e a redistribuição dos sedimentos. Alguns estudos incluem o aporte da bacia do rio Madeira para estudar o fluxo de sedimentos na Amazônia central (ex: LE GUENNEC; STRASSER, 2007; LE GUENNEC *et al*., 2008; MAEDA, 2008) ou ao longo de todo o rio Amazonas (ex: MANGIAROTTI *et al*., 2013), porém considerando apenas um modelo de transporte. Buarque (2015) desenvolveu um modelo sedimentológico acoplado ao modelo hidrológico MGB-IPH, desenvolvido por Fan e Collischonn (2014), capaz de simular a geração, o transporte e a redistribuição de sedimentos em bacias de grande escala, sendo um dos poucos trabalhos de desenvolvimento de modelagem de sedimentos em grandes bacias para rios brasileiros.

Apesar dos resultados satisfatórios obtidos por Buarque (2015), algumas limitações na aplicação modelo na bacia do rio Madeira foram identificadas pelo próprio autor. Parte delas está relacionada aos dados de entrada do modelo, especialmente os

dados diários de precipitação do satélite TRMM 3B42 (HUFFMAN *et al*., 2007), utilizados devido à falta de postos pluviométricos na região externa ao Brasil. Considerando que a hidrologia é fundamental para os processos sedimentológicos, sua adequada representação é condição necessária. Neste sentido, outras fontes desta variável são os dados diários de precipitação do *Climate Prediction Center Morphing Method* (CMORPH) (JOYCE *et al*., 2004), de reanálise do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), originando o NCEP/NCAR e ERA-40 (CLARKE *et al*, 2010), do *Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information Using Artificial Neural Networks* (PERSIANN) (HSU *et al*., 1997) ou resultados do produto MERGE (ROZANTE *et al*., 2010). Diversos estudos têm analisado características da precipitação obtidas destas fontes na Amazônia (ex: CLARKE *et al*., 2010; PAIVA *et al*., 2011a; CLARKE *et al*., 2011; BUARQUE *et al*., 2011; CLARKE; BUARQUE, 2013).

Neste contexto, buscando simular o comportamento hidrológico e a dinâmica de sedimentos da bacia do rio Madeira, utilizou-se o modelo desenvolvido por Buarque (2015) considerando diferentes fontes de dados de precipitação como "forçante" do modelo hidrológico MGB-IPH.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo principal deste trabalho é avaliar o comportamento hidrológico e a dinâmica de sedimentos na bacia hidrográfica do rio Madeira frente à diferentes fontes de dados de precipitação utilizando o modelo de Buarque (2015).

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Como objetivos específicos, necessários para alcançar o objetivo principal, tem-se:

- Selecionar e avaliar a qualidade de diferentes fontes de dados de precipitação que possam ser adequados para utilização na modelagem de sedimentos da bacia hidrográfica do rio Madeira;
- Avaliar a dinâmica hidrológica da bacia utilizando a modelagem hidrológica com diferentes fontes de precipitação como forçantes do modelo;
- Avaliar a dinâmica de sedimentos da bacia considerando a modelagem hidrológica realizada com diferentes fontes de precipitação, buscando subsidiar a decisão de alternativas de dados de chuva para uma possível simulação de toda a bacia do rio Amazonas.

3 REVISÃO DA LITERATURA

3.1 MODELAGEM HIDROSSEDIMENTOLÓGICA

3.1.1 Classificação de Modelos

Os processos de erosão e do transporte de sedimentos e nutrientes podem ser simulados através de ferramentas baseadas em estimativas de perda de solo por meio da simulação de chuvas em parcelas ou pela aplicação de modelos hidrossedimentológicos computacionais. Existe uma grande quantidade de modelos, os quais diferem-se pela sua complexidade, pelos processos que podem ser considerados e pelas necessidades de dados para seu uso e sua calibração (MERRITT *et al*., 2003). Os modelos hidrossedimentológicos têm como principais obstáculos a escassez de dados hidrológicos em períodos contínuos e de extensão temporal suficiente para o desenvolvimento de estudos hidrológicos.

Os modelos podem ser classificados de diferentes formas e adotando diferentes critérios, porém a distinção entre modelos não é simples e pode ser um tanto subjetiva. De forma geral, em termos de processos representados os modelos podem ser classificados como empíricos, conceituais ou físicos.

Modelos empíricos são aqueles que utilizam funções que não tenham relação com os processos físicos envolvidos e são baseados em análises estatísticas, como métodos de correlação e análise de regressão. Considerado o mais simples de todos os modelos, os modelos empíricos ignoram a heterogeneidade das características da bacia e dos dados de entrada (MERRITT *et al.,* 2003). As principais dificuldades encontradas no uso desses modelos têm sido o empirismo dos parâmetros e a incapacidade predizer os efeitos das mudanças que ocorrem na bacia, sendo utilizados para localizar fontes de geração de sedimentos. Em contrapartida, uma vantagem destes modelos é que eles podem substituir modelos mais complexos em locais com limitações de dados e de parâmetros de entrada.

Os modelos são ditos conceituais quando levam em consideração os alguns dos conceitos físicos relacionados aos processos hidrológicos que ocorrem na bacia, porém, sem se atentar aos detalhes específicos referentes as interações entre processos. Este modelo tende a ser coerente com as hipóteses sobre os diversos

processos que descrevem o comportamento do sistema, sendo esta a principal característica que o difere dos modelos empíricos. Os modelos físicos utilizam as principais equações diferenciais do sistema físico, como a equação de conservação da massa de sedimentos (AKSOY; KAVVAS, 2005), e seus parâmetros são determinados com auxílio de levantamentos de campo. Este modelo, aplicado inicialmente em pequenas bacias, tem como principal característica a necessidade de um grande número de informações. Silva e Ewen (2000) afirmam que uma parametrização de base física é importante em estudos que visem estudar problemas como mudanças nas bacias hidrográficas, a representação espacial das variáveis de entrada e saída, o transporte de poluentes e sedimentos e a previsão do comportamento de bacias sem dados. Além disso, seus parâmetros podem perder o significado físico quando aplicado em grandes escalas, pois as equações governantes dos processos são, em geral, derivadas em pequenas escalas e sob condições físicas específicas.

Com relação à variabilidade espacial, os modelos podem ser classificados como concentrados ou distribuídos. Modelos concentrados não levam em consideração a variabilidade espacial da bacia, ou seja, representam a bacia hidrográfica como uma entidade adimensional, por isso geralmente são utilizados em pequenas áreas com características homogêneas. Segundo Paiva (2009), a maior preocupação dos modelos concentrados é a geração correta das informações de saída, sem compromisso com os demais processos intermediários.

Os modelos semi-distribuídos e distribuídos surgiram com os avanços tecnológicos na área de geoprocessamento e com o aumento da preocupação com os impactos de alterações ambientais sobre o ciclo hidrológico. Estes modelos representam a variabilidade espacial das variáveis de entrada e das variáveis de estado, ou seja, consideram a heterogeneidade da bacia. Além disso, permitem analisar, com melhor embasamento, modificações naturais ou antrópicas nas bacias hidrográficas (SANTOS, 2009).

Os modelos ainda podem ser classificados de acordo com a escala temporal na qual os processos serão simulados, denominados contínuos ou baseados em eventos. Modelos contínuos consideram os efeitos provocados por uma série de eventos consecutivos, enquanto que modelos baseados em eventos estimam os impactos

ocasionados em um único evento de precipitação, o que corresponde à um intervalo de tempo de minutos ou horas (AKSOY; KAVVAS, 2005).

Em geral, os modelos são aplicados em pequenas áreas ou pequenas bacias, porém através da sub-divisão de bacias em elementos menores interconectados por meio do Modelo Digital de Elevação (MDE) em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG). Dessa forma, as características de cada sub-bacia podem ser consideradas homogêneas, permitindo que sejam aplicados em grandes escalas. Portanto, a aplicação de modelos em grandes bacias hidrográficas serão apresentadas adiante.

3.1.2 Modelos para Grandes Bacias Hidrográficas

Segundo Collischonn (2001), considera-se como grandes bacias áreas superiores a 10.000 km², embora Buarque (2015) afirmar que valores acima de 5.000 km² possam ser aceitáveis.

A hidrologia de pequenas bacias difere da hidrologia de grandes bacias nas vertentes relacionadas ao relevo, usos e tipos de solo, vegetação e representação da rede de drenagem (SILVA; EWEN, 2000), os quais afetam diretamente a geração dos sedimentos e precisam ser interpretados de forma integrada.

O interesse sobre a modelagem hidrossedimentológica em grandes áreas tem levado à elaboração de novas ferramentas computacionais para a melhor representação dos principais processos que regem a geração e o transporte de sedimentos nesta escala.

Ao contrário do que ocorre em pequenas bacias, a carga desprendida do solo em grandes áreas percorre um longo caminho até sua chegada no corpo d’água, fazendo com que grande parte dos sedimentos sejam depositados durante o percurso. Com isso, a carga que chega ao exutório da bacia não representa todo o sedimento que foi gerado (BUARQUE, 2015).

Para estimar as cargas de sedimentos e mensurar seus impactos no local da geração do escoamento superficial é necessário simular grandes bacias com características heterogêneas de solo, uso da terra e topografia (ARNOLD *et al.*, 1995). Para isso são necessários modelos matemáticos que possam contribuir com o entendimento do sistema e assim conduzir às decisões mais adequadas na gestão de recursos hídricos (DEBELE *et al.*, 2006).

Para uma melhor análise dos processos erosivos e do transporte de sedimentos utilizam-se modelos hidrológicos incorporados com modelos de sedimentos, fornecendo, assim, uma ferramenta mais robusta e adequada para diferentes condições de uso do solo.

3.1.3 Modelo MGB-IPH_SED

O Modelo Hidrológico de Grandes Bacias – MGB-IPH foi desenvolvido por Collischonn (2001), no Instituto de Pesquisas Hidráulicas – IPH, com base nos modelos *Large Area Runoff Simulation Model* (LARSIM), apresentado por Bremicker (1998), e *Variable Infiltration Capacity* (VIC-2L) (WIGMOSTA *et al*., 1994; LIANG *et al.*, 1994; NIJSSEM *et al*., 1997) com algumas adaptações nos módulos de evapotranspiração, percolação e propagação de vazões. Considera-se o MGB-IPH um modelo distribuído desenvolvido para aplicações em grandes bacias com limitação de dados. São simuladas todas as etapas do ciclo hidrológico terrestre, incluindo balanço de água no solo, evapotranspiração, interceptação, escoamento superficial, subsuperficial e subterrâneo e escoamento na rede de drenagem.

Para aplicação do modelo MGB-IPH é necessário discretizar a bacia, ou seja, dividir a área de estudo em elementos menores conectados entre si pela rede de drenagem. A discretização da bacia pelo modelo MGB-IPH é realizada subdividindo-a em minibacias, ou seja, pequenas áreas de drenagem cada uma com apenas um trecho de rio correspondente. As minibacias são subdivididas em Unidades de Resposta Hidrológica (Hydrolocical Response Units – HRU), que são áreas de comportamento hidrológico similar, definidas pela combinação de tipos de solo e cobertura vegetal (KOUWEN *et al.*, 1993). Sendo assim, são simulados os processos hidrológicos verticais em nível de HRUs, incluindo interceptação, evapotranspiração, balanço de água no solo, geração de escoamentos superficial e subsuperficial e percolação ao aquífero, em que os volumes gerados em cada HRU são somados e propagados em nível de minibacia e posteriormente propagados pela rede de drenagem (PAIVA, 2009).

A fim de suprir a carência de informações, recorrente em grandes bacia, a metodologia do modelo MGB-IPH inclui etapas de pré-processamento em ambiente SIG e rotinas computacionais que automatizam a extração de parâmetros necessários para a

modelagem, tanto hidrológica quanto sedimentológica, a partir de Modelos Digitais de Elevação – MDEs, utilizando também mapas de uso e tipo de solo disponíveis.

Os modelos conceituais e distribuídos existentes para aplicação em grandes escalas e que integram módulos hidrológicos e de sedimentos, além de possuírem um módulo hidrológico e hidráulico que alimentam um módulo de sedimentos, são capazes de estimar a geração de sedimentos na bacia e o transporte de sedimentos ao longo da rede de drenagem com passo de tempo diário, mensal ou anual. Sendo assim, foi acoplado ao modelo o “módulo de sedimento” (BUARQUE, 2015), responsável por estimar a geração de sedimentos na bacia e transporte de sedimentos nos rios.

O MGB-IPH_SED é uma ferramenta que simula a geração, o transporte e a redistribuição de sedimentos em bacias de grande escala, através da integração de uma metodologia simplificada para estimativa da distribuição espacial e temporal de perda de solo na bacia com uma metodologia de transporte de sedimentos em rios com planícies de inundação, e com o modelo hidrológico distribuído MGB-IPH. No ANEXO A, são apresentados os processos hidrológicos e hidráulicos simulados pelo modelo MGB-IPH baseada na descrição original de Collischonn (2001) e na descrição de Paiva (2009). A seguir é apresentado um resumo dos processos envolvidos.

3.1.3.1 Módulo Hidrológico

O modelo MGB-IPH utiliza equações físicas e conceituais para simular, com passo de tempo diário ou horário, os processos hidrológicos na superfície terrestre, dividido em módulos de balanço hídrico no solo; balanço de energia e evapotranspiração; interceptação, geração e propagação de escoamentos superficial, subsuperficial e subterrâneo nos elementos de discretização da bacia hidrográfica; e propagação de vazão na rede de drenagem.

Para aplicação do modelo são necessários dados hidrológicos e meteorológicos, os quais consistem em arquivos que contenham informações de vazão, chuva e clima, sendo este último constituído de dados de temperatura, pressão, insolação, umidade relativa do ar e velocidade do vento. Estes dados são associados aos centroides das minibacias por interpolação dos postos com dados mais próximos.

O balanço vertical de água e de energia são computados independentemente para cada URH em cada minibacia. A interceptação d'água pela cobertura vegetal é

representada por um reservatório cuja capacidade máxima é função do Índice de Área Foliar (IAF). O balanço de água no solo é realizado em uma camada, considerando o solo como um reservatório único de água. O conceito de área de contribuição variável do modelo ARNO (TODINI, 1996) é utilizado para computar a infiltração de água no solo e o escoamento superficial. O modelo utiliza variáveis meteorológicas de superfície para realizar o balanço de energia, sendo a evaporação do solo, da vegetação e do dossel na atmosfera estimada com base na equação de Penman Monteith (SHUTTLEWORTH, 1993).

Em cada URH das minibacias são determinados os volumes de escoamentos superficial, subsuperficial (ou interno) e subterrâneo. Para a determinação do escoamento subsuperficial é usada uma equação semelhante a equação de condutividade hidráulica não-saturada de Brooks e Corey (RAWLS *et al*., 1993), enquanto que o volume percolado da camada superficial do solo ao lençol freático é estimado por uma relação linear simples entre o armazenamento atual e o máximo de armazenamento de água no solo. Os volumes de escoamentos gerados a nível das URH dentro de cada minibacia são propagados para a rede de drenagem usando três reservatórios lineares simples, sendo um para cada tipo de escoamento: subterrâneo, interno (subsuperficial) e superficial.

Na rede de drenagem, o volume total de escoamento gerado em cada minibacia é propagado utilizando o método de Muskingum-Cunge ou uma propagação mista composta por este método e o modelo hidrodinâmico introduzido por Paiva (2009). Recentemente Pontes et al. (2015, 2017) incluiu o método de propagação inercial (BATES *et al*., 2010) no MGB-IPH. Para o transporte na rede de drenagem, independente do método de propagação, cada trecho de rio é subdividido, segundo critérios específicos, e os hidrogramas de vazão podem ser avaliados no exutório das minibacias bem como em qualquer outro ponto ao longo da rede de drenagem representada.

3.1.3.2 Módulo de Sedimentos

O módulo de sedimentos pode ser dividido em 3 componentes: bacia, rio e planícies de inundação. Na componente bacia estima-se a perda de solo na camada superficial de cada minibacia e a contribuição das cargas de sedimentos geradas para a rede de drenagem. A componente rio calcula os volumes erodidos e depositados em cada

trecho de rio, além de ser responsável pela propagação das cargas de sedimentos provenientes das minibacias e daquelas geradas no próprio canal por processos de erosão. As planícies de inundações são consideradas regiões de troca e armazenamento de sedimentos finos por deposição, portanto esta componente atua permitindo a troca lateral de cargas de sedimentos em suspensão entre os rios e suas planícies de inundações (BUARQUE, 2015).

A erosão na bacia é estimada, por minibacia, para cada URH a partir da Equação Universal de Perda de Solo Modificada – MUSLE (WILLIAMS, 1975). O volume de escoamento superficial que alimenta a equação é fornecido pelo módulo hidrológico do modelo MGB-IPH, assim como a taxa de pico do escoamento (BUARQUE, 2015). De acordo com a escala onde o modelo será aplicado, nem todo volume de sedimentos gerados nas minibacias chegam à rede de drenagem em um passo de tempo do modelo, este retardo é considerado aplicando-se o conceito de reservatório linear simples.

A carga de sedimentos proveniente das minibacias é separada em silte, argila e areia, conforme textura do solo, sendo os dois primeiros considerados material fino em suspensão e a areia são as partículas maiores transportadas como descargas de fundo. Em vista disso, o modelo assume que o transporte no rio pode ser separado em transporte de material fino e em transporte de partículas maiores como descarga de fundo. Para saber se em determinado trecho de rio ocorre erosão ou deposição é feito uma comparação entre o volume de areia existente na calha do rio com a capacidade de transporte do trecho. Caso o volume disponível seja maior que a capacidade de transporte do trecho, haverá deposição de sedimentos; o contrário indica ocorrência de erosão.

A concentração de sedimentos ao final de cada passo de tempo do modelo é determinada por um balanço simples de massa e o volume de deposição depende da velocidade de queda das partículas e da profundidade d'água média na planície. A cada passo de tempo de cálculo, o percentual de cada uma das classes de partículas existentes nos rios é atualizado em função da ocorrência de depósitos ou erosões na calha do rio e da deposição ocorrida nas planícies de inundação.

A seguir são apresentadas as metodologias de cada um dos componentes do modelo.

- Módulo bacia

Através da Equação Universal de Perda de Solo Modificada – MUSLE estima-se a erosão do solo na bacia para cada URH (WILLIAMS, 1975):

$$SED=11{,}8\cdot(Qsup\cdot qpico\cdot A)^{0{,}56}\cdot K\cdot C\cdot P\cdot LS\cdot FG \qquad 1$$

onde *SED* [t] corresponde a carga de sedimentos resultante da erosão do solo, *Qsup* [mm.ha^{-1}] é o volume de escoamento superficial, *qpico* [m^3.s^{-1}] é a taxa de pico do escoamento superficial, *A* [ha] é a área superficial, *K* [0,013.t.m^2.h.(m^3.t.cm)$^{-1}$] é o fator erodibilidade do solo, *C* [-] é o fator de cobertura e manejo do solo, *P* [-] é o fator de práticas conservacionistas, *LS* [-] é o fator topográfico e *FG* [-] é um fator que considera a existência de fragmentos grosseiros ou rochas.

O modelo utiliza informações obtidas diretamente do MDE a partir de aplicações SIG e algoritmos computacionais. Considerando que o MDE é uma representação espacial da topografia em formato raster, sua estrutura pode ser descrita por uma matriz $k\langle l,c\rangle$ de *l* linhas e *c* colunas que armazena informações em *l* × *c* posições definidas como pixels. No modelo, a MUSLE foi aplicada a cada pixel que compõe as URHs de uma minibacia, de forma que a equação anterior pode ser escrita por:

$$SED_{i,j}^{k} = 11{,}8\cdot\left(Dsup_{i,j}^{k}\cdot qpico_{i,j}^{k}\cdot Apm_{i,j}^{k}\right)^{0{,}56}\cdot K_j\cdot C_j\cdot P_j\cdot LS_{i,j}^{k}\cdot FG_j \qquad 2$$

sendo *i* e *j* índices que indicam a minibacia e a URH, respectivamente, *k* é o pixel ao qual a equação está sendo aplicada e *Ap* [ha] é a área do pixel.

O volume de escoamento superficial (*Dsup*) que alimenta a equação é fornecido pelo módulo hidrológico do modelo MGB-IPH, como descrito no ANEXO A. A taxa de pico do escoamento superficial em cada pixel *k* é obtida considerando um volume de escoamento uniforme ao longo do dia:

$$qpico_{i,j}^{k} = \frac{Dsup_{i,j}^{k}\cdot A_{i,j}^{k}}{86{,}4} \qquad 3$$

sendo $qpico$ [m^3.s^{-1}] a taxa de pico do escoamento superficial, *Dsup* [mm] o escoamento superficial e *A* um limite dado pela Equação A45 do ANEXO A.

Fator K de erodibilidade do solo

O modelo estima o valor de *K* para cada tipo de solo com base na equação utilizada no modelo EPIC Williams (1995), também empregada no SWAT (ARNOLD *et al*., 1998), necessitando apenas de informações sobre as porcentagens de silte, argila, areia e matéria orgânica de cada tipo de solo da bacia. A equação é escrita como:

$$K_j = Fag_j \cdot Fcs_j \cdot Forg_j \cdot Fa_j \qquad 4$$

sendo *Fag* um fator de areia grossa que fornece baixos valores de *K* para solos com grande quantidade de areia grossa e altos valores para solos com pouco areia; *Fcs* um fator "argila-silte" que reduz o valor *K* para solos com elevada concentração de silte; *Forg* um fator que reduz o valor de *K* em solos com quantidades elevadas de carbono orgânico; e *Fa* um fator que reduz o valor de *K* em solos com elevada quantidade de areia.

Fator C de cobertura e manejo do solo

O fator *C* de cobertura e manejo do solo está relacionado com o uso da terra e representa a redução da vulnerabilidade do solo à erosão, relacionando as perdas de solo em áreas com uma dada cobertura vegetal e manejo de culturas agrícolas e em áreas idênticas porém continuamente descobertas. Solos sem vegetação e sem proteção têm valores de *C* iguais a unidade. Esse fator geralmente varia durante os ciclos das culturas e a sua estimativa deve ser baseada nas características da rotação de culturas, ciclo das plantas e sistema de cultivo do solo. Devido à sua importância na representação de condições de cultura e cobertura vegetal que podem ser facilmente alteradas para o controle da erosão, é importante dispor de um conhecimento adequado do uso da terra (BESKOW *et al*., 2009).

Em grandes regiões é difícil de se obter um detalhamento do uso do solo e cobertura vegetal, portanto, nestas escalas, geralmente utilizam-se mapas obtidos após classificação de imagens de satélite e mapas disponibilizados por órgãos do governo Estadual ou Federal ou outras fontes (ex: IBGE, RADAMBRASIL, IBAMA, ANA e FEPAM-RS). De qualquer forma, a diferenciação entre determinados tipos de cultura ou cobertura vegetal torna-se inviável ou desnecessária nas grandes escalas.

O modelo de geração de sedimentos desenvolvido por Buarque (2015) adota a mesma base de dados de uso e tipo do solo do modelo hidrológico MGB-IPH, agrupadas para compor as Unidades de Resposta Hidrológica, representando assim a variabilidades destas informações na bacia. Desta forma, o fator de cobertura e manejo do solo deve corresponder às classes definidas para as URHs e seu valor pode ser constante no tempo e obtido com base em valores publicados em estudos anteriores ou estimados utilizando equações como a utilizada no modelo SWAT (NEITSCH *et al*., 2005).

Fator P de práticas conservacionistas

O fator P representa os efeitos de práticas de conservação do solo, tais como o plantio em contorno, cultivo em faixas, terraceamento e alternâncias de cultura, no controle da erosão. Estas práticas tendem a reduzir a capacidade erosiva da chuva e do escoamento superficial. Os valores de *P* variam de 0 a 1 e expressam a relação entre as perdas de solo considerando um cultivado com uma determinada prática e as perdas de solo quando o plantio é feito no sentido do declive (KINNELL, 2010).

Na escala de grandes bacias pode não haver informações detalhadas da distribuição espacial de medidas de conservação do solo, dessa forma, quando não há práticas conservacionistas, o valor de *P* pode ser considerado igual a 1 (MOLNAR; JULIEN, 1998; BESKOW *et al*., 2009).

Fator topográfico LS

O fator topográfico *LS* é a combinação dos fatores comprimento da rampa *L* e declividade *S,* representando a contribuição do escoamento superficial no processo de erosão hídrica. A determinação desse fator apresenta limitações em áreas de relevo complexo ou de grandes extensões, podendo levar a erros de estimativas das taxas de erosão do solo (MINELLA *et al*., 2010).

O fator *L* representa a distância do início da formação do escoamento superficial até o encontro de um canal ou um local de deposição, em relação ao comprimento padrão da parcela de Wischmeier e Smith (1978), de 3,50 m de largura, 22,10 m de comprimento e 9% de declividade. Em grandes escalas, onde a distribuição espacial das informações é importante, a determinação manual deste fator é impraticável. Uma solução seria a obtenção de um fator que represente a variabilidade bidimensional do

terreno, preferencialmente com a determinação de uma grade de fator *LS* adequada para aplicações em ambiente SIG.

O módulo de sedimentos do MGB-IPH possui uma rotina computacional para determinar o fator *LS* automaticamente em duas dimensões, para cada pixel $k\langle l,c\rangle$ do MDE. O fator *L* é obtido usando o conceito de área de contribuição unitária (KIRKBY; CHORLEY, 1967), ou seja, a área de contribuição acumulada por unidade de comprimento. O fator de declividade *S* é calculado pela equação de Wischmeier e Smith (1978). As informações básicas utilizadas na rotina são derivadas da etapa de discretização da bacia hidrográfica: Modelo Digital de Elevação, Plano de Direções de Escoamento, Plano das minibacia e Plano de URHs. Estes planos são úteis para localizar cada pixel nas respectivas minibacias e identificar as URH de cada um.

A equação do fator *L* aplicada a cada pixel $k\langle l,c\rangle$ do MDE pode ser escrita como:

$$L_k = \frac{(Am_k + Lp_k^2)^{m+1} - Am_k^{m+1}}{Lp^{m+2} \cdot Xdir_k^m \cdot (22{,}13)^m} \qquad 5$$

sendo *L* o fator de comprimento do pixel *k*; *Am* [m^2] a área de drenagem acumulada na entrada do pixel; *Lp* [m] a largura do pixel; *Xdir* é um fator de direção de aspecto para o pixel; *m* é um expoente do comprimento do declive. A área de drenagem acumulada em cada pixel $A\langle l,c\rangle$ corresponde ao somatório das áreas das superfícies de todos os pixels $k\langle l,c\rangle$ de montante (BURROUGH; MCDONNELL, 1998). O fator de direção *Xdir* corresponde à distância entre dois pixels vizinhos, definida como igual a 1 quando a direção entre eles é ortogonal, ou igual a $2^{1/2}$ quando a direção é diagonal.

O fator de declividade *S* é estimado pela equação de Wischmeier e Smith (1978):

$$S_k=65{,}41\cdot\sin^2(\theta_k)+4{,}56\cdot\sin(\theta_k)+0{,}065 \qquad 6$$

sendo θ o valor de *Sf* em graus.

Fator FG de fragmentação grosseira esparsa

O fator de fragmentos grosseiros considera a possibilidade de existência de rochas na camada superior do solo, as quais sejam significativas para afetar a perda de solo. Seu valor é estimado por:

$$FG = exp(-0{,}053 \cdot frocha) \qquad 7$$

sendo *frocha* [%] a porcentagem de rocha na camada superior do solo.

Contribuição de sedimentos das minibacias para a rede de drenagem

Em grandes bacias nem todo o volume de sedimentos que chega à rede de drenagem o faz no mesmo passo de tempo, pois sofre retardo junto com o escoamento superficial. Para representar esse retardo o modelo efetua a passagem dos sedimentos por um reservatório linear. Portanto, o volume total de sedimentos gerados em cada URH de uma minibacia e armazenados no reservatório é computado por:

$$VSED_{i,j}^{t} = VSED_{i,j}^{t-1} + \sum_{k=1}^{NP_j} SED_{i,j}^{k} \qquad 8$$

sendo $VSED_{i,j}$ [t] o volume no reservatório de sedimentos da URH *j* da minibacia *i* considerada; *NP* é o número de pixels da URH. Os índices *t* e *t-1* indicam os passos de tempo atual e anterior.

A descarga sólida total *QS* [t/s] de saída do reservatório para cada URH é obtida através de uma função linear que relaciona a carga armazenada e o tempo de retardo *TKS* [s] do reservatório superficial, conforme a equação abaixo.

$$QS_{i,j}^{t} = \frac{1}{TKS_i} VSED_{i,j}^{t} \qquad 9$$

Uma vez calibrados os parâmetros do modelo hidrológico e hidráulico, foram realizadas simulações incluindo o módulo de sedimentos.

Por fim, divide-se o total de sedimentos de cada minibacia em três classes: silte, argila e areia. Cada classe é definida de acordo com a sua porcentagem na camada superior de cada tipo de solo da URHs, dada pelos parâmetros *SIL*, *ARG* e *SAN*, respectivamente. Os diâmetros característicos de cada classe devem ser fornecidos ao modelo. O aporte das três classes de partículas de cada minibacia com destino à rede de drenagem é calculado por:

$$SEDsil_i^t = \sum_{j=1}^{N_{URH}} \left(QS_{i,j}^t \cdot FRAC_{i,j}^t \cdot SIL_j\right) \cdot \Delta t \qquad 10$$

$$SEDarg_i^t = \sum_{j=1}^{N_{URH}} \left(QS_{i,j}^t \cdot FRAC_{i,j}^t \cdot ARG_j\right) \cdot \Delta t \qquad 11$$

$$SEDsan_i^t = \sum_{j=1}^{N_{URH}} \left(QS_{i,j}^t \cdot FRAC_{i,j}^t \cdot SAN_j\right) \cdot \Delta t \qquad 12$$

onde *SEDsil* [t], *SEDarg* [t], *SEDsan* [t] são as cargas de silte, argila e areia, respectivamente, que saem do reservatório de sedimentos e chegam à rede de drenagem no tempo Δt. O termo *FRAC* corresponde a fração do volume de sedimentos existente no reservatório correspondente a cada URH da minibacia, sendo obtido por:

$$FRAC_{i,j}^t = \frac{VSED_{i,j}^t}{\sum_{j=1}^{N_{URH}} VSED_{i,j}^t} \qquad 13$$

- Módulo Rio

Nas minibacias de cabeceira (aquelas que não possuem cargas vindo de montante), assim como no módulo hidrológico, o modelo não realiza a propagação de sedimentos nos trechos de rios correspondentes, mas considera que as cargas saindo do reservatório linear das minibacias são destinadas diretamente ao exutório das mesmas. Apenas nas minibacias internas, aquelas que recebem contribuição de

montante, é realizada a propagação de sedimentos em seus respectivos trechos de rio.

A propagação de sedimentos é realizada por trecho de minibacias, sendo cada trecho caracterizado por uma seção de montante (*i-1*) e outra de jusante (*i*), quando a minibacia é interna, ou apenas uma seção de jusante (*i*) quando a minibacia é de cabeceira. O modelo assume que o transporte de sedimentos pelo rio pode ser separado em: 1) material transportado em suspensão, representado pelas partículas de silte e argila; 2) material transportado através da interação do escoamento com as partículas do fundo do rio, representado pelas partículas de areia.

Transporte em suspensão

O transporte em suspensão das cargas finas (silte e argila) na rede de drenagem considera que a velocidade do escoamento e os processos advectivos são dominantes. A equação de transporte neste caso é dada por:

$$\frac{\partial AC}{\partial t} + \frac{\partial AUC}{\partial x} = q_{sm} - q_{sfl} \qquad 14$$

sendo A [m^2] a área molhada da seção; C [t.m^{-3}] a concentração média de sedimento, U [m.s^{-1}] é a velocidade média do escoamento na seção; x [m] é a distância na direção do escoamento; t [s] o tempo; q_{sm} [t.m^{-1}.s^{-1}] é a contribuição lateral de sedimentos da minibacia; e q_{sfl} [t.m^{-1}.s^{-1}] é a descarga de troca de sedimentos entre o rio e a planície de inundação, por unidade de comprimento do rio, considerada diferente de zero apenas nos trechos com propagação de vazões pelo modelo hidrodinâmico.

Transporte de carga de fundo

O transporte das partículas de areia nos trechos de rios das minibacias é realizado utilizando a equação da continuidade de sedimentos, também chamada de equação de Exner (CHANG, 1988):

$$(1-\lambda)\frac{\partial A_b}{\partial t} + \frac{\partial Q_S}{\partial x} - q_{sm} = 0 \qquad 15$$

onde A_b [m^2] é a área transversal de um "reservatório de sedimentos de fundo" correspondente ao volume depositado ou erodido no trecho; *QS* [t/s] é a descarga sólida de sedimento do leito; q_{sm} [t.m^{-1}.s^{-1}] é a contribuição lateral de sedimentos da minibacia; e λ é a porosidade do depósito. A variação da área transversal correspondente ao volume depositado ou erodido pode ser explicitada em função das outras variáveis como (CHANG, 1988):

$$\Delta A_b = -\frac{\Delta t}{1-\lambda}\left(\frac{\partial Q_S}{\partial x} - q_{sm}\right) \qquad 16$$

onde o termo de derivada espacial de *QS* representa o gradiente de sedimentos no trecho, comparando a concentração que entra com a que sai.

A capacidade de transporte de um rio é uma medida da capacidade do escoamento de transportar o material. Quando a descarga sólida do escoamento é superior a capacidade de transporte, o escoamento é limitado por capacidade e o excedente de sedimentos não transportado tende a depositar-se. Por outro lado, quando a capacidade de transporte é superior a descarga sólida existente no escoamento, o transporte é limitado pelo suprimento ou pela disponibilidade, havendo um déficit de sedimentos no escoamento e uma tendência à erosão de fundo para supri-lo. Em termos de área transversal A_b do volume depositado ou erodido, uma variação positiva da área A_b indica tendência à deposição no trecho, sendo o contrário indicativo de tendência à erosão.

O modelo considera que o volume de sedimentos disponível para erodir será sempre suficiente para suprir a capacidade de transporte. Porém, nem todo o excesso ou déficit de sedimentos no escoamento consegue ser convertido em depósito ou erosão. Portanto, o modelo adota limitadores para a deposição e a erosão, semelhantes aos utilizados no modelo HEC-RAS (BRUNNER, 2008). O limitador da deposição representa a porcentagem do excesso de sedimentos no escoamento que realmente consegue depositar, já o limitador da erosão se baseia no princípio do comprimento característico do escoamento e em observações experimentais em canais. Ambos limitadores são formulações empíricas e apresentam incertezas, porém buscam uma aproximação do processo físico real.

Considerando que tanto a erosão como a deposição ocorrem de forma uniforme no fundo do trecho de rio, o volume de sedimentos depositado ou erodido é dado por:

$$DEP^t = (\Delta A'^t_b \cdot \alpha_d) \cdot \Delta x = \Delta A^t_b \cdot \Delta x \qquad se\ \Delta A'^t_b > 0 \tag{17}$$

$$EROS^t = -\left(\Delta A'^t_b \cdot \alpha_e\right) \cdot \Delta x = -\Delta A^t_b \cdot \Delta x \qquad se\ \Delta A'^t_b < 0 \tag{18}$$

sendo ΔA_b a variação real da área transversal do reservatório de sedimentos de fundo, ao final do intervalo de tempo *t*. No caso de ocorrência de deposição, o percentual da carga não depositada no passo de tempo fica disponível para ser transportada, ou depositada, no próximo passo de tempo e a concentração propagada para jusante é igual à capacidade de transporte.

A concentração de sedimentos na seção de jusante do trecho ao final do intervalo de tempo, efetivamente propagada para jusante como carga de fundo, é recalculada a partir da seguinte equação:

$$C^t_i = \frac{\left(\frac{QS^t_m + QS^{t-1}_m}{\Delta \mathrm{x}}\right) + \theta \cdot Q^t_{i-1} C^t_{i-1} - (1-\lambda)\Delta x \frac{\Delta A^t_b}{\Delta t}}{\theta Q^t_i} - \frac{(1-\theta) \cdot (Q^{t-1}_i C^{t-1}_i - Q^{t-1}_{i-1} C^{t-1}_{i-1})}{\theta Q^t_i} \tag{19}$$

sendo ΔA_b [m^2] a variação real da área transversal do reservatório de sedimentos de fundo.

Capacidade de transporte e velocidade de queda das partículas

A Capacidade de Transporte corresponde a máxima carga de sedimentos que pode ser transportada pelo escoamento. Em todas as seções, e em todos os intervalos de tempo, o modelo calcula a capacidade de transporte para a classe de partícula utilizando a equação de Yang (YANG 1973, 1984) escrita como (WU, 2008):

$$logCT^t_i = M^t_i + N^t_i \cdot log\left(\frac{U^t_i \cdot S_f}{\omega_S} - \frac{Uc^t_i \cdot S^t_f}{\omega_S}\right) \tag{20}$$

sendo *CT* [ppm] a concentração por peso; *U* [m.s^{-1}] a velocidade média na seção; *Uc* [m.s^{-1}] é a velocidade média crítica do escoamento; *Sf* é a declividade de atrito; e ω_S [m.s^{-1}] é a velocidade de queda da partícula. Os coeficiente *M* e *N* são calculados de acordo com os diâmetros dos sedimentos.

A velocidade média crítica do escoamento é determinada de acordo com a fórmula de Yang (1973), conforme apresentada por Wu (2008):

$$\frac{Uc}{\omega_S} = \begin{cases} 0{,}66 + \dfrac{2{,}25}{\left[log\left(\dfrac{U_* \cdot d}{v}\right) - 0{,}06\right]} & 1{,}2 < \dfrac{U_* \cdot d}{v} < 70 \\ 2{,}05 & \dfrac{U_* \cdot d}{v} \geq 70 \end{cases} \qquad 21$$

Sendo a velocidade de queda da partícula determinada utilizando a equação proposta por Wu e Wang (2006):

$$\omega_S = \frac{M \cdot v}{N \cdot d}\left[\sqrt{\frac{1}{4}} + \left(\frac{4 \cdot N}{3 \cdot M^2} D_*^3\right)^{1/np} - \frac{1}{2}\right]^{np} \qquad 22$$

onde

$$M = 53{,}5 \cdot exp^{(-0{,}65 \cdot Sp)}$$

$$N = 5{,}65 \cdot exp^{(-2{,}5 \cdot Sp)}$$

$$np = 0{,}7 + 0{,}9 \cdot S_p$$

$$D_* = d \cdot \left[\frac{\left(\frac{\rho_S}{\rho} - 1\right) \cdot g}{v^2}\right]^{1/2}$$

sendo S_p o fator de forma de Corey, geralmente próximo de 0,7 (WU, 2008), *d* [m] é o diâmetro nominal representativo da classe de partícula, D_* é o diâmetro adimensional da partícula e $\rho_S/\rho = G \approx 2{,}65$ é a gravidade específica do sedimento.

A determinação dos parâmetros velocidade de cisalhamento U_*, raio hidráulico *Rh*, profundidade *h* e declividade de atrito S_f dependem do método adotado para propagação das vazões no em cada trecho de rio. Com o método original de Muskingum-Cunge, a declividade de atrito S_f é considerada igual a declividade de fundo S_0, calculada automaticamente a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) (BUARQUE *et al*., 2011b). Em todas as seções e em todos os intervalos de tempo a

profundidade *h* d'água é estimada a partir da equação de Manning, assumindo um raio hidráulico raio hidráulico *Rh* = *h*.

- Módulo Planície

O modelo assume uma mistura completa de sedimentos nas planícies, de forma que as concentrações são constantes na vertical para cada classe de partícula. As planícies funcionam apenas como áreas de armazenamento de sedimentos finos trocados com o rio principal, dentro das quais é permitida a deposição das partículas finas.

A vazão líquida de troca rio-planície q_{fl} [$m^3.s^{-1}$] é dada pela equação

$$q_{fl} = \frac{Afl(z)}{dx}\frac{\partial h}{\partial t} = Lfl(z)\frac{\partial h}{\partial t} \qquad 23$$

sendo *Afl* [m^2] a área da superfície inundada na "unidade de planície" *Lfl* [m] é a largura equivalente da unidade de planície, considerada igual a diferença entre a largura de um retângulo de comprimento igual ao do sub-trecho de rio e com área igual à inundada e a largura *B* do rio.

Se q_{fl} for positiva, haverá fuga de água do rio para a planície com uma concentração de sedimentos finos igual a concentração média existente no trecho de rio, entre as seções de montante e jusante, ao final do intervalo de tempo. Caso q_{fl} seja negativo, haverá fuga de água da planície para o rio com concentração igual à concentração C_{fl} [$t.m^{-3}$] existente na planície.

A concentração de sedimentos na planície de inundação é estimada utilizando uma equação de balanço de massa no tempo, a qual é resolvida numericamente, para cada classe de partícula em suspensão, através de um esquema implícito progressivo no tempo:

$$C_{fl}^{*t} = \frac{C_{fl}^{t-1} \cdot V_{fl}^{t-1} + \left(\frac{q_{fl}^{t-1} + q_{fl}^{t}}{2}\right) \cdot \Delta x \cdot \Delta t}{V_{fl}^{t}} \qquad 24$$

sendo V_{fl} [m^3] o volume d'água existente na planície, dado pela multiplicação da sua profundidade média H_{fl} [m] pela área alagada média A_{fl} [m^2], estimadas pelo modelo hidrodinâmico.

3.1.4 Uso de Ferramentas SIG na Modelagem

Projetos relacionados à área do meio ambiente utilizam grande número de variáveis, além de, muitas vezes, abranger grandes áreas. Visando contornar essas dificuldades, o geoprocessamento é uma ferramenta, na maioria das vezes, indispensável para realização desses projetos, considerado um recurso importante para a aquisição, manuseio e integração das bases de dados, sejam elas de natureza espacial ou não; atuando na coleta e no tratamento da informação espacial, assim como no desenvolvimento de novos sistemas e aplicações.

Burrough e McDonnell (1998) define os Sistemas de Informações Geográficas (SIG) como um conjunto de ferramentas capaz de coletar, armazenar, recuperar e exibir informações espaciais sobre o meio ambiente, objetivando as mais diferentes aplicações.

Desde seu surgimento os SIGs são divididos quanto à estrutura de dados com os quais trabalham, em duas categorias: sistemas raster; e sistemas vetoriais. O primeiro trabalha com estrutura de dados similar a uma matriz de pontos (pixels), composta por linhas e colunas, sendo os mais adaptados para análises de espaço contínuo. Os sistemas vetoriais armazenam os limites dos objetos, e não o que está dentro desses limites, além disso descrevem os dados por meio de vetores, isto é, contendo direção e sentido. Esses são apropriados para criação de conexão desses objetos à ponteiros de bancos de dados.

Considerada a principal vantagem, a ferramenta SIG possibilita a representação da variabilidade espacial das características das bacias hidrográficas dentro de um ambiente de células de grade (ou pixels) de diferentes resoluções (DE ROO *et al*., 1996; BESKOW *et al*., 2009). Além disso, o volume de dados necessário para uma adequada representação espacial da bacia hidrográfica pode ser facilmente manipulado em ambiente SIG.

Os SIG's também são importantes para espacializar a erosão do solo simulada através de formulações concentradas como a Equação Universal de Perdas de Solo (Universal Soil Loss Equation - USLE), MUSLE e a Equação Universal de Perdas de Solo Revisada (Revisad Universal Soil Loss Equation – RUSLE). Para a aplicação destas formulações na simulação da erosão distribuída na bacia é necessário utilizar técnicas de mapeamento e interpolação a fim de criar uma adequada base de dados para a simulação. Esse conjunto de dados deve incluir todas as entradas necessárias para que o modelo seja capaz de considerar elementos homogêneos de dimensões tão pequenas quanto possível e, então, possibilitar uma caracterização da erosão do solo com boa resolução (BESKOW *et al*., 2009)

Além de aplicação direta na manipulação de dados, os Sistemas de Informações Geográficas podem ser utilizados na discretização da bacia em elementos menores (ex: células ou sub-bacias), utilizando Modelos Digitais de Elevação (MDE), e computar as características físicas destes elementos tais como declive, uso da terra, tipo de solo, rede de drenagem, entre outros, todos afetando os processos de erosão, deposição e transporte de sedimentos nas diferentes sub-bacias (BHATTARAI; DUTTA, 2007; NDOMBA; GRIENSVEN, 2011).

Modelos Digitais de Elevação são utilizados como fonte de informações, principalmente na determinação de comprimento e declives do terreno, os quais são considerados fatores que afetam os processos de escoamento superficial e influenciam diretamente nas estimativas de perda de solo. Na USLE e suas derivadas, por exemplo, os comprimentos e declives são utilizados diretamente na equação para considerar a variabilidade espacial do terreno.

3.2 FONTES DE DADOS DE PRECIPITAÇÃO

O Brasil, apesar de possuir uma quantidade de dados de campo disponíveis relativamente diversificada, como dados de chuva, vazão, cotas, concentração de sólidos em suspensão, sua cobertura para aplicação em grandes escalas ainda é muito descontínua no tempo e no espaço. Para modelos de grandes escalas, uma maneira de minimizar esse problema é a utilização de medições realizadas por satélites ou derivados deles, como as estimativas de chuva pelo Tropical Rainfall

Measurement Mission, TRMM (KUMMEROW *et al*. 2000; HUFFMAN *et al*., 2007). Embora não substitua as informações coletadas localmente, os dados de satélites podem fornecer uma maior cobertura espacial e uma melhor regularidade temporal, apesar do comprimento das séries obtidas por estas fontes ser, por enquanto, curto (BUARQUE *et al*., 2011c).

A limitação das informações é um dos maiores desafios para a modelagem hidrológica e de sedimentos em grandes bacias, principalmente nas regiões que possuem fronteira com países vizinhos, como é o caso da bacia do rio Madeira. Nestas regiões, a dificuldade de obtenção de informações hidrológicas e meteorológicas advêm do fato de que as organizações governamentais de cada país adotam uma política própria de coleta e distribuição de dados (BUARQUE, 2015).

Uma série de peculiaridades marca a bacia do rio Amazonas, como a alta pluviosidade e consequentemente alta vazão específica; grandes rios com extensas planícies de inundação; principais afluentes navegáveis; sistema fluvial complexo onde se encontram inúmeras ilhas fluviais, trechos com defluências, efeitos de remanso; elevada carga de sedimentos transportada ao oceano; rios de grandes porte com elevadas concentrações de sedimentos em suspensão contrastando com outros com pouca concentração, ambos controlando a dinâmica de sedimentos; abrange várias regiões climáticas; alta variabilidade altimétrica; deferentes regiões com vários regimes de chuva e, consequentemente, vazões.

Portanto, formulações vem sendo aplicadas em locais com escassez de dados, com objetivo de adequá-las para representação da dinâmica em grandes escalas através de etapas de pré-processamento, utilização de Sistemas de Informações Geográficas, dados espacializados na bacia e dados de chuva fornecidos por satélites. Estas ferramentas automatizam a extração de parâmetros necessários para a modelagem (hidrológica e sedimentológica) a fim de suprir a carência de informações.

Para aplicação do modelo MGB-IPH são necessários dados hidrológicos de chuva e vazão, onde a principal finalidade da utilização das séries de vazão está na calibração dos parâmetros do modelo e validação dos resultados (BUARQUE, 2015). Os dados de chuva e vazão do Brasil podem ser obtidos através do Sistema de Informações Hidrológicas (HidroWeb), pertencente à Agencia Nacional de Águas (ANA), a qual

disponibiliza informações diárias de precipitação e vazão obtidas em postos pluviométricos e fluviométricos, respectivamente, localizados apenas dentro do território brasileiro. Os dados hidrológicos do país também podem ser obtidos através de informações de satélites, como o TRMM (KUMMEROW *et al*. 2000; HUFFMAN *et al*., 2007), MERGE (ROZANTE *et al*., 2010) e MSWEP (BECK et al., 2016). Os países vizinhos apresentam limitações de dados, tanto de chuva como de vazão, parte por inexistência e parte por inacessibilidade junto às instituições operadoras das estações.

3.2.1 Monitoramento Terrestre

A estimativa de chuva que atinge uma bacia hidrográfica é realizada, normalmente, utilizando medições pontuais através de pluviômetros ou pluviógrafos. Devido à simplicidade de instalação e operação, grande parte das medições são realizadas por pluviômetros, que mede a altura total de água precipitada, em milímetros por dia ou em milímetros por chuva. O pluviógrafo registra, simultaneamente, a quantidade e a duração da precipitação, o que eleva o custo e a complexidade na operação.

A partir de métodos de interpolação, os dados de chuva de pluviômetros, válidos para um ponto, são utilizados para estimar a chuva média sobre toda a bacia hidrográfica. Contudo, a quantificação da chuva é dificultada devido a sua variabilidade espacial e temporal (SUMNER, 1998), onde a qualidade da estimativa é dependente da densidade espacial de postos pluviométricos, medida em número de postos por km², ou o inverso da densidade, que é a área média (em km²) por posto pluviométrico (JIMÉNEZ; COLLISCHONN, 2015).

Os dados pluviométricos são pontuais e suscetíveis a uma série de fatores naturais inerentes à localidade do posto, além da influência antrópica na mensuração e na manipulação dos dados obtidos (CONTI, 2002). Para se obter um monitoramento detalhado sobre áreas extensas é necessário uma densa rede de pluviômetros, considerado muitas vezes inviável em áreas de difícil acesso, como floresta e regiões montanhosas (DE ANGELIS, 2005). Collischonn *et al*. (2008) ressalta que a representatividade da informação obtida nos pluviômetros só é expressiva para um pequeno raio em seu entorno, o que reforça a necessidade de uma rede de medidores mais densa.

Assim como é importante conhecer a quantidade de chuva é também importante conhecer a sua intensidade. Chuvas de grandes intensidades (grandes volumes de água em curtos intervalos de tempo) provocam grandes escoamentos superficiais, mesmo em solos não saturados, já que, nesses casos, o volume de água que atinge a superfície do solo é superior à taxa de infiltração do mesmo. Outro aspecto relacionado com a chuva é a estimativa de sua distribuição espacial. Tucci (1998) indica que a distribuição temporal e espacial da precipitação pode incluir erros superiores a qualquer refinamento de metodologia que simule os processos físicos numa bacia hidrográfica. A chuva é um fenômeno contínuo no espaço limitado, mas, no entanto, medidas pluviométricas são feitas apenas em alguns pontos do terreno. Pluviógrafos medem bem a intensidade e duração da chuva, mas não têm representatividade espacial, mesmo para uma rede densa de medição.

Na bacia do rio Amazonas, a densidade pluviométrica é baixa e a quantidade de chuva que atinge a superfície do solo em floresta tropical densa é incerta, causando dificuldades para estudos de processos hidrológicos e modelagem hidrológica. Os rios amazônicos são importantes linhas de comunicação que conectam os assentamentos do rio, de modo que há uma tendência para que os pluviômetros sejam colocados preferencialmente ao longo dos cursos d'água, apresentando uma rede de pluviômetros esparsa e irregular (BUARQUE *et al*., 2011).

3.2.2 Reanálises

Sabendo das dificuldades de se obter séries de dados meteorológicos longas e contínuas, diversos centros de previsão do tempo e clima vêm oferecendo produtos de reanálise (PINTO, 2006). A reanálise surgiu em meados dos anos 90, e consiste da combinação de resultados de modelos climáticos e informação observada em estações meteorológicas, gerando assim uma nova análise (QUADRO *et al*, 2012). As reanálises têm como principal vantagem a obtenção de dados razoavelmente longos e sem falhas para qualquer ponto do planeta (PINTO, 2006).

Os dados de reanálise podem ser obtidos, por exemplo, através do NCEP/NCAR, que disponibiliza séries históricas desde 1948 até a atualidade com 2,5° x 2,5° de resolução espacial (KALNAY *et al*., 1996).

No Brasil o CPTEC (Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos) disponibiliza dados de reanálise regional para a América do Sul, que tem como principal vantagem sua alta resolução horizontal de 40 km x 40 km, cobrindo toda a América do Sul e oceanos adjacentes (Pinto, 2006).

3.2.3 Satélites

Diversas metodologias para estimativa de precipitação por meio de imagens de satélite vêm sendo propostas. Embora não substituam as informações coletadas localmente, podem fornecer uma maior cobertura espacial e uma melhor regularidade temporal (BUARQUE *et al*., 2011c). Essas metodologias se baseiam em imagens feitas por vários satélites, em diversas bandas do espectro eletromagnético, com destaque para os satélites do *Geoestationary Operational Environmental System* (GOES), utilizado para estimar a precipitação usada pelo Hidroestimador, algoritmo desenvolvido para estimativa de precipitação em tempo real, que utiliza uma relação empírica exponencial entre a precipitação estimada por radar e a temperatura de brilho do topo das nuvens, extraídas do canal infravermelho do satélite GOES-12, e o *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) (COLLISCHONN, 2006). Paiva *et al*. (2011a) ainda menciona que outra alternativa atrativa para estimativa de chuva é o *Climate Prediction Center Morphing Method* (CMORPH).

As imagens de satélite são organizadas em matrizes de forma que cada elemento de área na superfície corresponda uma resposta espectral. Essas matrizes são armazenadas em arquivos computacionais denominados *raster* e o elemento de área é conhecido como *pixel*, cujas dimensões podem variar de alguns metros para vários quilômetros (COLLISCHONN, 2006).

Os satélites da série GOES (*Geoestationary Operational Environmental Satellites*) situam-se em grandes altitudes, tipicamente cerca de 36.000 km, acarretando em uma menor resolução espacial em cada banda, produzindo cerca de 96 imagens diárias por canal (COLLISCHONN, 2006).

O satélite TRMM, foi lançado em 1997 com o objetivo específico de monitorar e estudar a precipitação nos trópicos, além de verificar como a mesma influencia o clima global (KUMMEROW *et al*. 2000). Com órbita oblíqua, o satélite TRMM opera a

400km, tendo como grande vantagem 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 do algoritmo e o número de dados necessários para gerar o produto, de forma que os dados não são distribuídos de forma imediata. Mesmo assim, as estimativas de um mês qualquer são disponibilizadas até o dia 15 do mês seguinte, prazo que pode ser considerado relativamente curto (COLLISCHONN, 2006).

Acreditando que as bases de dados de precipitação existentes não exploraram todo o potencial dos dados de satélite e de reanálises, Beck et al. (2016) resolveram desenvolver o *Multi-Source Weighted-Ensenble Precipitation* (MSWEP). O MSWEP consiste em uma base de dados de cobertura global com informações de 1979-2015 com resolução temporal de 3 horas e espacial de 0,25º (25 km) que mescla informações de redes pluviométricas, produtos de satélite e de reanálise. Este produto tem como vantagem a boa representatividade dos eventos de chuva convectivos e heterogêneos próximos aos trópicos, o que não seria bem representado através das reanálises (FAGUNDES *et al.*, 2017).

Outra metodologia de combinação de dados de satélite com pluviômetros foi apresentada por Rozante *et al*. (2010). Estes autores desenvolveram uma técnica de combinação de dados para a América do Sul, denominada MERGE, baseada em estimativas de chuva por satélite e nos dados observados em pluviômetros do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC); Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e das estações climáticas de *Global Telecommunications System* (GTS). As estimativas de chuva por satélite utilizadas no MERGE, são o resultado da aplicação do algoritmo TRMM-3B42RT por Huffman *et al*., (2007), disponíveis em tempo quase real, com apenas algumas horas de atraso. O método MERGE tem a vantagem de utilizar uma grande quantidade de pluviômetros localizados no Brasil (ROZANTE *et al*., 2010), o que contribui para melhorar a qualidade da estimativa da chuva nesta região.

3.2.4 Estudos com Fontes Alternativas de Precipitação

A boa qualidade dos dados de entrada do modelo é essencial para a obtenção de bons resultados nas simulações. A partir de diversos estudos realizados, percebeu-se que é possível uma melhoria da qualidade dos dados utilizados a partir de uma

avaliação e do uso de fontes distintas (BUARQUE, 2015).

A utilização de fontes alternativas de precipitação na etapa hidrológica do modelo pode fornecer melhores resultados simulados devido a maior distribuição espacial das informações, tais como dados baseados em satélites do CMORPH (JOYCE *et al*., 2004) e do PERSIANN (HSU *et al*., 1997) ou resultados do produto MERGE (ROZANTE *et al*, 2010) que combina dados do TRMM com dados de medições na superfície. Quanto melhor representada for a hidrologia da bacia, melhores estimativas de geração de sedimentos podem ser possíveis (BUARQUE, 2015).

Collischonn (2006) avaliou estimativas de precipitação obtidas a partir do satélite TRMM 3B42 (HUFFMAN *et al*., 2007), sozinhas ou associadas com os dados da rede pluviométrica. O modelo usado com estimativas precipitação por satélite teve desempenho pouco inferior ou mesmo similar ao modelo com uso de dados convencionais, usado com dados de pluviômetros. Além disso, os campos de precipitação obtidos por satélite foram considerados potenciais ferramentas para consistência de dados pluviométricos em escala de bacia hidrográfica e estimativa da precipitação em áreas com deficiente rede pluviométrica, considerando que os resultados obtidos pela rede e por satélites mostraram valores próximos. Portanto, as estimativas de precipitação fornecidas pelo satélite TRMM são consistentes pois conseguem reproduzir com bastante fidelidade o regime de chuvas de bacias hidrográficas brasileiras. As variações sazonais da chuva são bem representadas, porém, as estimativas de precipitação, em alguns casos, foram sub ou superestimadas de forma pontual, mas, quando ponderadas sobre a bacia, apresentaram resultados muito similares àqueles obtidos por interpolação de pluviômetros.

Estudos também foram conduzidos com dados do MSWEP, como por exemplo o apresentado por Fagundes *et al.* (2017). Os autores avaliaram as médias dos totais mensais acumulados de longo período a partir das precipitações diárias fornecidas pelo MSWEP para a Bacia Amazônica, comparando-os com os dados diários de precipitação fornecidos pela Agência Nacional de Águas (ANA) do Brasil. Os dados do MSWEP, de forma geral, superestimaram as precipitações, mas foram considerados uma boa alternativa a ser utilizada em regiões com ausência de dados, como a região oeste da Bacia Amazônica.

Um estudo realizado por Soares *et al.* (2016), avaliou as estimativas de chuva derivadas do produto 3B42 versão 7 do satélite TRMM (HUFFMAN *et al.,* 2007) sobre o Estado da Paraíba, no Nordeste do Brasil. Este estudo analisou séries temporais de 212 postos pluviométricos e dados provenientes do TRMM 3B42 V7 com uma malha espacial de 198 pixels, para um período de 14 anos (1998 - 2011). A caracterização detalhada, espacialmente sobre a Paraíba, da qualidade das estimativas do TRMM gerada no trabalho mostrou o potencial de aplicação de tais estimativas de chuva no estado, uma vez que conhecer a existência de erros, qual tipo de erro e uma quantificação deles tende a aumentar a confiabilidade do uso das estimativas e permite inclusive o uso de métodos de correção das estimativas.

Uma avaliação dos resultados do fluxo anual de sedimentos em suspensão simulado foi realizada comparando a carga anual simulada com estimativas obtidas por Filizola & Guyot (2009) a partir de dados de medição na bacia do rio Madeira. Estes autores determinaram o fluxo total de sedimentos em suspensão (*QS* [t.ano-1]) em 49 estações de medição na bacia do rio Amazonas, todas provenientes da base de dados da Agência Nacional de Águas (ANA), no período entre 1996 a 2002, destas estações, 11 estão localizadas na bacia do rio Madeira.

3.3 ANÁLISES ESTATÍSTICAS

Eventos de chuvas intensas contribuem significativamente para geração de cargas de sedimentos. Deste modo a precisão da simulação do escoamento diário é relevante. Entretanto, a precisão das estimativas depende da habilidade do modelo em trabalhar com respostas hidrológicas de eventos isolados (MACHADO, 2002).

O desempenho de modelos é usualmente avaliado por meio do uso de medidas estatísticas. Um dos critérios estatísticos mais importantes para avaliar o ajuste de modelos é o Coeficiente Eficiência de Nash e Sutcliffe, ENS, dado pela seguinte equação (MACHADO, 2002):

$$ENS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(Em - Es)^2}{\sum_{i=1}^{n}(Em - \overline{E})^2} \qquad 25$$

Sendo que, *Em* é o evento observado; *Es* é o evento simulado pelo modelo; $\bar{E}$ é a média do evento observado no período de simulação; e *n*, o número de eventos. O coeficiente de Nash-Sutcliffe (ENS), pode variar a partir de negativo infinito a 1, sendo 1 o indicativo de um perfeito ajuste (MACHADO, 2002).

Para o ajuste nas vazões menores recomenda-se utilizar o índice de eficiência de Nash-Sutcliffe entre o logaritmo das vazões observadas e simuladas (ENSlog), calculado através da equação 26. Sua faixa de variação é semelhante a do ENS.

$$NSlog = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(ln(Qobs) - ln(Qs))^2}{\sum_{i=1}^{n}(ln(Qobs) - \overline{ln(Qobs)})^2} \qquad 26$$

Sendo que, *Qobs* é o evento observado; *Qs* é o evento simulado pelo modelo; $\overline{Qobs}$ é a média do evento observado no período de simulação; e *n*, o número de eventos.

Um outro bom critério de ajuste é o desvio do evento analisado, o qual é a medida da habilidade do modelo para simular valores observados. Neste método, quanto menor o valor de *Dv*, melhor é o ajuste, sendo 0,0 o valor que representa uma simulação perfeita do evento observado (MACHADO, 2002).

$$D_v[\%] = \frac{E - E^*}{E}\ x\ 100 \qquad 27$$

sendo, *E* o evento observado no período analisado e E^* o evento simulado no período. O cálculo do desvio do evento analisado (D_e) é importante por considerar o erro potencial nos dados observados (MACHADO, 2002).

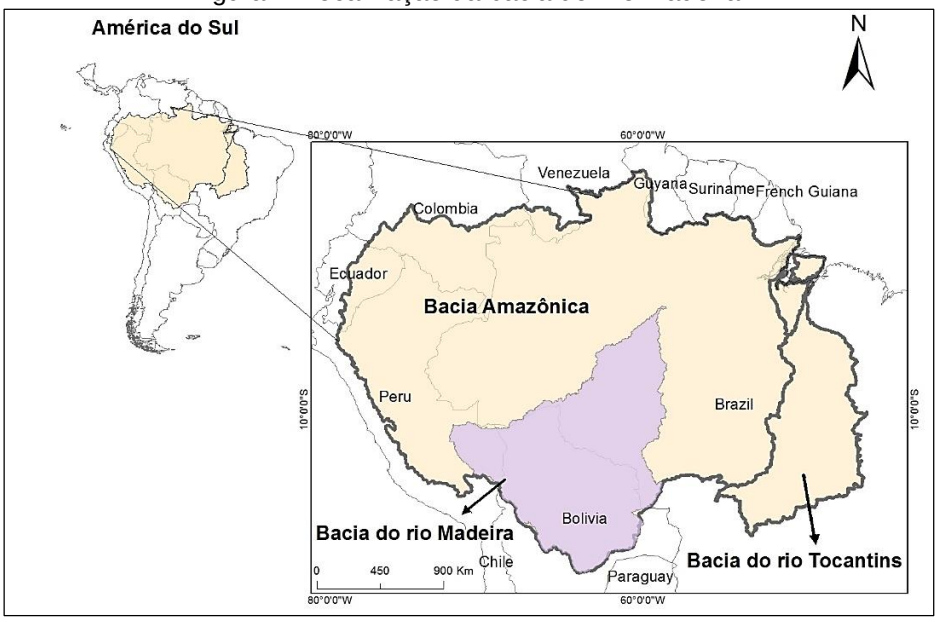
4 METODOLOGIA

A metodologia geral aplicada neste trabalho consiste na utilização, com diferentes fontes de dados diários de precipitação, do modelo de sedimentos desenvolvido por Buarque (2015), que integra uma formulação matemática para estimativa da geração de sedimentos em grandes bacias hidrográficas com uma formulação para o transporte dos sedimentos ao longo dos rios, e com o modelo hidrológico de grandes bacias MGB-IPH (COLLISCHONN *et al.*, 2007; PAIVA, 2009; PAIVA *et al.*, 2013), além do uso de Sistemas de Informações Geográfica - SIG.

Inicialmente foram estudados os manuais, teses e artigos do modelo MGB-IPH, disponibilizados no website do grupo de pesquisa HGE-IPH (https://www.ufrgs.br/hge/), bem como o trabalho de Buarque (2015) para aprender os principais conceitos envolvidos e possibilitar a manipulação de dados de entrada em ambiente SIG, a execução das simulações e a avaliação dos resultados.

4.1 ÁREA DE ESTUDO

Figura 1: Localização da bacia do Rio Madeira.



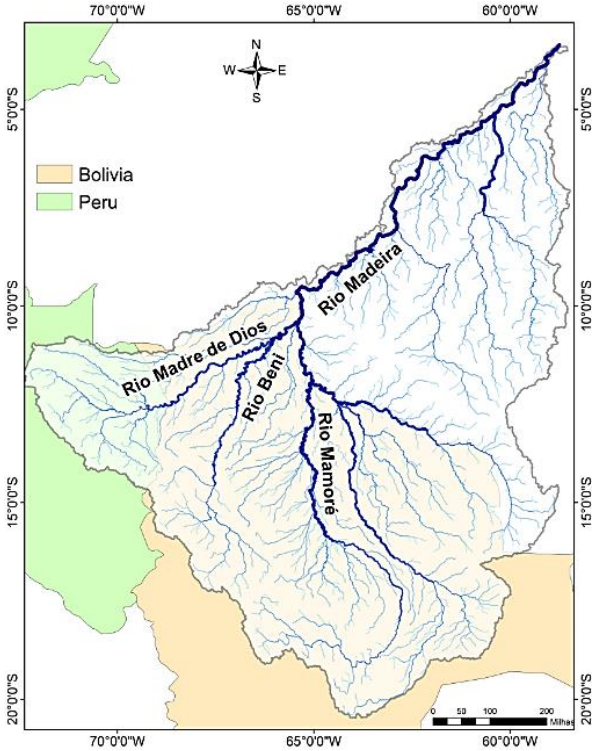
Fonte: Elaborado pela autora.

A aplicação foi realizada na bacia do rio Madeira (Figura 1), para a qual o modelo MGB-IPH e seu módulo de sedimentos encontram-se ajustados na parte hidrológica,

hidráulica e de sedimentos por Buarque (2015), embora com dados de chuva diária do satélite TRMM produto 3B42, os quais podem ser substituídos por fontes alternativas. Maiores detalhes dos procedimentos para aplicação do modelo podem ser obtidos em Buarque (2015).

A bacia do rio Madeira possui uma área de drenagem de, aproximadamente, $1{,}4 \times 10^6$ km², da qual 51% pertence à Bolívia, 7 % ao Peru e 42% ao Brasil. O rio Madeira recebe este nome após a confluência dos rios Beni e Mamoré, sendo responsável por quase 35% (~240×10^6 t/ano) de toda a carga de sedimentos transportada pelo rio Amazonas ao Oceano, sendo que a maior parte dos sedimentos é proveniente da região Andina presente na bacia (GUYOT, 1993). Os principais tributários andinos do rio Madeira são os rios Beni, Madre de Dios e Mamoré, conforme apresentado na Figura 2. Já os rios Madeira e Solimões, os quais drenam a porção Sul e Norte das cordilheiras, respectivamente, são os dois principais tributários da bacia Amazônica em termos de descarga de sedimentos (GUYOT *et al*., 1989; MARTINEZ *et al*., 2009).

Figura 2: Principais tributários andinos do rio Madeira.



Fonte: Elaborado pela autora.

4.2 DADOS DE ENTRADA DO MODELO

4.2.1 Parâmetros Fisiográficos

Para o módulo de sedimentos, especificamente para a equação da MUSLE, Equação 28, foram considerados valores dos parâmetros dentro de faixas encontradas na literatura. O parâmetro de erodibilidade (K) da MUSLE foi calculado pelo modelo (Equação 4) com base nas informações dos percentuais de silte (SIL), argila (ARG), areia (ARE) e carbono orgânico (orgC) de cada tipo de solo. Os valores médios desses percentuais para cada tipo de solo das URHs foram obtidos conforme apresentado por Buarque (2015), a partir das informações disponíveis no mapa de solo da Food and Agrculture Organization of the United Nations – FAO (FAO, 2003), apresentados na

Tabela 1. Os valores dos parâmetros de cobertura e manejo do solo (C) foram definidos exclusivamente com base em valores apresentados na literatura (ex: BRITO *et al*., 1998; TOMAZONI *et al*. 2005; FARINASSO *et al*., 2006; JULIEN, 2010). O parâmetro topográfico LS depende apenas da topografia da bacia a partir de um Modelo Digital de Elevação (MDE). Já para os demais parâmetros, como o relacionados à práticas conservacionistas (P), foram adotados valores iguais a 1 para todas as URH devido à falta de informações detalhadas, conforme utilizado por Buarque (2015) e definido por Molnar e Julien (1998); Van Remortel *et al*. (2001) e Beskow *et al*. (2009).

$$\mathrm{SED} = 11{,}8 \cdot (\mathrm{Qsup} \cdot \mathrm{qpico} \cdot \mathrm{A})0{,}56 \cdot \mathrm{K} \cdot \mathrm{C} \cdot \mathrm{P} \cdot \mathrm{LS} \cdot \mathrm{FG} \qquad 28$$

onde *SED* [t] corresponde a carga de sedimentos resultante da erosão do solo, *Qsup* [$mm.ha^{-1}$] é o volume de escoamento superficial, *qpico* [$m^3.s^{-1}$] é a taxa de pico do escoamento superficial, *A* [ha] é a área superficial, *K* [$0{,}013.t.m^2.h.(m^3.t.cm)^{-1}$] é o fator erodibilidade do solo, *C* [-] é o fator de cobertura e manejo do solo, *P* [-] é o fator de

práticas conservacionistas, *LS* [-] é o fator topográfico e *FG* [-] é um fator que considera a existência de fragmentos grosseiros ou rochas.

Tabela 1: Parâmetros adotados para estimativa da erosão do solo utilizando a MUSLE.

URH	Descrição	Solo	K				FG	C	P
			SIL %	ARG %	ARE %	orgC %			
1	Floresta inundável	Fluvissolo	22,20	22,0	55,80	1,32	1,0	0,020	1,0
2	Floresta em solo de várzea	Gleissolo	23,70	43,4	32,90	2,02	1,0	0,020	1,0
3	Floresta em Argissolo	Argissolo	17,20	29,5	53,30	1,74	1,0	0,020	1,0
4	Floresta em Latossolo	Latossolo	16,30	48,0	35,70	1,93	1,0	0,020	1,0
5	Floresta em Cambissolo	Cambissolo	17,00	22,5	60,50	1,17	1,0	0,025	1,0
6	Vegetação de baixo porte em solo raso	Cambissolo e Litossolo	15,55	18,9	65,55	0,87	1,0	0,200	1,0
7	Vegetação de baixo porte em Latossolo	Latossolo	16,30	48,0	35,70	1,93	1,0	0,050	1,0
8	Vegetação de baixo porte em Argissolo	Argissolos	17,20	29,5	53,30	1,74	1,0	0,050	1,0
9	Agricultura em Latossolo	Latossolo	16,30	48,0	35,70	1,93	1,0	0,60	1,0
10	Agricultura em Argissolo	Argissolo	17,20	29,5	53,30	1,74	1,0	0,160	1,0
11	Vegetação de baixo porte em solo de Várzea	Gleissolo	23,70	43,4	32,90	2,02	1,0	0,080	1,0
12	Água	-	0	0	0	0	0	0	0

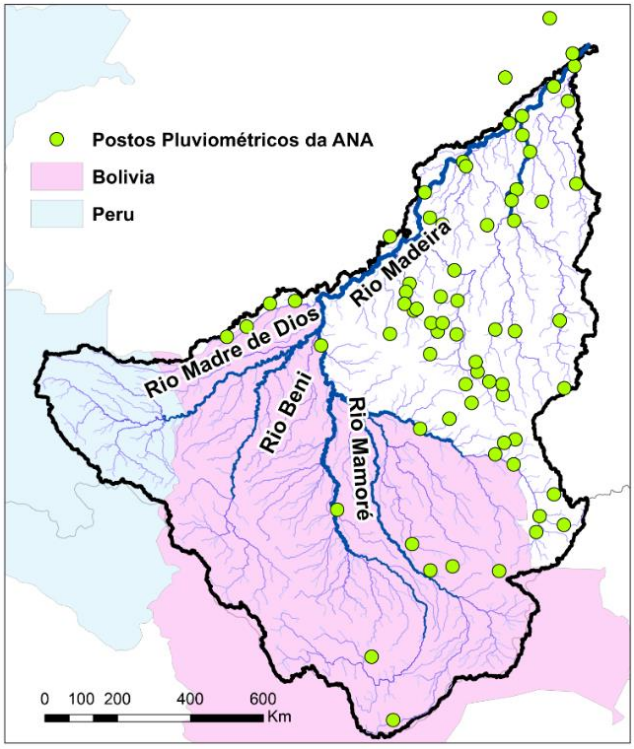
K = fator de erodibilidade do solo; FG = fator de fragmentos grosseiros; C = fator de cobertura e manejo do solo; P = fator de práticas conservacionistas; SIL, ARG, ARE e orgC = percentuais de silte, argila, areia e carbono orgânico, respectivamente, na camada superior do solo. Fonte: Buarque, 2015.

4.2.2 FONTES ALTERNATIVAS DE PRECIPITAÇÃO

Fontes de dados foram definidas após avaliação da confiabilidade dos dados a partir de estudos publicados em trabalhos de mestrado, doutorado e artigos em periódicos (ex: PAIVA *et al*., 2011a; CLARKE *et al*., 2011; BUARQUE *et al*., 2011c, CLARKE; BUARQUE, 2013). Portanto, foram utilizados dados de chuva de estações pluviométricas da base de dados da Agência Nacional das Águas (ANA), disponíveis no Sistema de Informações Hidrológicas (HidroWeb – http://hidroweb.ana.gov.br) entre os anos de 1998 (início dos dados de chuva do TRMM 3B42) e 2005 (final do

período com dados consistidos de vazão utilizados). Com o intuito de garantir maior representatividade dos dados sob a bacia do rio Madeira, foram consideradas as estações pluviométricas localizadas na bacia Amazônica e na bacia do Tocantins, onde foram encontradas inicialmente 1843 estações; contudo, para o intervalo de 1998 à 2005 foram selecionadas apenas aquelas contendo 80% dos meses sem falhas, tendo sido considerado um mês sem falhas aquele contendo, no máximo, 5 dias sem informação, alcançando um total de 513 estações, equivalente à 28% das estações disponíveis, desta, apenas 70 estão localizadas na bacia do rio Madeira (Figura 3).

Figura 3: Estações pluviométricas da ANA localizadas na bacia hidrográfica do rio Madeira.

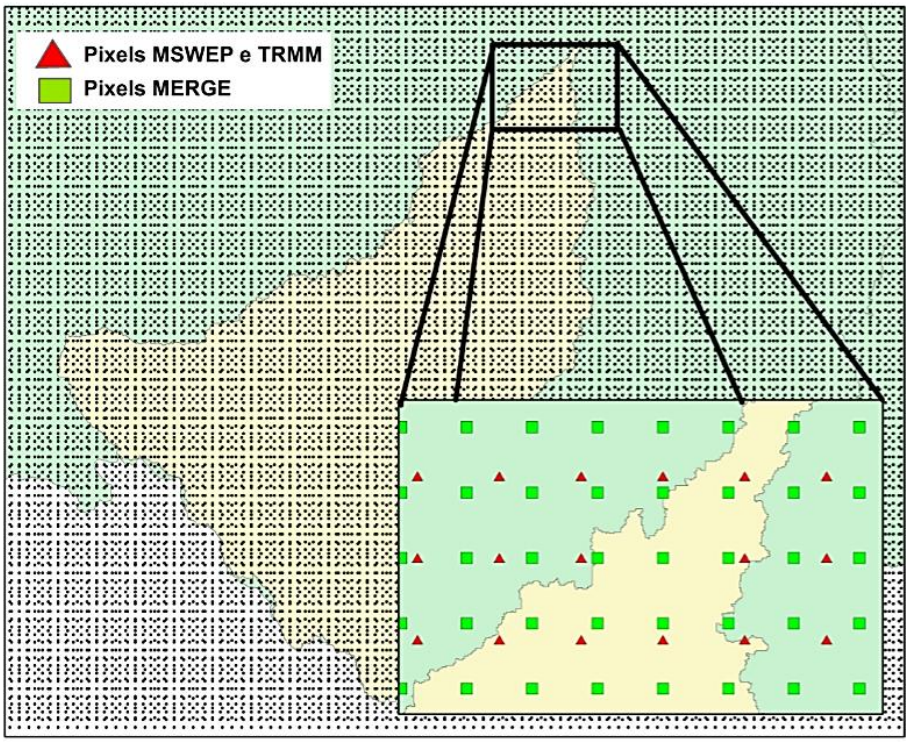


Fonte: Elaborado pela autora.

Considerando o bom desempenho dos satélites como fontes de dados de precipitação, utilizou-se a base de dados do TRMM 3B42, disponíveis no site North-American Aerospatial Agency (NASA - http://trmm.gsfc.nasa.gov/), no mesmo período dos dados pluviométricos (1998 à 2005), devido à sua alta resolução espacial e temporal. Também foram utilizadas as bases de dados do MERGE (ROZANTE *et al*., 2010) e MSWEP (BECK et al., 2016), que consistem na combinação de dados de satélite com pluviômetros, para o mesmo período de 7 anos, correspondente ao

período entre 1998 e 2005. A disposição espacial dos centroides dos pixels de cada um dos satélites utilizadas sob a bacia do rio Madeira está apresentada na Figura 4.

Figura 4: Disposição espacial dos centroides dos pixels dos satélites MSWEO, TRMM e MERGE.



Fonte: Elaborado pela autora.

Os dados de cada fonte selecionada foram comparados entre si, a fim de avaliar quais registros diários de precipitação mais se aproximam aos registrados pelos pluviômetros monitorados pela ANA, como forma de embasar e justificar os dados obtidos após a simulação. Além disso, foram observados seu comportamento espacial a partir do total anual acumulado médio.

4.3 MODELAGEM E CALIBRAÇÃO

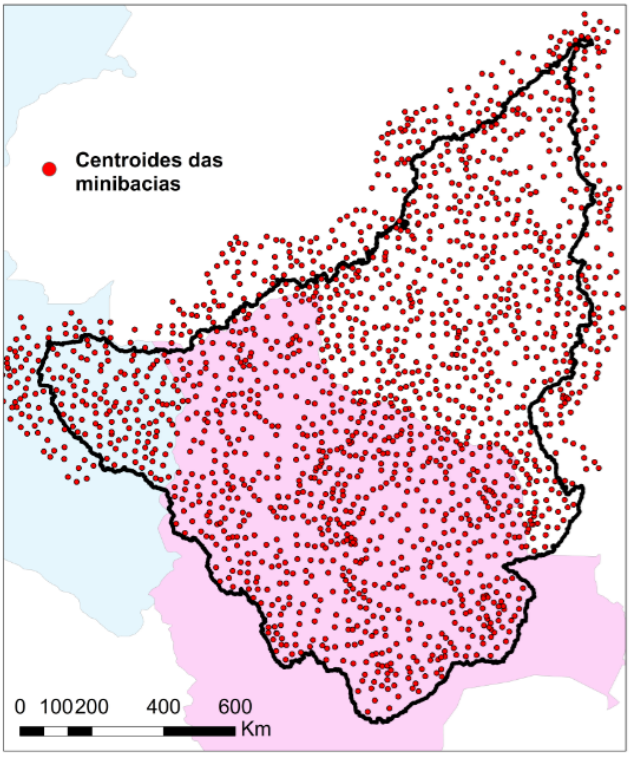
Os dados de chuva diários de cada fonte selecionada foram avaliados quanto ao seu comportamento espacial e temporal, a partir do total anual acumulado médio. Para que a comparação dos dados das diferentes fontes fosse factível, os mesmos foram interpolados para os centroides das minibacias da região de estudo através do programa INTERPLU. Essa etapa resultou na elaboração de 4 mapas pluviométricos, sendo um para cada fonte de dados de chuva, com o total anual acumulado médio

para cada minibacia, permitindo, desta forma, uma visualização espacial dos dados de chuva do TRMM, Postos, MSWEP e MERGE.

Para simular a bacia do rio Madeira para cada fonte de dados selecionada, avaliando a dinâmica hidrológica e dos sedimentos resultantes, foi necessário integrar os dados diários de precipitação de cada fonte ao modelo hidrológico MGB-IPH através da interpolação dos valores para cada unidade de discretização da bacia (Figura 5), chamadas de minibacias, em que cada minibacia possui apenas um trecho de rio no seu interior com sua respectiva bacia de contribuição. Neste estudo a interpolação foi realizada pelo método do inverso da distância ao quadrado, através do programa INTERPLU (COLLISCHONN, 2001).

A saída do programa INTERPLU é um arquivo em formato binário contendo a sequência de planos de informação com a precipitação diária em cada minibacia. Com essa metodologia de preparação de dados, é possível otimizar o tempo de processamento durante a execução do modelo hidrológico, pois este analisa apenas os dados já interpolados para cada minibacia (COLLISCHONN, 2006).

Figura 5: Centroides das minibacias localizadas na bacia do rio Madeira e nas suas proximidades.



Fonte: Elaborado pela autora.

Para cada fonte de dados de precipitação, os resultados da simulação foram avaliados em termos qualitativo da representação espacial e temporal da geração de

sedimentos na bacia e em termos quantitativos de comparação das concentrações e descargas de sedimentos em suspensão nos rios com os dados *in situ* já utilizados por Buarque (2015), disponibilizados pela Agência Nacional das Águas (ANA) e pelo Programa ORE-HYBAM do IRD (*Institut de Recherche pour le Développement*) (http://www.ore-hybam.org).

Os dados de concentração de sedimentos em suspensão disponibilizados pela ANA são referentes à estações de medição dentro do território brasileiro. As amostragens são obtidas a cada ano, mas esporadicamente, com média de 4 medições anuais (FILIZOLA; GUYOT, 2009). Na bacia do rio Madeira foram encontradas 19 estações da ANA, das quais apenas 13 possuem informações entre 1998 e 2005 (Figura 6). Devido à baixa frequência de medições, as séries disponíveis não foram utilizadas; no entanto estudos realizados utilizando dados dessas estações (ex: FILIZOLA; GUUYOT, 2009) estimaram os valores médios anuais, os quais foram utilizados no presente trabalho para comparação com a carga média anual de sedimentos em suspensão estimada pelo modelo.

Em relação ao fluxo anual de sedimentos em suspensão (*QS* [t.ano^{-1}]), foi realizada uma comparação da carga anual simulada com estimativas obtidas por Filizola e Guyot (2009) os quais selecionaram 11 estações localizadas na bacia do rio Madeira, todas provenientes da ANA, no período entre 1996 a 2002, utilizando 3 métodos diferentes (QS1, QS2, QS3), descritos como:

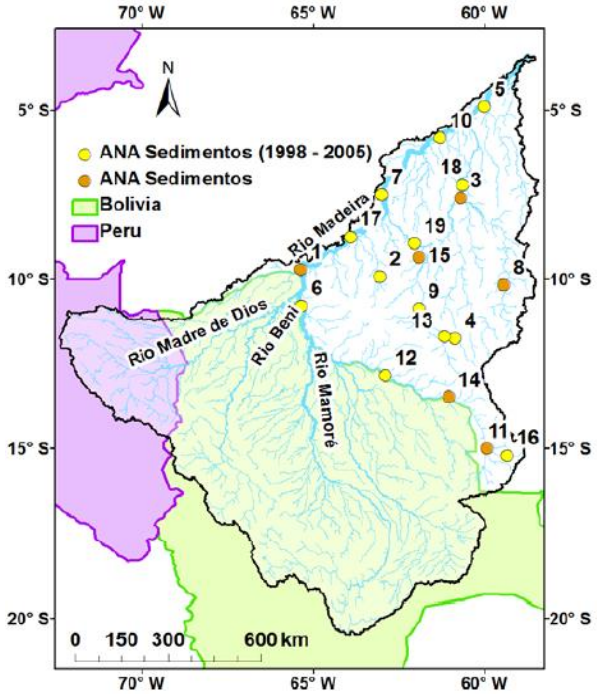
$$QS1 = c.Q.CSS \quad (29)$$

$$QS2 = f(Q) \quad (30)$$

$$QS3 = f(Q.\frac{dH}{dT_5}) \quad (31)$$

sendo Q a vazão líquida média mensal; CSS é a concentração média mensal de sedimentos em suspensão; c=0,0864 um fator de conversão de unidades para obter o resultado em t/dia; e dH/dT_5 um fator utilizado para considerar a influência da variação do gradiente da linha d'água com o tempo.

Figura 6: Localização da estações com dados de concentração de sedimentos, disponibilizados pela ANA.



Fonte: Buarque, 2011.

A carga média anual de sedimentos em suspensão simulada também foi avaliada para cada trecho de rio, destacando os principais contribuintes do rio Madeira. Para uma visualização dos locais que mais contribuem com a carga de sedimentos em suspensão na bacia, a carga média anual de cada trecho de rio foi dividida pela área de contribuição acumulada do trecho, gerando assim um mapa espacial da carga média específica de sedimentos em suspensão para cada fonte selecionada.

Foram selecionadas 6 estações fluviométricas localizadas ao longo da bacia do rio Madeira, a fim de analisar as estatísticas de desempenho da calibração do modelo (ENS, ENSlog e ΔV) para as 4 fontes analisadas. A primeira estação é a de Rurrenabaque (RUR), seguida pela estação de Abunã (ABU), Porto Velho (PV), Humaitá (HUM), Manicoré (MAN) e Fazenda Vista Alegre (FVA). Destas, apenas a Rurrenabaque e Fazenda Vista Alegre não foram utilizadas para calibração dos parâmetros do modelo hidrológico MGB-IPH.

O programa ORE/HYBAM fornece dados de sedimentos em suspensão na superfície coletados a cada 10 dias. Porém, apesar da maior frequência de medições em relação às medições realizadas pela ANA, a densidade espacial destes dados é pequena. Na bacia do rio Madeira estão disponíveis 8 estações das quais apenas 3 possuem dados

no período de 1998 a 2005, que são as estações de Rurrenabaque, Porto Velho e Fazenda Vista Alegre, utilizadas neste estudo para uma comparação com os valores simulados.

Os resultados das simulações relativos às concentrações e descargas de sedimentos em suspensão foram observados a partir de seus valores diários e médias mensais, esses valores foram comparados entre eles e com os resultados do programa ORE/HYBAM, avaliando o impactos das diferentes fontes de precipitação.

4.3.1 CALIBRAÇÃO DOS PARÂMETROS DO MODELO

Considerando que o modelo foi calibrado com parâmetros do TRMM, se fez necessário calibrar o modelo hidrológico para cada fonte de dado de precipitação simulada, a fim de apresentar melhores resultados. O modelo MGB-IPH possui uma série de parâmetros que são definidos em diferentes etapas de sua aplicação para cada URH. Alguns dos parâmetros são definidos à priori, os chamados parâmetros fixos, enquanto os parâmetros mais sensíveis do modelo precisam ser calibrados. A calibração dos parâmetros sensíveis foi realizada através do algoritmo de calibração automática existente no modelo MGB, buscando remover a subjetividade do processo. Portanto, os parâmetros hidrológicos do modelo MGB-IPH foram recalibrados.

Os parâmetros sensíveis estão relacionados ao balanço de água no solo, como o armazenamento de água no solo (wm), escoamento sub-superficial (Kint), escoamento subterrâneo (Kbas), tempo de propagação dos escoamentos superficial (CS), subsuperficial (CI) e subterrâneo (CB). A Tabela 2 apresenta os limites mínimo e máximo de cada parâmetro.

O parâmetro wm varia de acordo com o tipo de solo e o tipo de vegetação, além de considerar variáveis, como a porosidade do solo, a profundidade do solo. No modelo hidrológico, este parâmetro é melhor entendido como a capacidade de absorver a água da chuva gerando pouco ou nenhum escoamento superficial (COLLISCHONN, 2001).

Parâmetro b controla a separação de escoamento superficial até a saturação da capacidade de armazenamento do solo. O efeito do valor de b sobre o hidrograma

simulado é especialmente claro nos menores picos de cheia. Um aumento no parâmetro b faz com que um maior volume de água escoe superficialmente, e menos água infiltre no solo. Em termos de resultados do modelo, o aumento no parâmetro b deixa o hidrograma mais “nervoso” (mesmo os menores eventos de chuva resultam em pequenas cheias). Além disso, menos água infiltra, e como o solo permanece mais seco, a evapotranspiração é reduzida, levando ao aumento da vazão total da bacia.

O parâmetro Kint (drenagem intermediária) controla a quantidade de água da camada de solo que é escoada subsuperficialmente. Este parâmetro deve ser calibrado, embora uma estimativa inicial possa ser obtida a partir de medições locais pontuais de condutividade hidráulica ou taxa de infiltração. O valor de condutividade hidráulica saturada é, provavelmente, um limite superior para o parâmetro de drenagem. Já o parâmetro Kbas controla a quantidade de água que deixa o solo e gera escoamento subterrâneo.

Os parâmetros CS e CI são parâmetros adimensionais para calibração do escoamento superficial e sub-superficial, respectivamente. Já o CB é medido em dias e equivale ao retardo do reservatório subterrâneo.

Tabela 2: Limites mínimos e máximos dos parâmetros calibráveis.

Parâmetro	Limite Mínimo (%)	Limite Máximo (%)
wm	0,3	2,0
b	0,1	10,0
Kbas	0,1	100,0
Kint	0,01	10,0
CS	0,1	5,0
CI	0,1	5,0
CB	0,1	5,0

Fonte: MGB-IPH.

A eficiência da calibração dos parâmetros foi avaliada utilizando 3 estatísticas de desempenho do modelo: índice de eficiência de Nash e Sutcliffe entre vazões observadas e simuladas (ENS) (Equação 32) índice de eficiência de Nash e Sutcliffe entre o logaritmo das vazões observadas e simuladas (ENSlog), Equação 33, e o erro no volume total (ΔV) (Equação 34).

O índice de Eficiência de Nash-Sutcliffe (ENS) indica o quanto as predições do modelo são melhores que aquelas de um modelo que prevê simplesmente a média dos dados observados. O ENS pode variar a partir de negativo infinito a 1, sendo 1 o indicativo de um perfeito ajuste (MACHADO, 2002), enquanto valores próximos de zero ou abaixo dele indica um ajuste ruim e que um modelo que prevê simplesmente a média dos valores observados é mais eficiente do que o modelo em uso.

O índice para o logaritmo das vazões (ENSlog) favorece ajustes nas vazões menores e verifica o bom ajuste dos picos máximos de vazão. A faixa de variação e interpretação dos valores do ENSlog é semelhante a do ENS. Por sua vez, cálculo do erro no volume tem o objetivo de comparar os volumes observados com os volumes simulados a fim de avaliar o desvio geral de volume ao longo de todo o período de simulação.

$$ENS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(Qobs - Qs)^2}{\sum_{i=1}^{n}(Qobs - \overline{Qobs})^2} \qquad 32$$

$$ENSlog = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(ln(Qobs) - ln(Qs))^2}{\sum_{i=1}^{n}(ln(Qobs) - \overline{ln(Qobs)})^2} \qquad 33$$

$$\Delta V = \frac{\sum(Qs) - \sum(Qobs)}{\sum(Qobs)} \qquad 34$$

Sendo que, *Qobs* é o evento observado; *Qs* é o evento simulado pelo modelo; $\overline{Qobs}$ representa a média do evento observado no período de simulação; e *n*, o número de eventos.

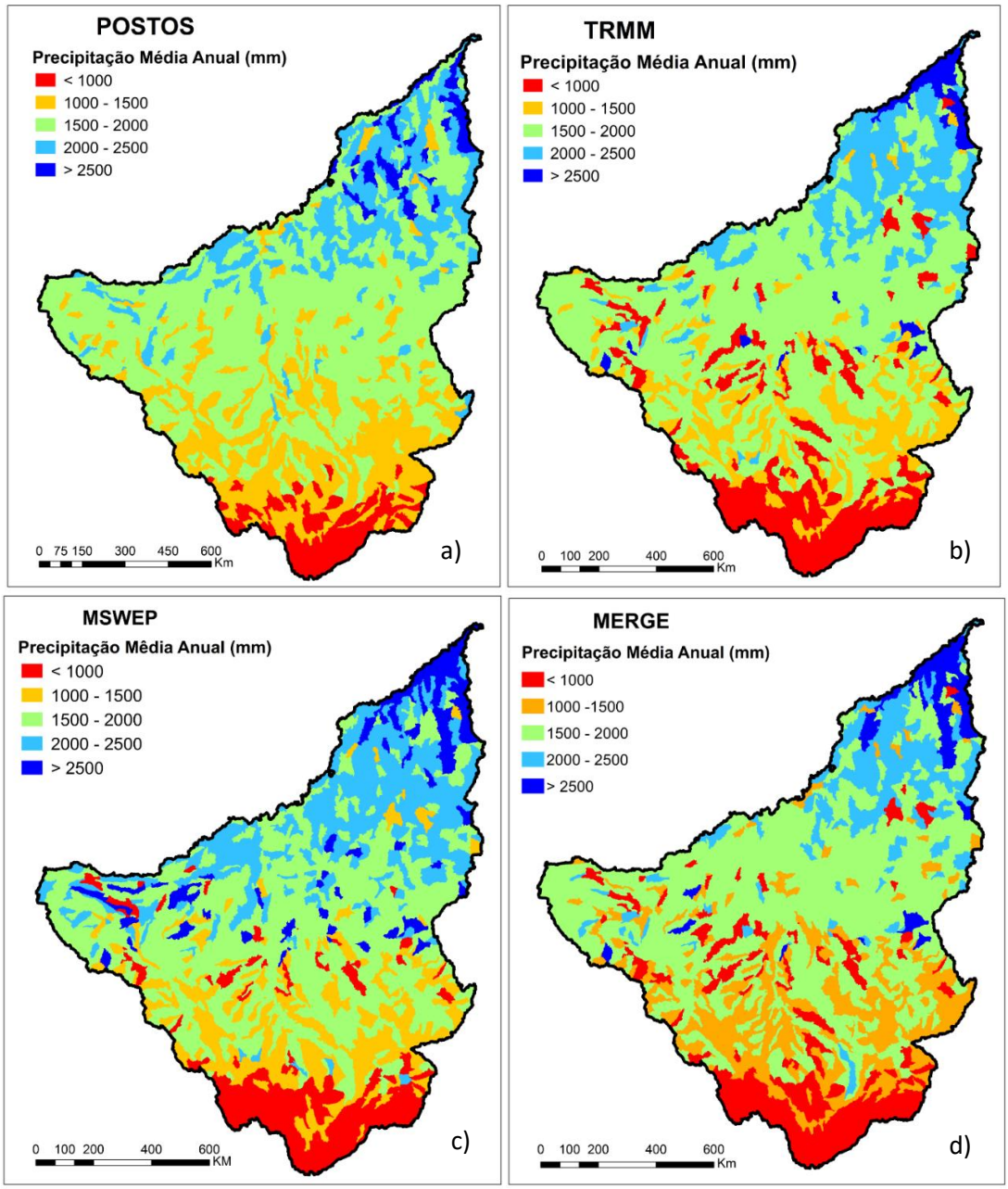
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 AVALIAÇÃO DAS FONTES DE PRECIPITAÇÃO

A fim de representar a distribuição espacial da precipitação em toda a bacia do rio Madeira, além de possibilitar uma comparação factível entre os dados das fontes analisadas, os dados diários de cada fonte foram interpolados para o centroides das minibacias e, a partir desses dados, foram calculados o total anual acumulado médio, cujos resultados estão apresentados na Figura 7. Este procedimento foi realizado visto que as precipitações de cada fonte de dados são, de fato, interpoladas para os centroides de cada minibacia para uso no modelo MGB-IPH, ou seja, a distribuição espacial da precipitação no modelo é dada nas minibacias. Com isso, tem-se uma visão de como se distribui a precipitação acumulada média anual sobre a bacia.

Todas as fontes de dados indicam a ocorrência de uma menor precipitação média anual na porção boliviana da bacia, especialmente na região dos Andes. A distribuição espacial com dados do MSWEP foi a que apresentou maior área da bacia com precipitação elevada, além de ter apresentado o maior registro do volume entre as quatro fontes analisadas (5.557 mm). Os dados do satélite TRMM apresentaram pontos isolados na bacia com volumes de precipitação bem menores, quando comparado às demais fontes, além de ter apresentado o menor total anual acumulado médio, com valor de 304 mm. De maneira geral, de acordo com a Figura 7, as três fontes alternativas que foram avaliadas apresentaram um total anual acumulado médio maior do que os apresentados pelos dados dos Postos na porção brasileira. O inverso tende a ocorrer na região externa ao Brasil, mas isso se deve a falta de postos pluviométricos nesta região, fazendo com que a interpolação considere aos valores mais elevados da porção brasileira influenciando a porção estrangeira.

Figura 7: Precipitação anual acumulada média de longo período para cada fonte analisada: a) Postos; b) TRMM; c) MSWEP; d) MERGE.



Fonte: Elaborado pela autora.

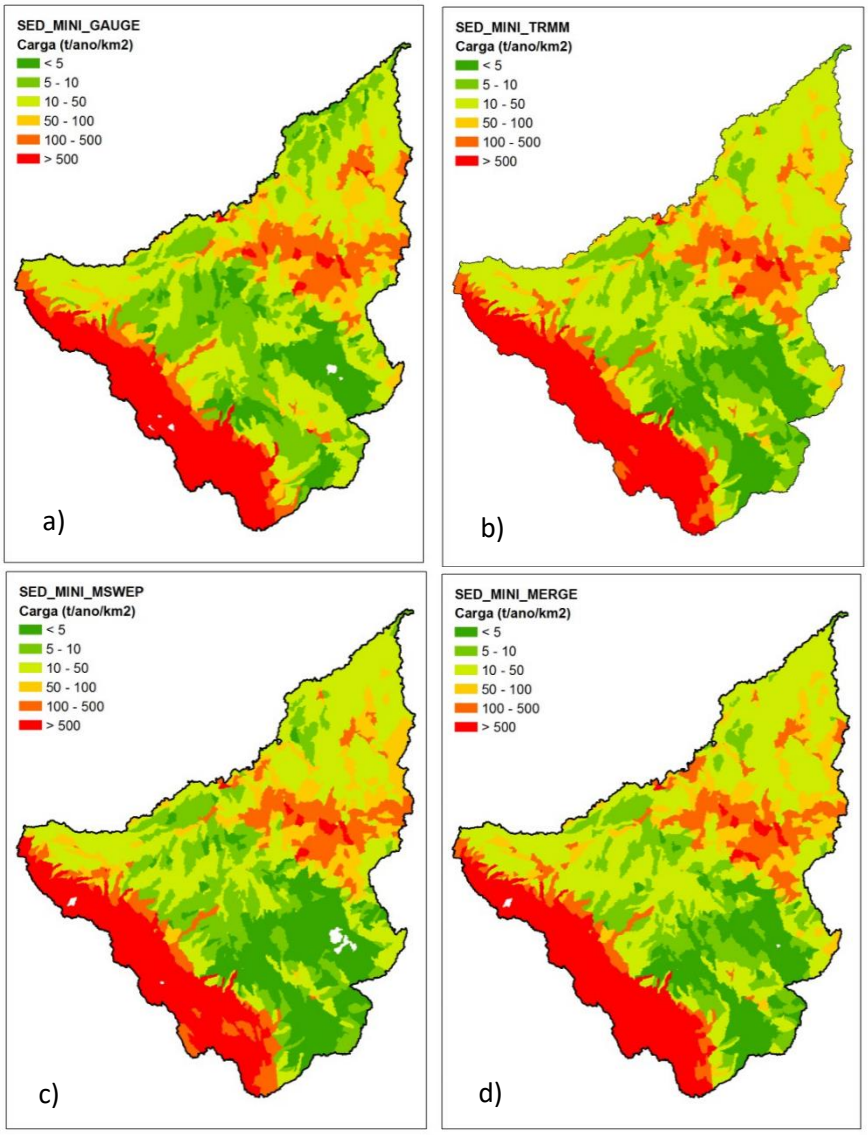
5.2 SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA E DE SEDIMENTOS

5.2.1 Modelo calibrado com dados do TRMM

Inicialmente foi verificada a representação hidrológica da bacia com a aplicação do modelo com os parâmetros calibrados com dados do satélite TRMM, conforme Buarque (2015). Na Figura 8 apresenta-se a distribuição espacial da carga média anual específica de sedimentos (t/ano/km²) gerada em cada minibacia a que chega à

sua rede de drenagem. Observa-se que, com as quatro fontes simuladas, a maior parte da carga de sedimentos que chega aos rios é proveniente das regiões Andinas localizadas na Bolívia e no Peru. Estas regiões são formadas por solos rasos (com alto potencial de geração de escoamento superficial) como os Cambissolos e Litossolos, além disso são cobertas com florestas e vegetação de baixo porte. Nas quatro simulações realizadas, na parte central da bacia ao longo do rio Mamoré (ver Figura 2) até a divisa entre a Bolívia e o Brasil, onde se localizam regiões mais planas, a geração de sedimentos é baixa, apresentando pequena variação entre os resultados com as fontes de dados analisadas.

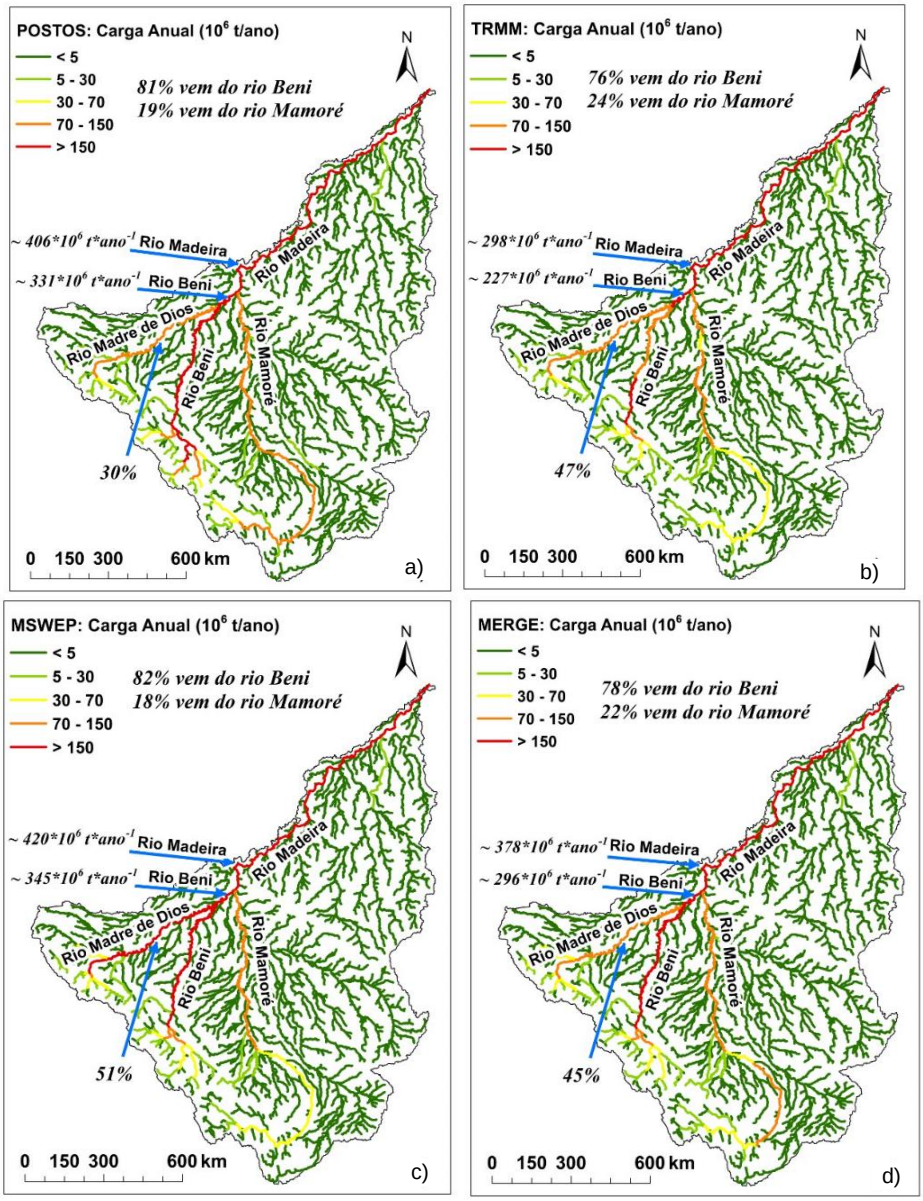
Figura 8: Distribuição espacial da perda de solo média anual (t/ano/km²) para cada fonte analisada: a) POSTOS; b) TRMM; c) MSWEP; d) MERGE.



Fonte: Elaborado pela autora.

As simulações realizadas com as quatro fontes de dados de precipitação apresentaram comportamento distintos quanto à carga média anual de sedimentos em suspensão (silte e argila) na bacia do rio Madeira. Em termos percentuais de contribuição dos principais afluentes, os valores obtidos foram comparados com os fornecidos por Guyot (1993) e Guyot *et al.* (1999), os quais estimaram que cerca de 72% de um total de 230.10^6 t/ano aportados dos Andes ao rio Madeira é proveniente da bacia do rio Beni, enquanto que os demais 28% são provenientes da bacia do rio Mamoré.

Figura 9: Carga anual de sedimentos em suspensão com dados do POSTOS (a), TRMM (b), MSWEP (c) e MERGE (d) nos trechos de rios da bacia do rio Madeira.



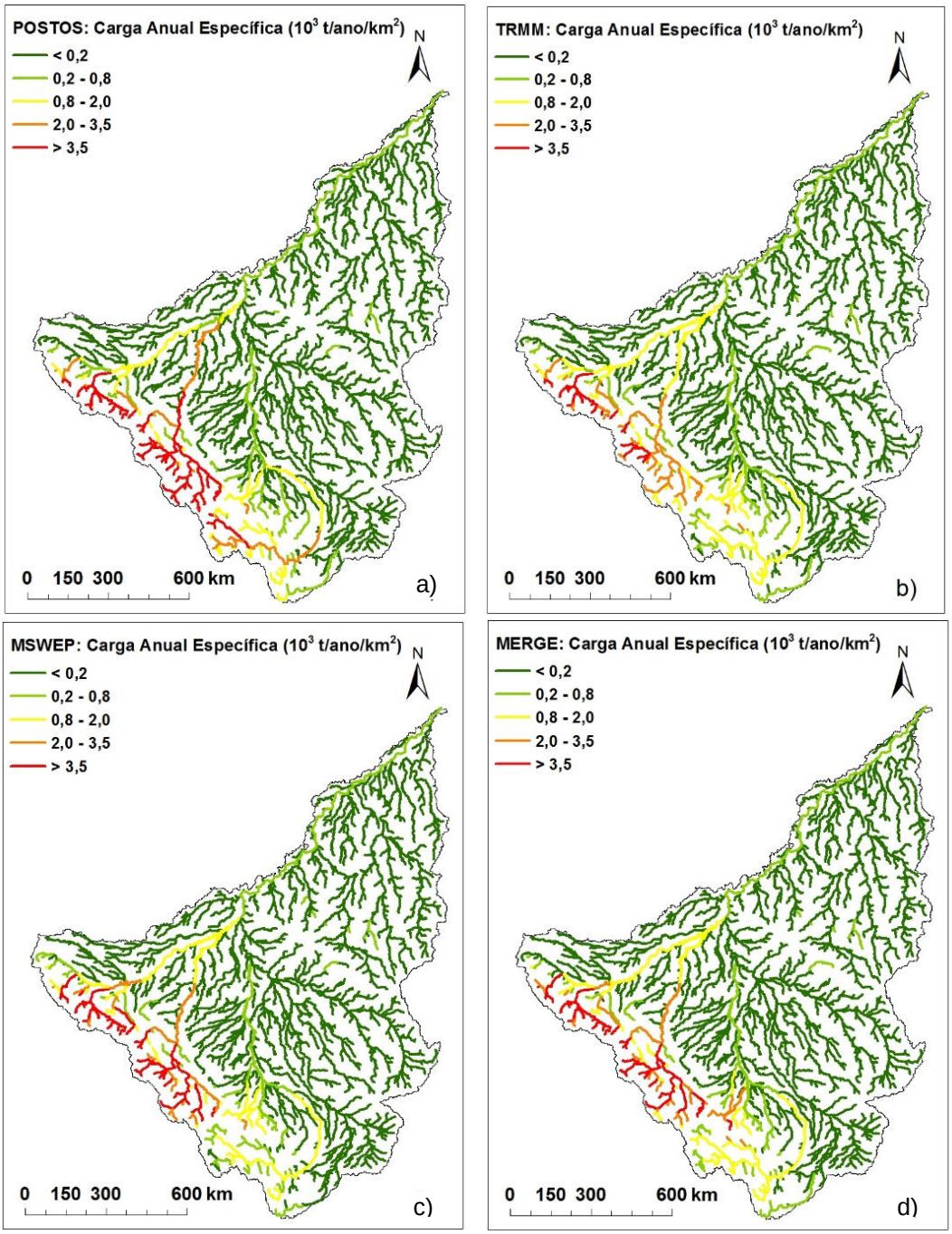
Fonte: Elaborado pela autora.

Conforme apresentado na Figura 9, em termos percentuais, a simulação com dados de chuva do TRMM foi a que apresentou resultados mais próximos dos resultados encontrados por Guyot (1993) e Guyot *et al.* (1999) (76% da bacia do Beni e 24% da bacia do Mamoré) em relação às demais fontes de precipitação, enquanto que o MSWEP apresentou os valores mais discrepantes (82% da bacia do Beni e 18% da bacia do Mamoré), embora ainda próximo. Por outro lado, os resultados obtidos com dados do MSWEP indicaram uma carga média anual para o rio Madeira maior 400.10^6 t/ano, um valor bem superior ao valor obtido com dados observados. Os bons ajustes com as simulações tendo dados de precipitação do TRMM como forçante se devem ao fato dos parâmetros do módulo hidrológico do MGB-IPH terem sido calibrados considerando esta fonte de dado.

Na Figura 10 está apresentada a carga média anual de cada trecho de rio dividida pela área de contribuição acumulada do trecho. Essa carga anual específica de sedimentos em suspensão permite uma visualização das porções que mais contribuem com a carga de sedimentos em suspensão na bacia. Observando-se a Figura 10, verifica-se que os resultados simulados com todas as quatro fontes de precipitação indicaram os trechos localizados na região Andina como os responsáveis pela maior carga média anual de sedimentos em suspensão, mas com valores distintos entre as fontes e sendo mais discrepantes da observação quando utilizada a chuva provenientes dos postos. O resultados com os dados dos postos eram esperados visto que não há dados na região externa ao país, ou seja, em toda a região andina não há uma cobertura por postos pluviométricos.

Como pode ser observado, os resultados de descarga sólida anual de sedimentos apresentaram diferença nos valores para cada fonte analisada. A fim de minimizar as diferenças na simulação, o modelo MGB foi calibrado para cada uma das quatro fontes de dados de precipitação analisadas.

Figura 10: Carga anual específica de sedimentos em suspensão com dados do POSTOS (a), TRMM (b), MSWEP (c) e MERGE (d) nos trechos de rios da bacia do rio Madeira.



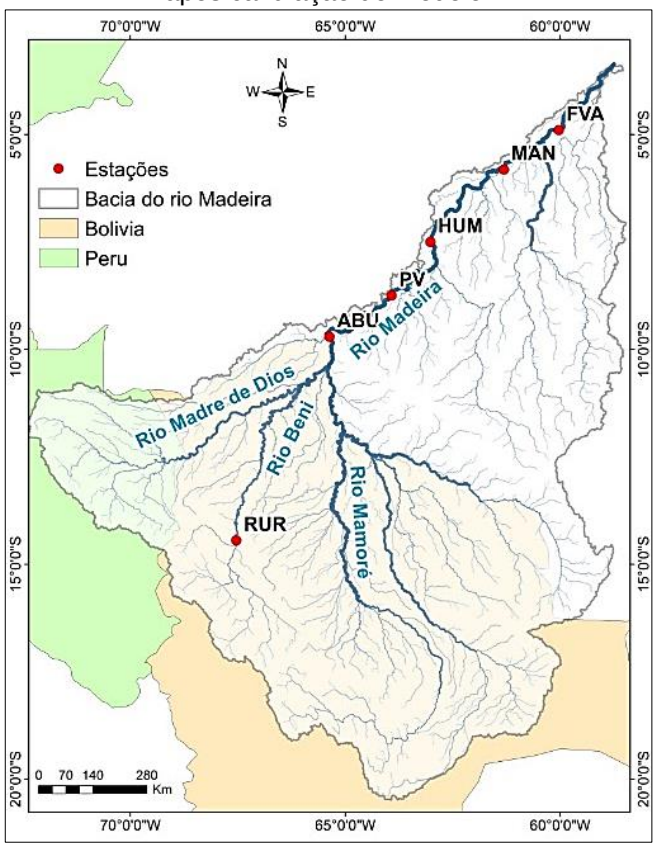
Fonte: Elaborado pela autora.

5.2.2 Modelo calibrado com dados de cada fonte de precipitação utilizada

Para verificar se os resultados gerados pelo modelo com cada fonte de precipitação foram satisfatórios após a calibração, foram selecionadas 6 estações fluviométricas localizadas ao longo da bacia do rio Madeira para realizar uma análise estatística dos

resultados, conforme descrito no item 4.3.1. Na Figura 11 está apresentada a localização de cada estação, sendo a primeira a estação Rurrenabaque (RUR), seguida pela estação de Abunã (ABU), Porto Velho (PV), Humaitá (HUM), Manicoré (MAN) e Fazenda Vista Alegre (FVA). Destas, apenas a Rurrenabaque e Fazenda Vista Alegre não foram utilizadas para calibração dos parâmetros do modelo hidrológico MGB-IPH pois não apresentam dados consistidos de vazão.

Figura 11: Localização das estações, ao longo do rio Madeira, para verificação da simulação antes e após calibração do modelo.



Fonte: Elaborado pela autora.

Nas Tabela 3 a Tabela 5 são apresentadas as estatísticas de desempenho da calibração para as 4 fontes analisadas em cada estação avaliada. Os números em negrito correspondem aos coeficientes que apresentaram resultados piores após a calibração, considerando que, para o coeficiente de ENS e o ENSlog, quanto maior o valor melhor o resultado do modelo, já o erro do volume, quanto menor o valor de ΔV melhor o desempenho do modelo.

Tabela 3: Comparação do coeficiente de ENS entre as simulações antes e depois da calibração do modelo, para cada fonte simulada.

Estação	Simulação sem calibração				**Simulação com calibração**			
	TRMM	**Postos**	**MSWEP**	**MERGE**	**TRMM**	**Postos**	**MSWEP**	**MERGE**
Rurrenabaque	0,24	-3,23	0,40	0,20	0,24	-2,21	0,40	0,36
Abunã	0,89	0,82	0,88	0,88	0,89	0,83	**0,86**	**0,86**
Porto Velho	0,89	0,88	0,87	0,89	0,89	0,88	0,87	**0,87**
Humaitá	0,92	0,91	0,90	0,93	0,92	**0,90**	**0,88**	**0,89**
Manicoré	0,92	0,89	0,91	0,94	0,92	**0,87**	**0,88**	**0,87**
Faz. Vista Alegre	0,91	0,91	0,92	0,91	0,91	0,91	**0,87**	**0,88**

Nota: Em negrito destacam-se os coeficientes que apresentaram resultados piores após a calibração.

Tabela 4: Comparação do coeficiente de ENSlog entre as simulações antes e depois da calibração do modelo, para cada fonte simulada.

Estação	Simulação sem calibração				Simulação com calibração			
	TRMM	**Postos**	**MSWEP**	**MERGE**	**TRMM**	**Postos**	**MSWEP**	**MERGE**
Rurrenabaque	-0,05	-0,38	0,38	0,18	-0,05	**-0,44**	**0,12**	**-0,36**
Abunã	0,87	0,82	0,84	0,85	0,87	0,82	**0,82**	0,90
Porto Velho	0,88	0,88	0,87	0,86	0,88	0,88	**0,86**	0,89
Humaitá	0,71	0,72	0,69	0,70	0,71	**0,71**	**0,67**	0,70
Manicoré	0,91	0,90	0,89	0,90	0,91	**0,86**	**0,87**	0,90
Faz. Vista Alegre	0,88	0,88	0,88	0,86	0,88	0,89	**0,81**	0,87

Nota: Em negrito destacam-se os coeficientes que apresentaram resultados piores após a calibração.

Tabela 5: Comparação do coeficiente de ΔV entre as simulações antes e depois da calibração do modelo, para cada fonte simulada.

Estação	Simulação sem calibração				Simulação com calibração			
	TRMM	**Postos**	**MSWEP**	**MERGE**	**TRMM**	**Postos**	**MSWEP**	**MERGE**
Rurrenabaque	37,03	6,39	25,48	24,63	37,03	**10,90**	**34,59**	**34,65**
Abunã	0,61	4,49	6,08	5,65	0,61	-0,31	4,00	**-7,56**
Porto Velho	1,17	2,67	2,55	7,05	1,17	-1,71	1,24	-3,73
Humaitá	-3,18	-1,95	-1,69	1,48	-3,18	**-6,03**	**-2,76**	**-8,25**
Manicoré	-6,14	-7,28	-5,96	-2,09	-6,14	-10,86	-6,79	-11,06
Faz. Vista Alegre	3,94	5,22	6,04	8,07	3,94	1,50	5,50	-1,12

Nota: Em negrito destacam-se os coeficientes que apresentaram resultados piores após a calibração.

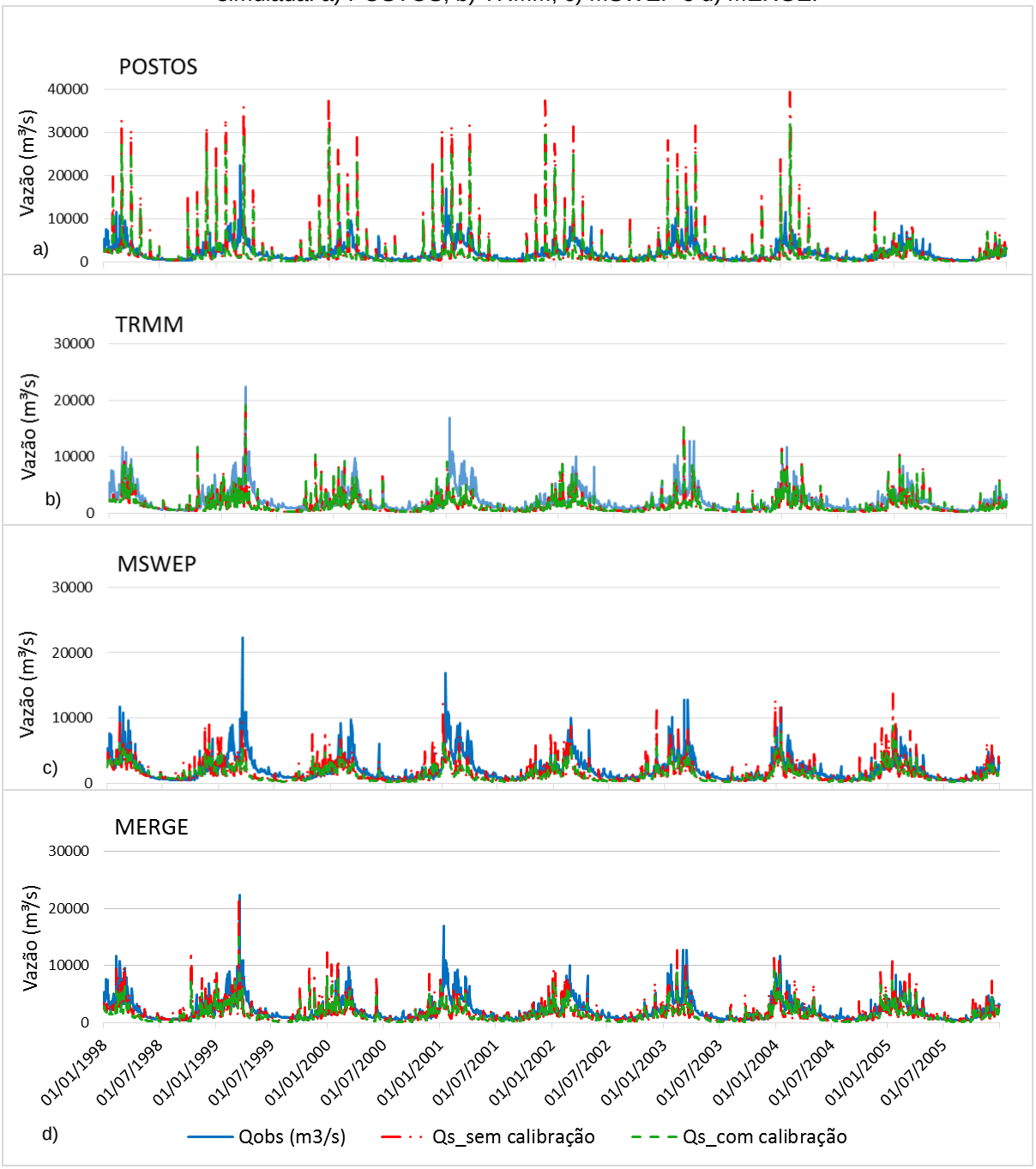
Verificou-se que os coeficientes de ENS obtidos foram satisfatórios, visto que apresentaram valores acima de 0,8, com exceção dos valores resultantes para a estação Rurrenabaque, que apresentou coeficientes abaixo de 0,4. Esse resultado já

era esperado, visto que a estação Rurrenabaque não foi utilizada para calibração dos parâmetros do modelo MGB-IPH, tornando-se propícia a erros na simulação, além disso é a única estação localizada fora do território brasileiro, região em que dados de precipitação de postos pluviométricos são mais escassos. Apesar de satisfatórios, não foi notado grande melhora nos valores dos coeficientes de ENS após a calibração, ocorrendo, inclusive, diminuição desse coeficiente, como nos resultados do MERGE, o qual se destacou dentre as fontes analisadas por ter apresentado o maior número de coeficientes com resultados menores após a calibração do modelo.

Em relação ao ENSlog, os resultados também foram satisfatórios, com valores variando entre 0,67 e 0,91, com exceção da estação Rurrenabaque, porém não houve uma melhora significativa para os coeficientes obtidos depois da calibração. Quanto ao erro do volume, notou-se uma melhora dos valores após a calibração de maneira geral; além disso, assim como ocorreu na comparação dos coeficientes de ENS e ENSlog, a estação Rurrenabaque foi a que apresentou os maiores erros, mesmo depois da calibração.

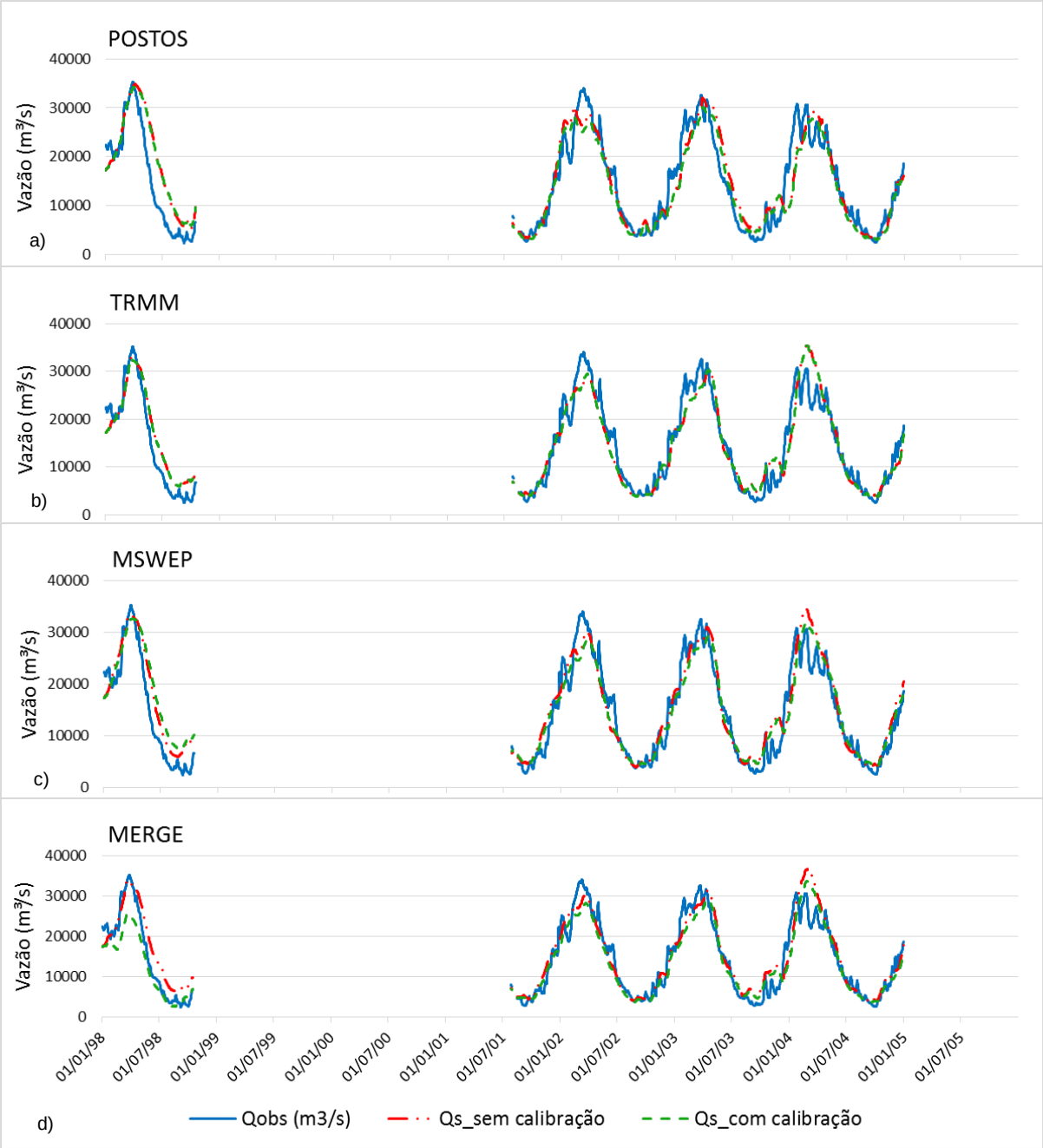
Nas Figura 12 a Figura 17 estão apresentados o hidrograma, em cada estação analisada, das vazões observadas (disponíveis pela ANA) e vazões simuladas, com e sem calibração, no período entre 1998 a 2005 para cada fonte de precipitação. Verifica-se que, apesar da pouca diferença entre as curvas de vazões sem calibração e com calibração, é possível notar que os picos dos gráficos foram amenizadas, na maioria dos casos, após a calibração do modelo MGB-IPH. Observa-se que na estação Rurrenabaque não houve uniformidade entre as curvas de vazão, ao contrário do observado nas demais estações. Essa diferença ocorre pois a estação Rurrenabaque não foi utilizada para calibração dos parâmetros, conforme mencionado anteriormente, além disso esta estação está localizada na parte estrangeira da bacia, região caracterizada pela escassez de dados pluviométricos.

Figura 12: Vazões diárias observadas (linhas azuis) e vazões simuladas pelo modelo, sem calibração (linhas vermelhas) e com calibração (linhas verdes) na estação Rurrenabaque para cada fonte simulada: a) POSTOS, b) TRMM, c) MSWEP e d) MERGE.



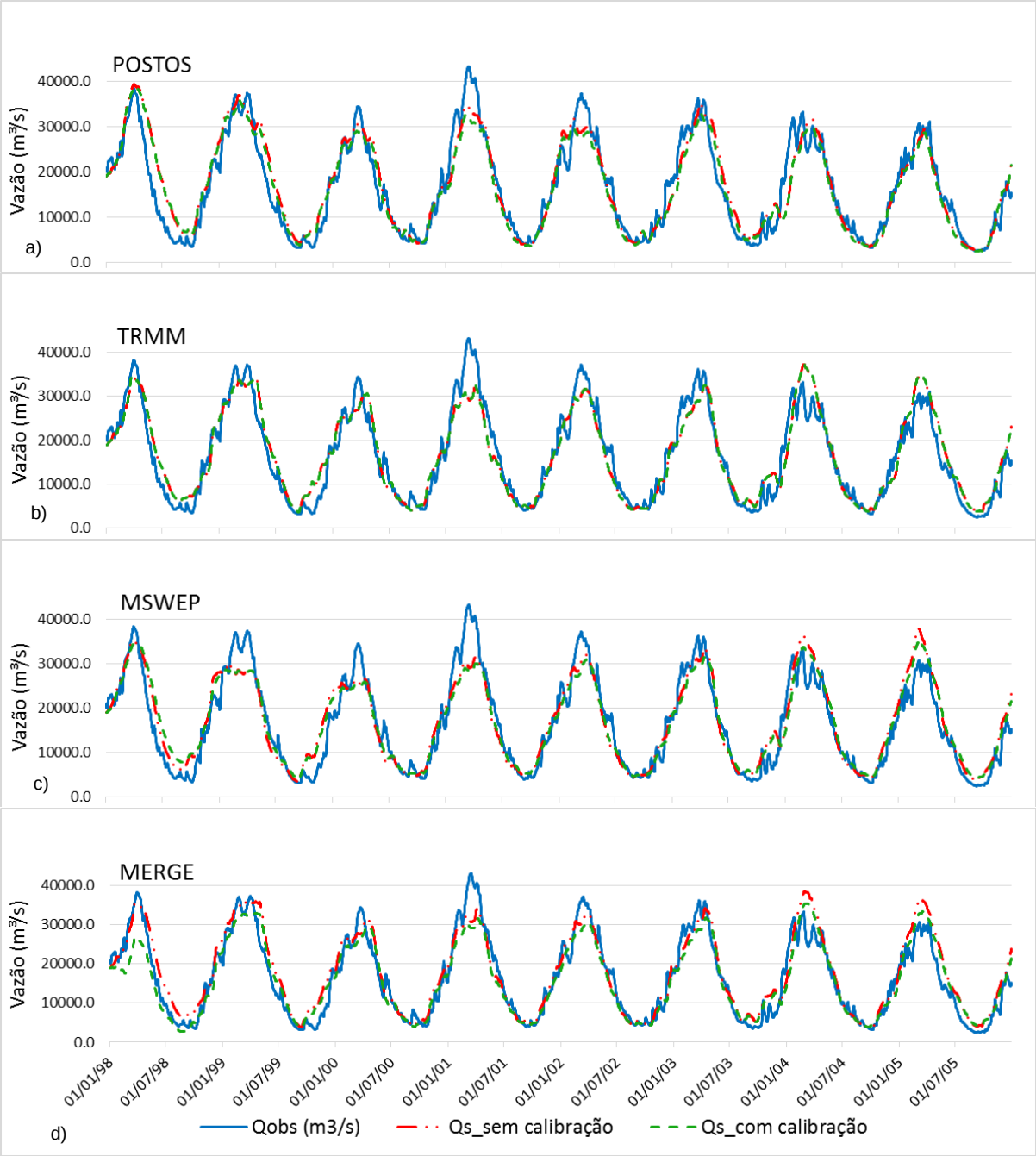
Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 13: Vazões diárias observadas (linhas azuis) e vazões simuladas pelo modelo, sem calibração (linhas vermelhas) e com calibração (linhas verdes) na estação Abunã para cada fonte simulada: a) POSTOS, b) TRMM, c) MSWEP e d) MERGE.



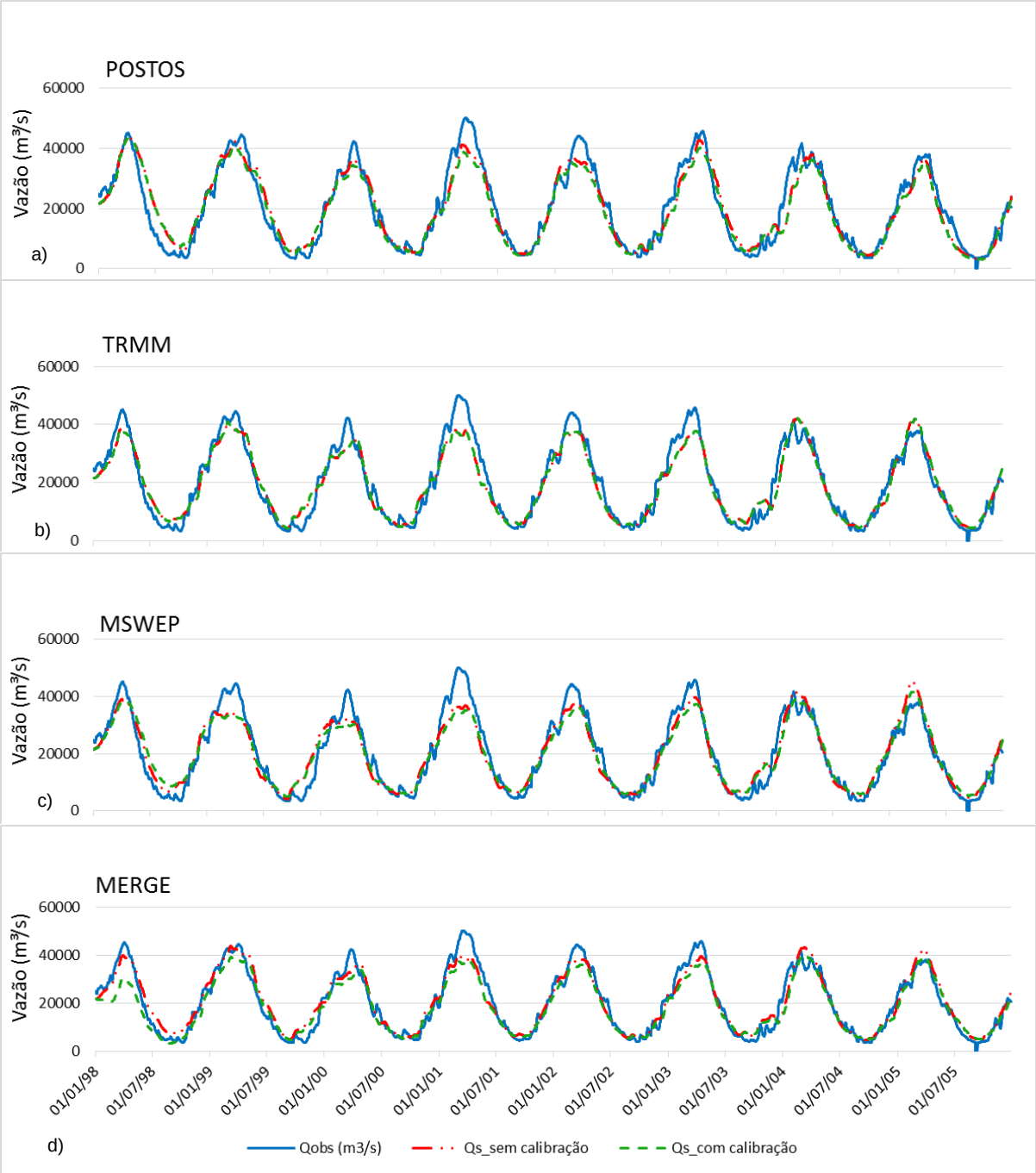
Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 14: Vazões diárias observadas (linhas azuis) e vazões simuladas pelo modelo, sem calibração (linhas vermelhas) e com calibração (linhas verdes) na estação Porto Velho para cada fonte simulada: a) POSTOS, b) TRMM, c) MSWEP e d) MERGE.



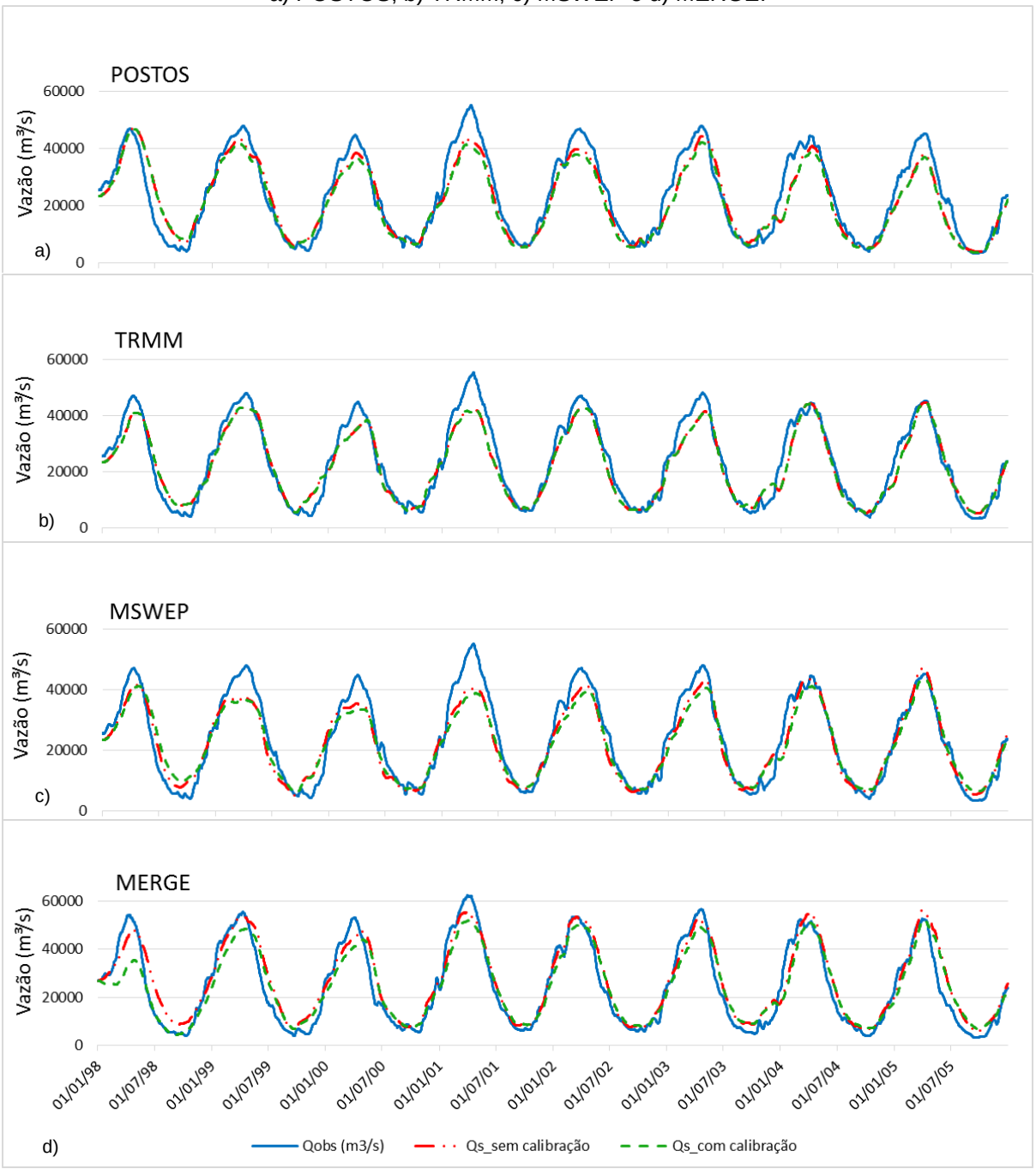
Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 15: Vazões diárias observadas (linhas azuis) e vazões simuladas pelo modelo, sem calibração (linhas vermelhas) e com calibração (linhas verdes) na estação Humaitá para cada fonte simulada: a) POSTOS, b) TRMM, c) MSWEP e d) MERGE.



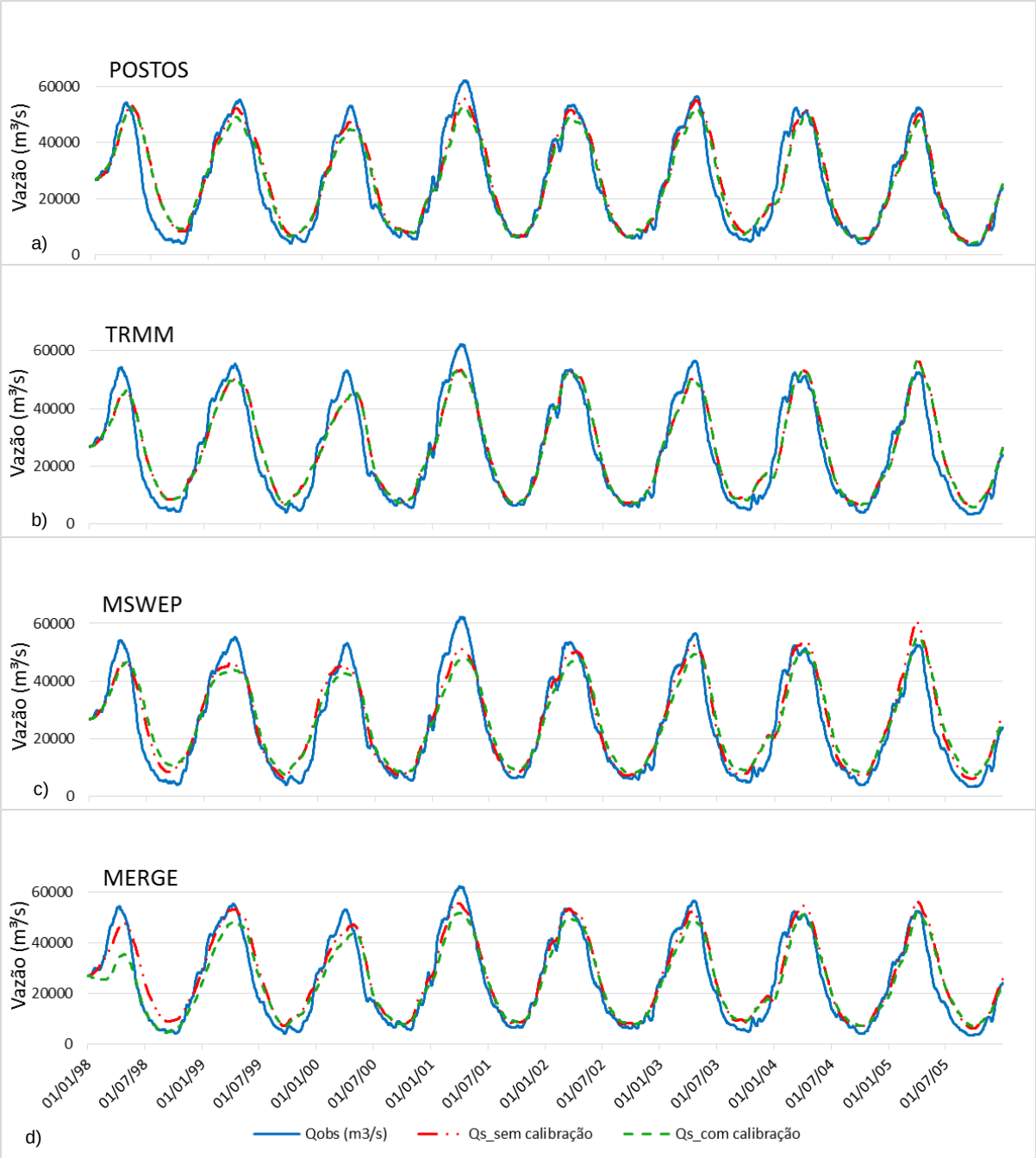
Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 16: Vazões diárias observadas (linhas azuis) e vazões simuladas pelo modelo, sem calibração (linhas vermelhas) e com calibração (linhas verdes) na estação Manicoré para cada fonte simulada: a) POSTOS, b) TRMM, c) MSWEP e d) MERGE.



Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 17: Vazões diárias observadas (linhas azuis) e vazões simuladas pelo modelo, sem calibração (linhas vermelhas) e com calibração (linhas verdes) na estação Fazenda Vista Alegre para cada fonte simulada: a) POSTOS, b) TRMM, c) MSWEP e d) MERGE.

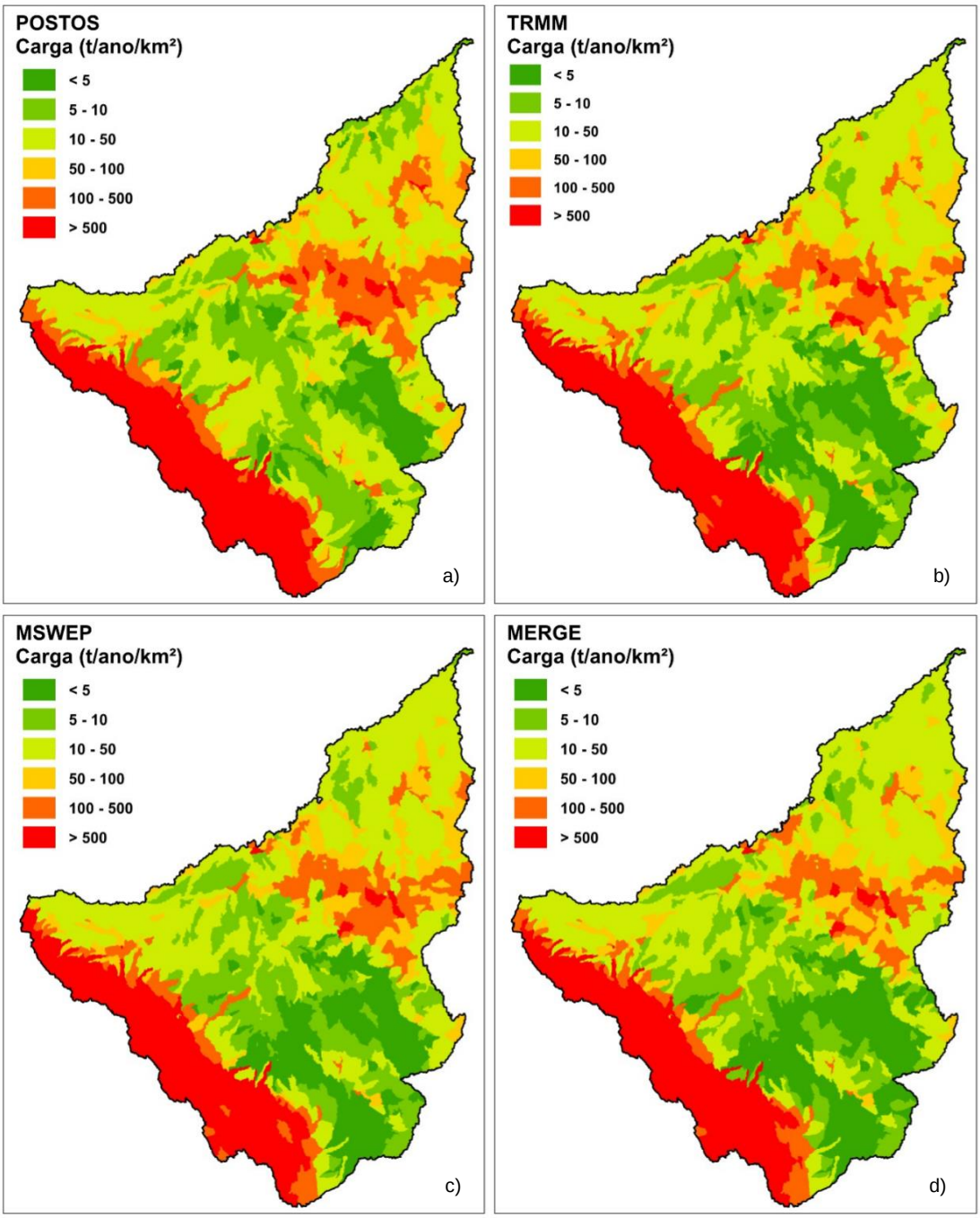


Fonte: Elaborado pela autora.

Após a comparação dos coeficientes, antes e depois da calibração, foi avaliado novamente a distribuição espacial da carga específica média anual (t/ano/km²) de sedimentos gerados em cada minibacia após a calibração, o que está apresentado na Figura 18. Observa-se que na simulação com dados do MSWEP, antes da calibração do modelo, a região central da bacia apresentava uma maior área com carga de sedimentos inferior a 5 t/ano/km² (região verde escura), mas após a calibração a carga de sedimentos aumentou nessa região (diminuindo a área verde escura do mapa), se ajustando mais aos resultados do TRMM. Em contrapartida, o MERGE apresentou uma maior área com cargas de sedimentos inferiores a 5 t/ano/km² na região central da bacia, após a calibração. De maneira geral, a simulação com dados dos Postos apresentou menor área com valores de carga de sedimentos abaixo de 5 t/ano/km², destacando a região próxima à foz do rio Madeira, a qual apresentou resultados mais próximos aos do TRMM.

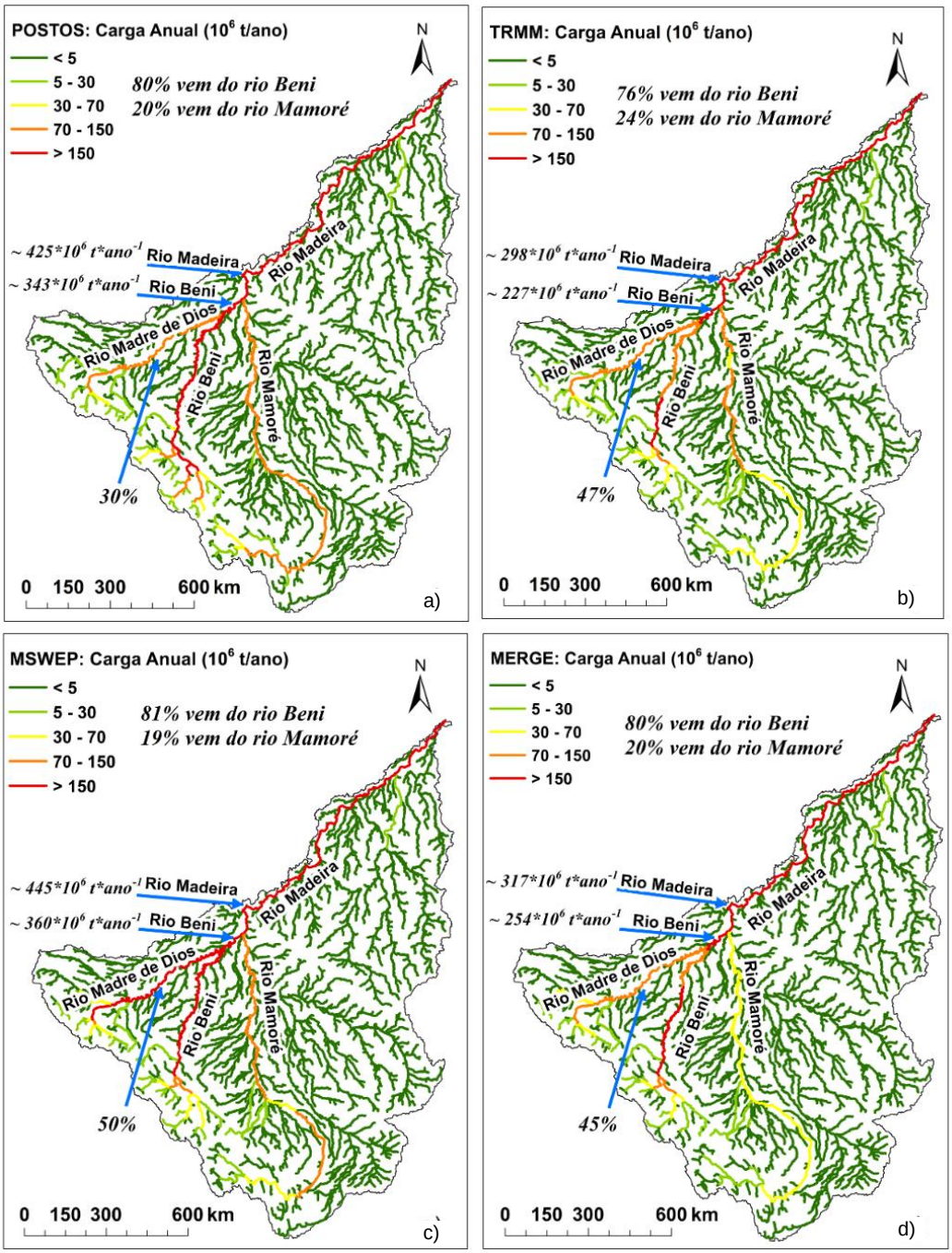
Em relação aos sedimentos em suspensão, os resultados das simulações após a calibração do modelo hidrológico mostraram que apenas a simulação com dados dos Postos apresentou melhora no resultado (Figura 19), com valores mais próximos aos fornecidos por Guyot (1993) e Guyot *et al.* (1999), os quais verificaram um percentual de 72% proveniente da bacia do rio Beni e 28% da bacia do rio Mamoré. A simulação com dados do MSWEP, ainda que tenha apresentado melhores percentuais de contribuição para cada trecho de rio (81% proveniente da bacia do rio Beni e 19% da bacia do rio Mamoré), permaneceu com os valores mais discrepantes em relação aos fornecidos por Guyot (1993) e Guyot *et al.* (1999), assim como a simulação com dados do MERGE. A simulação com dados do TRMM permaneceu com os mesmos resultados, visto que o modelo já estava calibrado para a referida fonte de dados de precipitação.

Figura 18: Distribuição espacial da carga específica média anual (t/ano/km²) para cada fonte analisada após calibração do modelo: a) POSTOS; b) TRMM; c) MSWEP; d) MERGE.



Fonte: Elaborado pela autora.

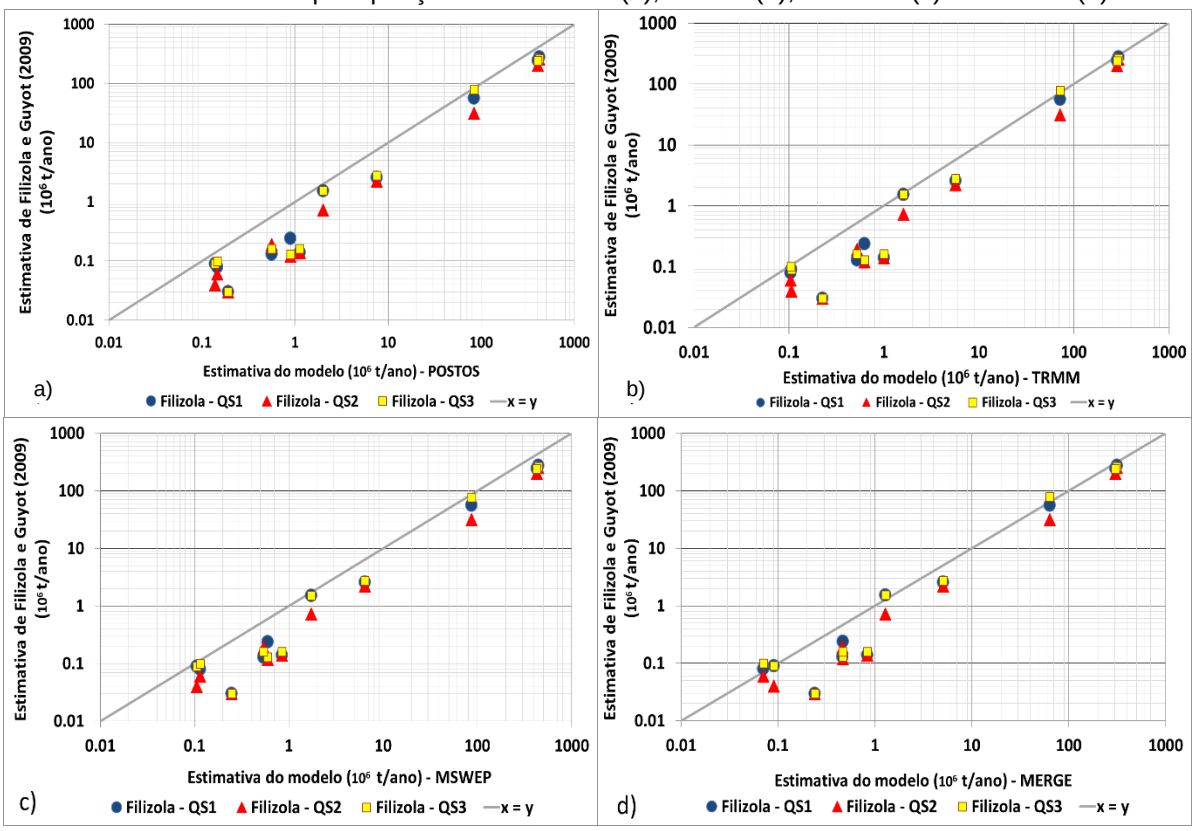
Figura 19: Carga anual de sedimentos em suspensão nos trechos de rio, após calibração do modelo, com dados do TRMM (a), Postos (b), MSWEP (c) e MERGE (d) nos trechos de rios da bacia do rio Madeira.



Fonte: Elaborado pela autora.

A comparação do fluxo anual de sedimentos em suspensão está apresentada na Figura 20, onde observa-se bons resultados do modelo para valores elevados, com as quatro fontes simuladas, enquanto que para valores menores que $10x10^6$ t/ano os valores foram superestimados.

Figura 20: Comparação entre as cargas anuais estimadas por Filizola e Guyot (2009) em 11 estações da bacia do rio Madeira e a carga anual de sedimentos em suspensão estimada pelo modelo para as fontes de dados de precipitação do POSTOS (a), TRMM (b), MSWEP (c) e MERGE (d).



Fonte: Elaborado pela autora.

As concentrações e as cargas de sedimentos em suspensão (CSS) (mg/L), diárias e médias mensais, a partir das quatro fontes de chuva simuladas, foram comparadas com os resultados do programa ORE/HYBAM para cada uma das 3 estações que possuem dados de concentrações de sedimentos na superfície, no período simulado de 1998 a 2005. A estação Rurrenabaque (15275100) é a única localizada fora do país e em um trecho de rio simulado com o modelo Muskingum-Cunge (MC) para propagação das vazões, enquanto as outras duas (Porto Velho e Fazenda Vista Alegre) estão localizadas ao longo do rio Madeira e em trechos de rio simulados pelo modelo hidrodinâmico (HD).

Assim como foi feito com dados de vazão, os resultados de cargas de sedimentos em suspensão simulados também foram avaliados quanto as suas estatísticas, sendo calculado o coeficiente de Nash e Sutcliffe (ENS) e o coeficiente R^2, conforme apresentado nas Tabela 6 a Tabela 9.

Tabela 6: Comparação do coeficiente de ENS diário das cargas de sedimentos em suspensão entre as simulações antes e depois da calibração do modelo, para cada fonte simulada.

Estação	**Simulação sem calibração**				**Simulação com calibração**			
	TRMM	**Postos**	**MSWEP**	**MERGE**	**TRMM**	**Postos**	**MSWEP**	**MERGE**
Rurrenabaque	0,4	-30,2	0,1	0,1	0,4	-22,4	0,4	0,3
Faz. Vista Alegre	0,6	0,2	0,3	0,3	0,6	0,1	0,1	**0,6**
Porto Velho	0,7	0,6	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	**0,7**

Nota: Em negrito destacam-se os coeficientes que apresentaram resultados piores após a calibração.

Tabela 7: Comparação do coeficiente de ENS mensal das cargas de sedimentos em suspensão entre as simulações antes e depois da calibração do modelo, para cada fonte simulada.

Estação	Simulação sem calibração				**Simulação com calibração**			
	TRMM	**Postos**	**MSWEP**	**MERGE**	**TRMM**	**Postos**	**MSWEP**	**MERGE**
Rurrenabaque	0,6	-46,4	0,3	0,3	0,6	-34,7	0,5	0,5
Faz. Vista Alegre	0,7	0,3	0,3	0,4	0,7	0,2	0,1	**0,6**
Porto Velho	0,8	0,7	0,8	0,7	0,8	0,7	0,8	**0,8**

Nota: Em negrito destacam-se os coeficientes que apresentaram resultados piores após a calibração.

Tabela 8: Comparação do coeficiente R^2 diário das cargas de sedimentos em suspensão entre as simulações antes e depois da calibração do modelo, para cada fonte simulada.

Estação	**Simulação sem calibração**				**Simulação com calibração**			
	TRMM	**Postos**	**MSWEP**	**MERGE**	**TRMM**	**Postos**	**MSWEP**	**MERGE**
Rurrenabaque	0,65	0,17	0,62	0,53	0,65	0,18	0,67	0,57
Faz. Vista Alegre	0,86	0,78	0,87	0,85	0,86	0,78	0,87	**0,85**
Porto Velho	0,84	0,80	0,85	0,83	0,84	0,81	0,88	**0,84**

Nota: Em negrito destacam-se os coeficientes que apresentaram resultados piores após a calibração.

Tabela 9: Comparação do coeficiente de R^2 mensal diário das cargas de sedimentos em suspensão entre as simulações antes e depois da calibração do modelo, para cada fonte simulada.

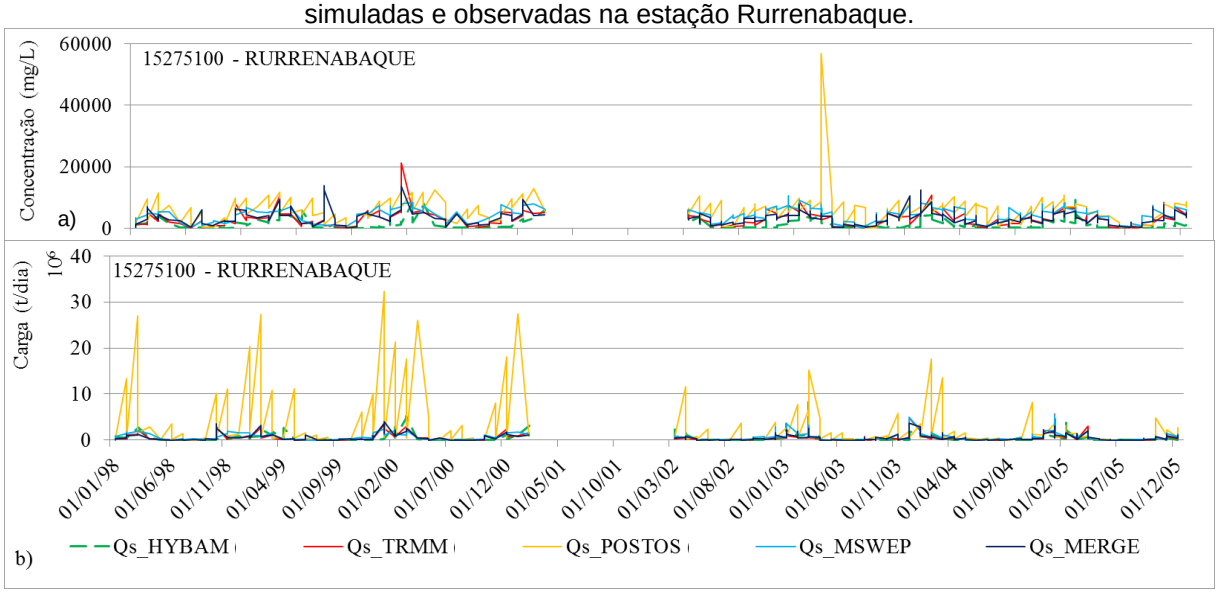
Estação	Simulação sem calibração				**Simulação com calibração**			
	TRMM	**Postos**	**MSWEP**	**MERGE**	**TRMM**	**Postos**	**MSWEP**	**MERGE**
Rurrenabaque	0,79	0,26	0,65	0,65	0,79	0,27	0,69	0,68
Faz. Vista Alegre	0,87	0,82	0,89	0,86	0,87	0,81	0,89	**0,87**
Porto Velho	0,88	0,88	0,89	0,87	0,88	0,88	0,92	**0,88**

Nota: Em negrito destacam-se os coeficientes que apresentaram resultados piores após a calibração.

Ao comparar os resultados obtidos entre as 3 estações analisadas, nota-se que a de Rurrenabaque (Figura 21 e Figura 22) apresentou picos para a simulação com dados dos Postos, com destaque para os resultados de carga de sedimentos em suspensão, diferentemente dos valores obtidos com as demais fontes de chuva, os quais se aproximaram dos valores fornecidos pelo ORE/HYBAM. Esse comportamento ocorre devido a ausência de postos pluviométricos nas suas proximidades, localizada fora do Brasil, o que gera erros de extrapolação da precipitação nesta região quando da interpolação dos dados e também dificulta uma calibração dos parâmetros do modelo. A geração de sedimentos simuladas para a estação Rurrenabaque está prejudicada pela não representatividade da espacialidade e temporalidade da chuva fora do país, o que justifica os picos apresentados nos resultados obtidos com dados dos Postos.

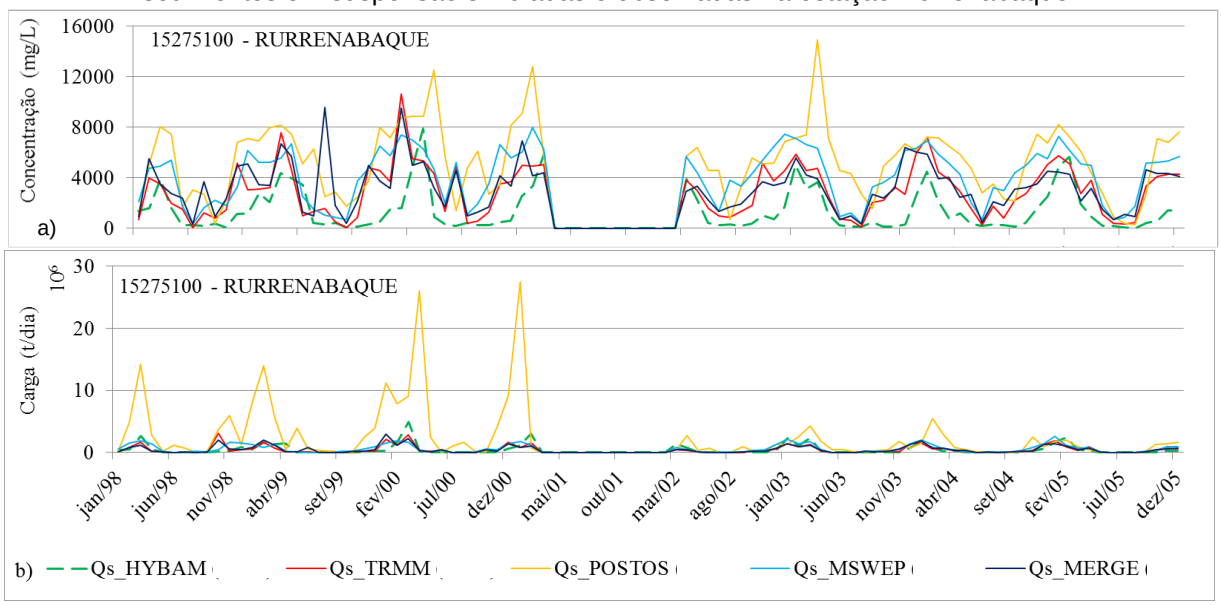
Nas estações Porto Velho (Figura 23 e Figura 24) e Fazenda Vista Alegre (Figura 25 e Figura 26) foi observado que a sazonalidade dos picos das concentrações de sedimentos em suspensão foi bem representada, tanto no intervalo de tempo diário como no mensal, apresentando valores semelhantes aos valores observados e com picos da mesma ordem de magnitude. Vale ressaltar que os resultados do MSWEP apresentaram uma tendência de superestimar os dados, principalmente em eventos extremos de precipitação, destacando-se dos demais resultados obtidos em alguns pontos dos gráficos.

Figura 21: Comparação entre as concentrações (a) e cargas (b) diárias de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Rurrenabaque.



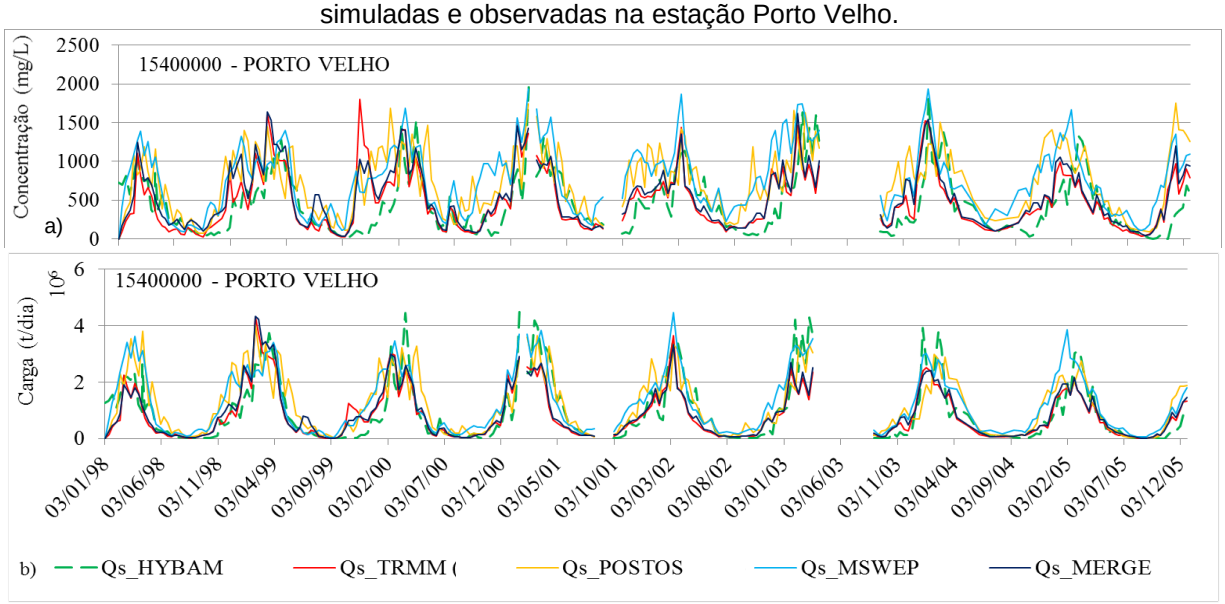
Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 22: Comparação entre as concentrações (a) e as cargas (b) diárias médias mensais de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Rurrenabaque.



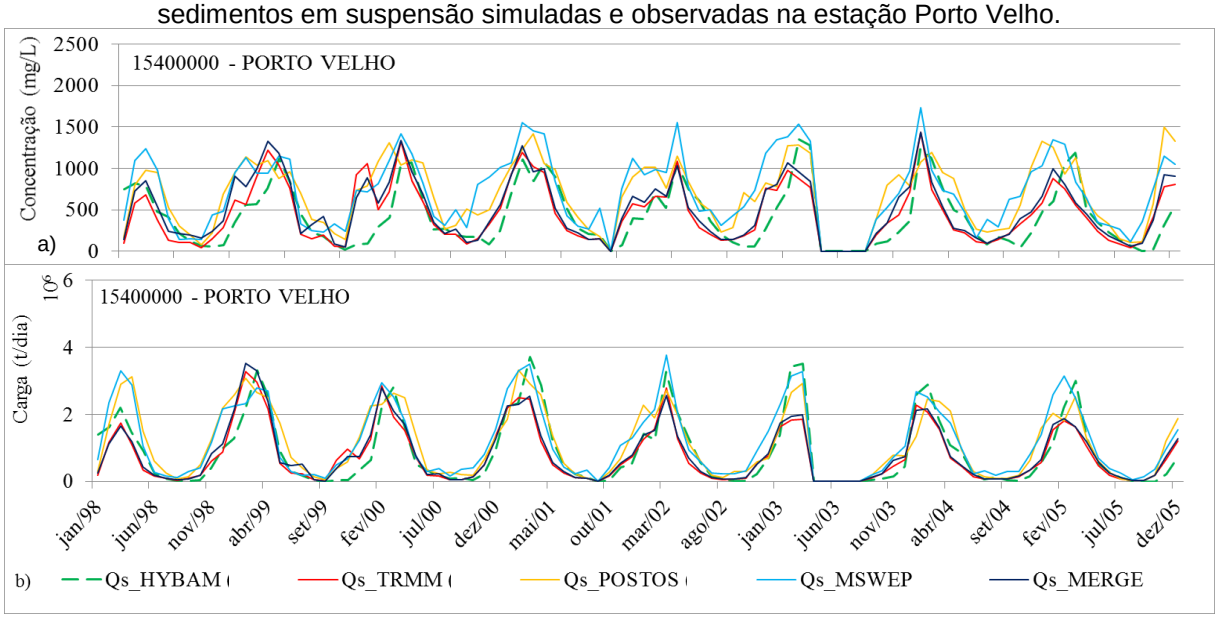
Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 23: Comparação entre as concentrações (a) e cargas (b) diárias de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Porto Velho.



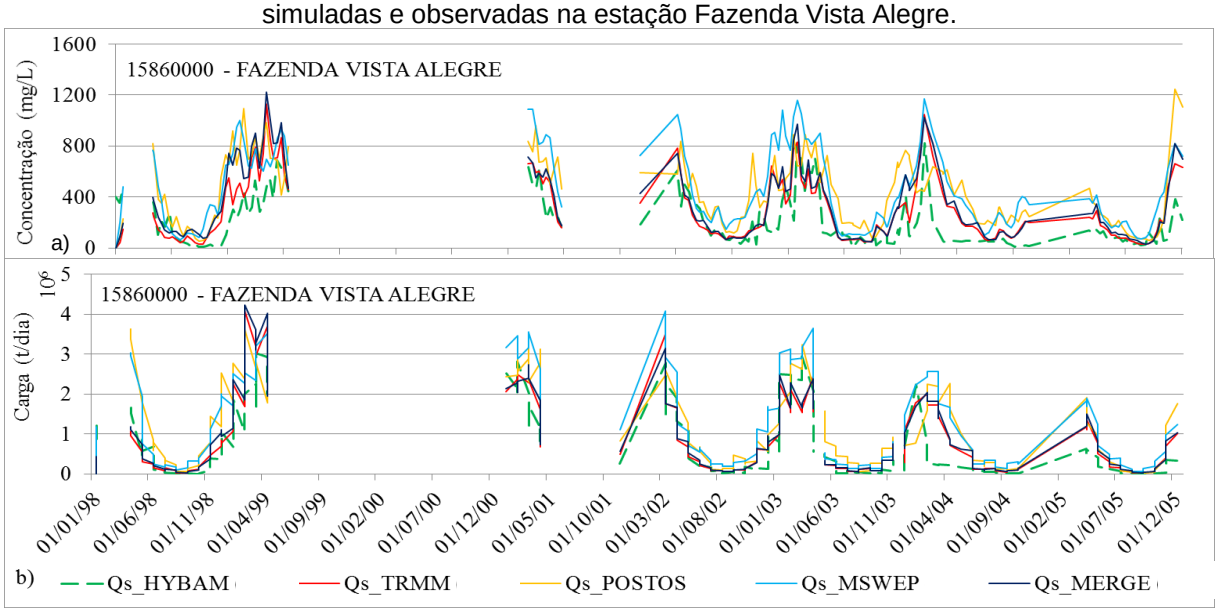
Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 24: Comparação entre as concentrações (a) e as cargas (b) diárias médias mensais de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Porto Velho.



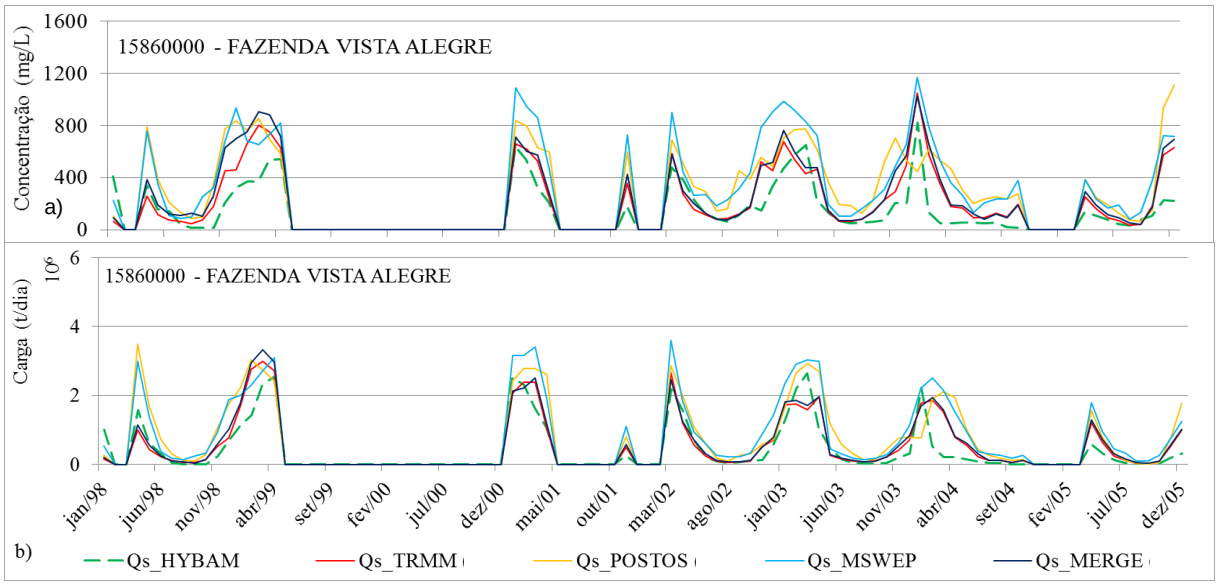
Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 25: Comparação entre as concentrações (a) e cargas (b) diárias de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Fazenda Vista Alegre.



Fonte: Elaborado pela autora

Figura 26: Comparação entre as concentrações (a) e as cargas (b) diárias médias mensais de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Fazenda Vista Alegre.



Fonte: Elaborado pela autora.

6 CONCLUSÕES

As simulações realizadas com o modelo de Buarque (2015) permitiram visualizar o comportamento hidrológico e a dinâmica de sedimentos na bacia do rio Madeira a partir de quatro fontes de precipitação para o período de 1998 a 2005.

Em relação a carga média anual de sedimentos em suspensão nos principais trechos de rios, os resultados do TRMM foram os que mais se aproximaram dos dados obtidos em estudos anteriores, seguidos pelos resultados do MERGE. Os resultados da simulação com Postos e com MSWEP foram os que apresentaram valores mais distantes em relação aos fornecidos pela literatura, apresentando cargas médias anuais 45% maiores. Esse comportamento era de se esperar, visto que o modelo foi calibrado para a bacia com dados do TRMM, mas indicam a necessidade de recalibração dos parâmetros do modelo para as demais fontes de precipitação a fim de gerar um conjunto de parâmetros para cada fonte.

Após a calibração automática dos parâmetros, sem extrapolar seus limites, foram avaliados os coeficientes de ENS, ENSlog e o erro do volume, a fim de verificar a eficiência da calibração. Notou-se que os resultados dos coeficientes após a calibração não apresentaram melhora significativa em relação aos resultados sem calibração, resultando, em alguns pontos, em valores de ENS e ENSlog menores e erros de volume maiores.

Quanto às concentrações e as cargas de sedimentos em suspensão, os resultados dos Postos apresentaram picos expressivos, diárias e mensais, na estação de Rurrenabaque, discrepantes dos demais valores analisados e desproporcional com os valores obtidos em estudos anteriores. Estes picos são justificados pela ausência de postos pluviométricos nas proximidades da estação de Rurrenabaque, o que dificulta sua calibração no modelo, comprometendo a geração de sedimentos simuladas para esta estação. Nas demais estações os resultados obtidos das quatro fontes de registros pluviométricos analisadas acompanharam os valores da literatura, tendo o MSWEP uma tendência de superestimar os dados, mesmo após a calibração, apresentando, dentre todos os resultados, os maiores valores de concentração e carga de sedimentos.

De maneira geral, os resultados obtidos pelo modelo a partir das fontes de dados de precipitação selecionadas foram satisfatórios, principalmente na porção da Amazônia brasileira, região com maior densidade de postos pluviométricos. Porém, considerando que o modelo foi inicialmente calibrado com dados de chuva do satélite TRMM, se fez necessário calibrar os parâmetros do modelo hidrológico com dados de cada fonte a ser simulada, a fim de apresentar melhores resultados. Nesta calibração, buscando remover a subjetividade do processo, foi utilizado o algoritmo de calibração automática existente no modelo MGB. Com a calibração automática para cada fonte simulada, sem extrapolar os limites dos parâmetros, notou-se que o efeito não foi positivo, visto que o erro observado nas simulações permaneceram. Com base nos resultados, verificou-se que os erros estão associados aos dados de entrada do modelo e não com a calibração da maneira como foi realizada. Além disso, foi observado que os maiores erros ocorreram na parte externa ao Brasil, devido à falta de uma adequada representação da geração de escoamento superficial nesta região, o que reforça a necessidade de calibração do modelo hidrológico utilizando dados de estações fluviométricas nestes locais.

6.1 RECOMENDAÇÕES

Com o intuito de melhorar os resultados de simulações com fontes alternativas, pode ser feita uma calibração manual do modelo e avaliar até que ponto se pode extrapolar determinados parâmetros para compensar os problemas que estão sendo apresentados com essas simulações.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AKSOY, H.; KAVVAS, M. L. **A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models**. *Catena*, 64, pp. 247–271. 2005.

ARNOLD, J. G.; WILLIAMS, J. R.; MAIDMENT, D. A. Continuous-Time Water and Sediment-Routing Model for Large Basins. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 121. No. 2, ASCE. pp. 171-183. 1995.

ARNOLD, J.G.; SRINIVASAN, R.; MUTTIAH, R.S.; WILLIAMS, J.R. Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development. J. Am**. Water Resour**. Assoc. 34, pp. 73–89. 1998.

BATES, P. D.; HORRITT M. S.; FEWTRELL T. J. A Simple Inertial Formulation Of The Shallow Water Equations For Efficient Two-Dimensional Flood Inundation Modelling, **J. Hydrol**., 387, 33–45, Doi:10.1016/ J.Jhydrol.2010.03.027. 2010.

BECK, H.E.; VAN DIJK, A.I.J.M.; LEVIZZANI, V.; SCHELLEKENS, J.; MIRALLES, D.G.; MARTENS, B.; DE ROO, A. MSWEP: 3-hourly 0.25° global gridded precipitation (1979–2015) by merging gauge, satellite, and reanalysis data. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, doi:10.5194/hess-2016–236, 2016.

BESKOW, S.; MELLO, C.R.; NORTON, L.D.; CURI, N.; VIOLA, M.R.; AVANZI, J.C. **Soil erosion prediction in the Grande River Basin, Brazil using distributed modeling**. *Catena*. v. 79, pp. 49 – 59. 2009.

BHATTARAI, R.; DUTTA, D. Estimation of soil erosion and sediment yield using GIS at catchment scale**. *J. Water Res. Manage*.** 21, pp. 1635–1647. 2007.

BREMICKER, M. **Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells für das Weser und das Ostsee Einzugsgebiet als Baustein eines Atmosphären-Hydrologie-Modells.** Dissertation Doktorgrad, Geowissenschaftlicher Fakultät der Albert-Ludwigs-Universität. Freiburg. Juli. 1998.

BRITO, J. L. S.; LIMA, S. C.; SHIKI, S.; MOREIRA, M. R. Uso do geoprocessamento na estimativa de perda de solos por erosão laminar em Irai de Minas-MG. In:

Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 9, Santos. Anais... São José dos Campos: INPE, 1998. p.501-512. 1998.

BRUNNER, G. W. *HEC-RAS, River Analysis System, Hydraulic Reference Manual: Version 4.0*. Davis, California: **US Army Corps of Engineers**, Hydrologic Engineering Center, 747p. 2008.

BUARQUE, D. C. **Simulação da geração e do transporte de sedimentos em grandes bacias: estudo de caso da bacia do rio Madeira**. Tese de Doutorado – Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2015.

BUARQUE, D. C.; PAIVA, R. C. D.; CLARKE, R. T.; MENDES, C. A. B. A comparison of Amazon rainfall characteristics derived from TRMM, CMORPH and the Brazilian national rain gauge network. **Journal of Geophysical Research**, DOI: 10.1029/2011JD016060, 2011.

BUARQUE, D. C.; FAN, F. M.; COLLISCHONN, W.; PAIVA, R. C. D.; KAYSER, R. Manual do PrePro-MGB para aplicação do modelo MGB-IPH - Versão 4.1. **Projeto Integrado de Cooperação Amazônica e de Modernização do Monitoramento Hidrológico,** FINEP/ANA/IPH-UFRGS, Porto Alegre (RS), 19 p. Disponível on-line: http://galileu.iph.ufrgs.br/collischonn/MGB-IPH/MGBIPH2010/Downloads.html.2011b.

BUARQUE, D. C.; PAIVA, R. C. D.; CLARKE, R. T.; MENDES, C. A. B. A comparison of Amazon rainfall characteristics derived from TRMM, CMORPH and the Brazilian national rain gauge network. **Journal of Geophysical Research**, 116, doi:10.1029/2011JD016060. 2011c.

BURROUGH, P. A.; MCDONNEL, R. A. Principles of Geographical Information Systems: Spatial Information Systems and Geostatistics. **Oxford University Press**, Oxford, 333 p. 1998.

CHANG H. H. **Fluvial processes in river engineering**. John Wiley & Sons, New York 432 p. 1988.

CLARKE, R. T.; BUARQUE, D. C.; PAIVA, R. C. D.; COLLISCHONN, W. Issues of spatial correlation arising from the use of TRMM rainfall estimates in the Brazilian Amazon. **Water Resour. Res**., 47, W05539, doi:10.1029/2010WR010334. 2011.

CLARKE, R. T.; MENDES, C. A. B.; BUARQUE, D. C. A comparison of extreme rainfall characteristics in the Brazilian Amazon derived from two gridded data sets and a national rain gauge network. **Journal of Geophysical Research,** 115, doi:10.1029/2009JD013217. 2010.

CLARKE, R.T.; BUARQUE, D.C. Statistically combining rainfall characteristics estimated from remote-sensed and raingauge data-sets in the brazilian Amazon-Tocantins basins. **Journal of Geophysical Research**, 118, doi:10.1002/jgrd.50545. 2013.

COLLISCHONN, B. **Uso da precipitação estimada pelo satélite TRMM em modelo hidrológico distribuído**. Dissertação de Mestrado, UFRGS, IPH. 2006.

COLLISCHONN, B.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates. **Journal of Hydrology, Amsterdam,** v. 360, n. 1-4, p. 207-216. doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.07.032. 2008.

COLLISCHONN, W. **Simulação Hidrológica de Grandes Bacias**. Tese de Doutorado. Porto Alegre: IPH-UFRGS, 194 páginas. 2001.

COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D. G.; SILVA, B. C.; TUCCI, C. E. M. The MGB-IPH model for largescale rainfall-runoff modeling. **Hydrological Sciences Journal**, 52, 878-895 pp. 2007.

CONTI, G. N. **Estimativa da precipitação através de técnicas de sensoriamento remoto: Estudo de caso para o estado do Rio Grande do Sul**. Dissertação de mestrado, IPH-UFRGS. 2002

DE ANGELIS, C. F. **Análise dos sistemas precipitantes no Brasil a partir de dados processados em um integrador de informações adquiridas por pluviômetros, satélites, rede de relâmpagos e radares meteorológicos-PRECIBRA**. Projeto de Pesquisa. CPTEC-INPE. 2005.

DEBELE, B.; SRINIVASAN, R.; PARLANGE, J. Y. Coupling upland watershed and downstream waterbody hydrodynamic and water quality models (SWAT and CE-QUAL-W2) for better water resources management in complex river basins. ***Environ Model Assess*.** DOI 10.1007/s10666-006-9075-1. 2006.

FAGUNDES, H. O.; WONGCHUIG, C. S.; PAIVA, R. C. D. Avaliação dos dados de precipitação estimados pelo MSWEP para a bacia Amazônica. Anais do **XVIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. 2017.

FAN, F. M.; COLLISCHONN, W. Integração do Modelo MGB-IPH com Sistema de Informação Geográfica. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 19, p. 243-254, 2014.

FAO. The Digital Soil Map of The World. **Food and Agriculture Organization**. The United Nations. Version 3.6. 2003.

FARINASSO, M.; CARVALHO JÚNIOR, O. A. DE C.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T.; RAMOS, V. M. Avaliação qualitativa do potencial de erosão laminar em grandes áreas por meio da EUPS - Equação Universal de Perdas de Solo, utilizando novas metodologias em SIG para os cálculos dos seus fatores na região do Alto Parnaíba-Pi-MA. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 7, n.2, p.73-85. 2006.

FILIZOLA, N.; GUYOT, J. L. Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessment using the Brazilian national data set**. Hydrol. Process**. 23, 3207–3215.v. 2009.

GUYOT, J. L.; JOUANNEAUB, J. M.; WASSON, J. G. Characterisation of river bed and suspended sediments in the Rio Madeira drainage basin (Bolivian Amazonia). **Journal of South American Earth Sciences**, 12, pp. 401-410. 1999.

GUYOT, J. L., BOURGES, J., CALLE, H., CORTES, J., HOORELBECKE, R.; ROCHE, M. A. **Transport of suspended sediment to the Amazon by an Andean river: the River Mamore, Bolivia**. In: River Sedimentation (Proc. Beijing Symp., November 1989), 106-113. 1989.

GUYOT, J. L.; FILIZOLA, N.; QUINTANILLA, J.; CORTES, J. **Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madeira basin, from the Bolivian Andes to**

the Amazon. In: Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives (Proceedings of the Exeter Symposium July 1996). IAHS Publ. no. 236. 1996.

GUYOT, J. L**. Hydrogéochimie des feuves de l'Amazonie bolivienne**. Coll. Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris, France, 262 pp. 1993.

HSU, K.; GAO, X.; SOROOSHIAN, S.; GUPTA, H. V. Precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks. **J. Appl. Meteorol**., 36, 1176-1190. 1997.

HUFFMAN, G.; ADLER, R.; BOLVIN, D.; GU, G.; NELKIN, E.; BOWMAN, K.; HONG, Y.; STOCKER, E.; WOLFF, D. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TCMA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **J. Hydrometeorol.**, 8, 38–55, doi:10.1175/JHM560.1. 2007.

JIMÉNEZ, K. Q.; COLLISCHONN, W. Método de combinação de dados de precipitação estimados por satélite e medidos em pluviômetros para a modelagem hidrológica. **RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 20, nº 1, jan-mar, Porto Alegre – RS, 2015.

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. **J. Hydrometeorol**., 5, 487–503, doi:10.1175/1525-7541(2004)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2. 2004.

JULIEN, P. Y. **Erosion and Sedimentation**. Cambridge University Press, 2nd Ed., p. 392. 2010.

KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., *et al*., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n.3, pp. 437-471. 1996.

KINNELL, P. I. A. Event soil loss, runoff and the Universal Soil Loss Equation family of models: A review. **Journal of Hydrology**, 385 (2010) 384–397. 2010.

KIRKBY, M.J.; CHORLEY, R.J. Throughflow, overland flow and erosion. **Bulletin Int. Ass. of Hydrol**. Sci*.* 12:5-21. 1967.

KOUWEN, N. *et al*. Grouping Response Units for Distributed Hydrologic Modelling. **Journal of Water Resources Management and Planning**, ASCE, 119(3), 289-305 pp. 1993.

KUMMEROW, C., *et al*. The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. **J. Appl. Meteorol.,** 39, 1965–1982, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<1965:TSOTTR>2.0.CO;2. 2000.

LE GUENNEC, B.; STRASSER, M. A**.** O transporte de sedimentos em suspensão no Rio Amazonas - O papel do leito médio e maior na avaliação da capacidade de transporte dos sedimentos finos em regime não permanente. In: **XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos,** ABRH, São Paulo, SP. 2007.

LE GUENNEC, B.; BELAUD, G.; BAUME, J-P. Modelagem unidimensional do transporte dos sedimentos finos em suspensão nos rios Solimões, Madeira e Amazonas - Comparação com os dados de campo disponíveis nos alguns trechos. In: **VIII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos**, ABRH, Campo Grande, MS. 2008.

LIANG, X.; LETTENMAIER, D. P.; WOOD, E. F.; BURGES, S. J. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, No. D7, pp.14415-28. 1994.

MACHADO, R. E. **Simulação de escoamento e de produção de sedimento em uma microbacia hidrográfica utilizando técnicas de modelagem e geoprocessamento**. Dissertação de doutorado, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz 2002.

MAEDA, E. E. **Influência das mudanças do uso e cobertura da terra no escoamento superficial e produção de sedimentos na região da bacia do alto rio Xingu**. Dissertação de Mestrado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 104 p. 2008.

MANGIAROTTI, S.; MARTINEZ, J.-M.; BONNET, M.-P.; BUARQUE, D. C.; FILIZOLA, N.; MAZZEGA, P. Discharge and suspended sediment flux estimated along the

mainstream of the Amazon and the Madeira Rivers (from in situ and MODIS Satellite Data). **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 21, pp. 341–355. doi:10.1016/j.jag.2012.07.015. 2013.

MARTINEZ J.M.; GUYOT J. L.; FILIZOLA N.; SONDAG F. **Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data**. Catena, v. 79, Issue 3, 15, pp. 257-264. 2009.

MERRITT, W.S.; LETCHER, R.A.; JAKEMAN, A.J. A review of erosion and sediment transport models. **Environmental Modelling & Software**, 18, pp. 761–799. 2003.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; RUHOFF, A. L. Utilização de métodos de representação espacial para cálculo do fator topográfico na Equação Universal de Perda de Solo Revisada em bacias hidrográficas**. Revista Brasileira de Ciência do Solo,** v.34, p. 1455-1462. 2010.

MOLNÁR, D. K.; JULIEN, P. Y. Estimation of upland erosion using GIS. ***Computers & Geosciences*,** v. 24, No. 2, pp. 183-192. 1998.

NDOMBA, P. M.; VAN GRIENSVEN, A. Suitability of SWAT Model for Sediment Yields Modelling in the Eastern Africa. In: Chan, D. (Ed.). **Advances in data, methods, models and their applications in Geoscience**. InTech, December, 2011. ISBN 978-953-307-737-6. Cap. 13, p. 261-284. 2011.

NEITSCH, S. L.; ARNOLD, J. G.; KINIRY, J. R.; WILLIAMS, J. R. Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation, Version 2005. Temple, Tex.: **USDA-ARS Grassland, Soil and Water Research Laboratory**. Available at: http://swatmodel.tamu.edu/media/1292/swat2005theory.pdf. 2005.

NIJSSEM, B; LETTENMAIER, D. P.; LIANG, X.; WETZEL, S. W.; WOOD, E. F. Streamflow simulation for continental-scale river basins. **Water Resources Research**, v. 33 No. 4 pp. 711-724, April, 1997.

PAIVA, R. C. D. de. **Modelagem hidrológica e hidrodinâmica de grandes bacias. Estudo de caso: bacia do rio Solimões**. Dissertação de Mestrado. Porto Alegre: IPH-UFRGS, 182 páginas. 2009.

PAIVA, R. C. D.; BUARQUE, D. C.; CLARKE, R. T.; COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D. G. Reduced precipitation over large water bodies in the Brazilian Amazon shown from TRMM data. **Geophys. Res. Lett**., 38, L04406, doi:10.1029/2010GL045277. 2011a.

PAIVA, R. C. D.; COLLISCHONN, W.; BUARQUE, D. C. Validation of a full hydrodynamic model for large scale hydrologic modelling in the Amazon. **Hydrol. Process**, 27, p. 333–346. DOI: 10.1002/hyp.8425. 2013.

PINTO, L. I. C.; DINIZ, L. M. F.; COSTA, M. H. Comparação entre os campos de precipitação de reanálise do CPTEC e NCEP/NCAR para a América do Sul. In**: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Florianópolis, 2006.

PONTES, P.R.M.; Collischonn, W.; Fan, F.M.; Paiva, R.C.D.; Buarque, D.C. Modelagem hidrológica e hidráulica de grande escala com propagação inercial de vazões**. RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.20, n.4, p.888-904. 2015.

PONTES, P. R. M.; FAN, F. M. ; FLEISCHMANN, A. S. ; PAIVA, R. C. D. ; BUARQUE, D. C. ; SIQUEIRA, V. A. ; JARDIM, P. F. ; SORRIBAS, M. V. ; COLLISCHONN, W. . MGB-IPH model for hydrological and hydraulic simulation of large floodplain river systems coupled with open source GIS. **Environmental Modelling & Software**, v. 94, p. 1-20, 2017.

QUADRO, M. F. L.; DIAS, M. A. F. S.; HERDIES, D. L.; GONÇALVES, L. G. G. Análise climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região da ZCAS através da nova geração de reanálises. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.27, nº2, p. 152-162, 2012.

RAWLS, W. J.; AHUJA, L. R.; BRAKENSIEK, D. L.; SHIRMOHAMMADI, A. Infiltration and soil water movement. In: Maidment, D. R. (Ed.), **Handbook of hydrology**. McGraw-Hill, New York. 1993.

DE ROO, A. P. J.; OFFERMANS, R. J. E.; CREMERSM, N. H. D. T. LISEM: a single-event, physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. 11:

sensitivity analysis, validation and application. **Hydrological Processes**, v. 10, 11 19-1126. 1996.

ROZANTE, J. R.; MOREIRA, D. S.; DE GONCALVES, L. G. G.; VILA, D. A**.** Combining TRMM and Surface Observations of Precipitation: Technique and Validation over South America. **Wea. Forecasting**, 25, 885–894. DOI: 10.1175/2010WAF2222325.1. 2010

SANTOS, L. L. Modelos Hidráulicos-Hidrológicos: Conceitos e Aplicações. **RBGF – Revista Brasileira de Geografia Física**, vol. 2, n. 03, set-dez, Recife-PE, 2009.

SILVA, L. P.; EWEN, J. Modelagem hidrológica de grandes bacias hidrográficas: a necessidade de novas metodologias. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos***,* v. 5 No. 4. pp. 81-92. 2000.

SHUTTLEWORTH, W. J. Evaporation. In: Maidment, D. R. (Ed.), **Handbook of hydrology**, McGraw-Hill, New York. 1993.

SOARES, A. S. D.; PAZ, A. R.; PICCILLI, D. G. A. Avaliação das estimativas de chuva do satélite TRMM no Estado da Paraíba. **RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 21, nº2, abr-jun, Porto Alegre-RS, 2016.

SUMNER, G**. Precipitation Proccess and Analysis**. Chichester, UK: Jhon Wiley & Sons Ltd., 1998.

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

TOMAZONI, J. C.; MANTOVANI, L. E.; BITTENCOURT, A. V. L.; ROSA FILHO, E. F. DA. **A sistematização dos fatores da EUPS em SIG para quantificação da erosão laminar na bacia do rio Anta Gorda (PR).** Estudos Geográficos, Rio Claro, v.3, n.1, p.1-21, jan./jun. 2005. www.rc.unesp.br/igce/grad/geografia/revista.htm. 2005.

TUCCI, C.E.M. **Modelos Hidrológicos**. Editora da Universidade, IPH-UFRGS. 1998.

VAN REMORTEL, R.; HAMILTON, M.; HICKEY, R**. Estimating the LS factor for RUSLE through iterative slope length processing of digital elevation data**. *Cartography*, v. 30, no. 1, pp. 27-35. 2001.

VILLAR, R. E; MARTINEZ, J. M.; TEXIER, M. L.; GUYOT, J. L.; FRAIZY, P.; MENESES, P. R.; OLIVEIRA, E. A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 44, pp. 45-54. 2013.

WIGMOSTA, M. S.; VAIL, L. W.; LETTENMAIER, D. P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. **Water Resources Research**, v. 30, No. 6, pp. 1665-1679. 1994.

WILLIAMS, J. R. **Sediment-yield prediction with universal equation using runoff energy factor**. In: Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yield and Sources. Publication ARS-S-40. US Department of Agriculture: Washington, DC; 244–252. 1975.

WILLIAMS, J.R. Chapter 25. The EPIC Model. p. 909-1000. In: Computer Models of Watershed Hydrology. **Water Resources Publications.** Highlands Ranch, CO. 1995.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. **Predicting rainfall losses: A guide to conservation planning.** USDA Agricultural Handbook No. 537. U.S. Gov. Print. Office, Washington, D. C. 1978.

WU, W. **Computational River Dynamics**. Taylor & Francis, London, 494 p. 2008.

WU, W.; WANG, S. S. Y. Formulas for sediment porosity and settling velocity. **J. Hydraulic Eng**., ASCE, 132(8), 858-862. 2006.

YANG, C. T. Incipient motion and sediment transport. **J. Hydr. Div**., 99(10), pp. 1679-1704. 1973.

YANG, C. T. Unit stream power equation for gravel. **J. Hydraulic Eng**., ASCE, 110(12). 1984.

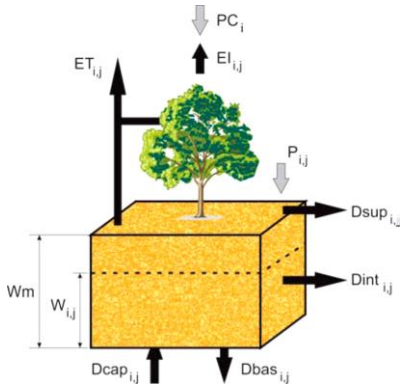
ANEXO

ANEXO A

- Processos hidrológicos verticais

Em cada URH das minibacias é feito o balanço de água e o de energia utilizando suas características e parâmetros associados. Os processos verticais simulados pelo modelo MGB-IPH envolvem o balanço de água no solo, a interceptação, a percolação da água para o aquífero e o fluxo ascendente e a geração dos escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo, apresentados no esquema da Figura 21.

Figura 21: Esquema do balanço de água no solo do modelo MGB-IPH para uma URH (Buarque, 2015).



- Interceptação

A interceptação é o processo de retenção de água da chuva pela vegetação antes da sua chegada à superfície do solo. No modelo, esse processo é representado por um reservatório de volume máximo (*Smax*) dependente da densidade de vegetação que cobre o solo, a qual é indicada pelo Índice de Área Foliar (IAF), calculado através da relação entre a área total das folhas da vegetação e a área superficial do solo. O valor de *Smax* do reservatório de interceptação é dado por:

$$Smax_j = \alpha \cdot IAF_j \qquad \text{A35}$$

O parâmetro da lâmina de interceptação *α* [mm] possui valor fixo e igual a 0,2 mm. No reservatório de interceptação, o balanço hídrico é dados pelas seguintes equações:

$$Si,jt=min(Si,jt-1+PCi,Smaxj) \quad \text{A36}$$

$$Pi,j=PCi-(Si,jt+Si,jt-1) \quad \text{A37}$$

$$Si,jt=Si,jt-EIi,j \quad \text{A38}$$

$$EIi,j=min(Si,jt,EPIi,j) \quad \text{A39}$$

sendo: $S_{i,j}$ [mm] a lâmina de água interceptada na URH *j* da minibacia *i*; PC_i [mm] a precipitação no topo da cobertura vegetal em qualquer minibacia *i*; $P_{i,j}$ a precipitação sobre a camada superficial do solo na URH *j* da minibacia *i*; $EI_{i,j}$ [mm] e $EPI_{i,j}$ [mm] as evaporações real e potencial, respectivamente, da lâmina d'água interceptada na URH *j* da minibacia *i*. A evaporação potencial da lâmina d'água interceptada é calculada pela equação de Penman-Monteith com o parâmetro resistência superficial igual a zero. Os índices *t-1* e *t* correspondem ao início e ao final do intervalo de tempo de cálculo, respectivamente.

- Balanço hídrico no solo

O balanço da água no solo, computado para cada URH *j* da minibacia i, é descrito pelo modelo através da equação abaixo:

$$Wi,jt=Wi,jt-1+(Pi,j-ETi,j-Dsupi,j-Dinti,j-Dbasi,j+Dcapi,j) \quad \text{A40}$$

sendo: $W_{i,j}$ [mm] o armazenamento de água na camada superficial do solo na URH *j* da minibacia *i*; $P_{i,j}$ [mm] a parcela da precipitação que atinge a superfície do solo (Equação 3); $ET_{i,j}$ [mm] a evapotranspiração da água no solo; $Dsup_{i,j}$ [mm] o escoamento superficial; $Dint_{i,j}$ [mm] o escoamento sub-superficial ou interno; $Dsub_{i,j}$ [mm] o escoamento subterrâneo; $Dcap_{i,j}$ [mm] o escoamento ascendente do aquífero para a camada superficial do solo.

- Evapotranspiração

A evapotranspiração é calculada através da equação Penman-Monteith (SHUTTLEWORTH, 1993) a partir de dados meteorológicos e parâmetros relativos às características aerodinâmicas e dos estômatos das plantas:

$$ET = \frac{fc}{\lambda \cdot \rho_w}\left[\frac{\Delta \cdot (S_n - L_n - G) + \rho_a \cdot c_p\left(\frac{e_S - e_d}{r_a}\right)}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_S}{r_a}\right)}\right] \quad \text{A41}$$

sendo: *ET* [mm.dia^{-1}] a taxa de evaporação da água; λ [MJ.kg^{-1}] o calor latente de vaporização; ρ_w [kg.m^{-3}] a massa específica da água, igual a 1000 kg.m^{-3}; Δ [kPa.°C^{-1}] o gradiente da pressão de saturação do vapor em relação à temperatura; S_n [MJ.m^{-2}.s^{-1}] a radiação líquida de onda curta; L_n [MJ.m^{-2}.s^{-1}] a radiação líquida de onda longa; *G* [MJ.m^{-2}.s^{-1}] o fluxo de energia para o solo; ρ_a [kg.m^{-3}] a massa específica do ar; c_p [MJ.kg^{-1}.°C^{-1}] o calor específico do ar úmido, igual a 1,013.10^{-3} MJ.kg^{-1}.°C^{-1}; e_s [kPa] a pressão de saturação do vapor; e_d [kPa] a pressão do vapor; γ [kPa. °C^{-1}] a constante psicrométrica, igual a 0,66 kPa. °C-^{1}; r_a [s.m^{-1}] a resistência aerodinâmica; r_s [s.m^{-1}] a resistência superficial da vegetação; *fc* um fator de conversão de unidades, igual a 3,6.10^{-6}.

A energia disponível para a evapotranspiração é primeiramente utilizada para evaporar a água interceptada e o restante da energia, se ainda houver, fica disponível para atender a transpiração da vegetação. A evaporação potencial (*EPI*) é calculada utilizando a A41, considerando a resistência superficial (r_s) nula e a resistência aerodinâmica dependente da velocidade do vento e da altura média da vegetação.

- Escoamento superficial

Escoamento superficial é aquele que chega rapidamente à rede de drenagem, escoamento direto efetivo, gerado em cada URH. O modelo considera que o escoamento superficial se dá apenas em áreas saturadas, as quais são variáveis em função do nível de saturação da bacia, seguindo um processo Dunniano (DUNNE; BLACK, 1970). Para a geração desse escoamento utiliza-se uma relação probabilística entre umidade do solo e fração de área saturada (áreas onde a infiltração é nula) conforme apresentada por Moore e Clarke (1981):

$$X = 1 - \left(1 - \frac{W}{W_m}\right)^{\frac{b}{b+1}} \quad \text{A42}$$

sendo: *X* a fração da área que está saturada; *W* [mm] o volume de água armazenada no solo; W_m [mm] a capacidade máxima de armazenamento de água no solo; *b* um parâmetro do modelo associado à URH que define o grau de heterogeneidade da capacidade de armazenamento de água no solo.

Calcula-se o escoamento superficial *Dsup* entre dois passos de tempo consecutivos (t-1 e t) para cada URH *j* de uma minibacia *i* através das seguintes equações:

$$Dsup_{i,j}=P_{i,j}\cdot\Delta t-(Wm_j-W_{i,j}^{t-1}) \quad \text{se } A\leq 0 \qquad \text{A43}$$

$$Dsup_{i,j}=P_{i,j}\cdot\Delta t-(Wm_j-W_{i,j}^{t-1})+Wm_j\cdot A^{bj+1} \quad \text{se } A>0 \qquad \text{A44}$$

sendo $P_{i,j}$ [mm] a precipitação afetiva que chega à superfície do solo da URH *j* da minibacia *i*; $Dsup_{i,j}$ [mm] o escoamento superficial da URH *j* da minibacia *i*; *A* um limite dado pela expressão:

$$A=\left[\left(1-\frac{W_{i,j}^{t-1}}{Wm_j}\right)^{\frac{b}{b_j+1}}-\frac{P_{i,j}\cdot\Delta t}{Wm_j\cdot(b_j+1)}\right] \qquad \text{A45}$$

- Escoamento sub-superficial

O escoamento sub-superficial é mais lento que o superficial, porém mais rápido que o subterrâneo. O modelo utiliza uma equação não-linear com relação à umidade do solo que relaciona a condutividade hidráulica do solo com a sua textura. A equação é dada por:

$$Dint_{i,j}=Kint_j\cdot\left(\frac{W_{i,j}^{t-1}-Wz_j}{Wm_j-Wz_j}\right)^{3+\frac{2}{\lambda_j}} \qquad \text{A46}$$

sendo $Dint_{i,j}$ [mm] o volume de escoamento sub-superficial na URH *j* da minibacia *i*; $Kint_j$ [mm.dia-1] um parâmetro de drenagem sub-superficial; Wz_j [mm] o limite mínimo de armazenamento de água no solo a partir do qual haverá geração de escoamento superficial; λ_j [-] o índice de porosidade de solo.

- Escoamento subterrâneo

O volume percolado ao aquífero é calculado por uma relação linear do volume de água armazenado no solo. Para cada intervalo de tempo, volume de escoamento subterrâneo $Dbas_{i,j}$ de cada URH *j* da minibacia *i* é obtido por:

$$Dbas_{i,j} = Kbas_j \cdot \left(\frac{W_{i,j}^{t-1} - Wc_j}{Wm_{j-}Wc_j}\right) \quad \text{A47}$$

sendo Wc_j [mm] o limite mínimo de armazenamento de água no solo a partir do qual não há percolação; $Kbas_j$ [mm] parâmetro que define a máxima percolação quando o solo está saturado.

- Fluxo ascendente

Em situações de stress hídricos, quando a zona saturada do aquífero se encontra em baixas profundidades pode ocorrer uma transferência de água do reservatório subterrâneo para a zona não saturada de solo. Este movimento ascendente ocorre por diferença de potencial ou pela existência de vegetação com raízes profundas o suficiente para retirar água diretamente do aquífero. No modelo, esse fluxo ascendente é determinado por:

$$Dcap_{i,j} = \left(\frac{Wc_j - W_{i,j}^{t-1}}{Wc_j}\right) \cdot DMcap_j \quad \text{A48}$$

sendo Wc_j [mm] o limite máximo de armazenamento de água no solo para haver fluxo ascendente; $DMcap_j$ [mm] o máximo fluxo ascendente no solo.

A) Processos hidrológicos horizontais

Nem todo o volume dos escoamentos gerados nas minibacias chega à rede de drenagem no mesmo passo de tempo pois sofrem retardo e amortecimento. Esses fatores são considerados através da passagem por três reservatórios lineares distintos, sendo um superficial, outro sub-superficial (ou interno) e um subterrâneo. O cálculo dos volumes nos três reservatórios é realizado a partir das seguintes equações:

$$Vsup_i^{t\prime} = Vsup_i^{t-1} + \sum_{j=1}^{N_{URH}} \left(1000 \cdot Dsup_{i,j} \cdot A_{i,j}\right) \quad \text{A49}$$

$$Vint_i^{t\prime} = Vint_i^{t-1} + \sum_{j=1}^{N_{URH}} \left(1000 \cdot Dint_{i,j} \cdot A_{i,j}\right) \quad \text{A50}$$

$$Vbas_i^{t\prime} = Vbas_i^{t-1} + \sum_{j=1}^{N_{URH}} \left(Dbas_{i,j} - Dcap_{i,j}\right) \cdot 1000 \cdot A_{i,j} \quad \text{A51}$$

sendo $Vsup_i$ [m³], $Vint_i$ [m^3] e $Vbas_i$ [m^3] os volumes nos reservatórios superficial, sub-superficial e subterrâneo, respectivamente, na minibacia *i* e *A* [km^2] a área da URH *j* da minibacia *i*. O índice *j* indica o número da URH e *NURH* é número de URHs existentes, ambos relacionados à minibacia *i* considerada.

Através de uma função linear calcula-se a vazão de saída de cada reservatório utilizando os dados do respectivo volume armazenado e o tempo de concentração da minibacia, obtendo as seguintes equações:

$$Qsup_i = \frac{1}{TKS_i} Vsup_i^{t\prime} \quad \text{A52}$$

$$Qint_i = \frac{1}{TKI_i} Vint_i^{t\prime} \quad \text{A53}$$

$$Qbas_i = \frac{1}{TKB_i} Vbas_i^{t\prime} \text{ , com TKB = CB*3600} \quad \text{A54}$$

sendo $Qsup_i$ [m^3.s^{-1}], $Qint_i$ [m^3.s^{-1}] e $Qsub_i$ [m^3.s^{-1}] as vazões de saídas dos reservatórios superficial, sub-superficial e subterrâneo, respectivamente, na minibacia *i*; TKS_i, TKI_i e TKB_i os tempos, em segundos, de retardo dos reservatórios superficial, sub-superficial e subterrâneo, respectivamente, na minibacia *i*; *CB* [h] um parâmetro calibrável que controla o retardo do escoamento subterrâneo na minibacia e pode ser pré-estimado a partir dos dados de recessão dos hidrogramas.

Os valores de *TKS* e *TKI* são obtidos em função do tempo de concentração Tc_i [s] da minibacia e controlados pelos parâmetros calibráveis *CS* e *CI*:

$$TKSi = CS \cdot Tci \quad \text{A55}$$

$$TKIi = CI \cdot Tci \quad \text{A56}$$

A vazão $Qmini_i$ [m^3.s^{-1}] que chega ao trecho de rio da minibacia é o somatório das vazões dos escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo:

$$Qminii=Qsupi+Qinti+Qbasi \quad \text{A57}$$

B) Propagação de vazões na rede de drenagem

As minibacias da discretização são interligadas entre si pela sua rede de drenagem, de forma que cada uma escoa para uma minibacia de jusante através do seu próprio exutório. A vazão gerada em uma minibacia é somada às vazões de montante do seu rio principal para posterior propagação até seu exutório ou considerada diretamente como a vazão no seu exutório. O modelo não realiza a propagação de vazão nos trechos de rios das minibacias de cabeceira, aquelas que não possuem escoamento vindo de montante, porém considera que toda vazão saindo dos reservatórios lineares das minibacias é destinada diretamente ao exutório da mesma. Apenas nas minibacias internas, aquelas que recebem contribuição de montante, é realizada a propagação de vazão em seus respectivos trechos de rio.

No modelo MGB-IPH, a propagação tradicional de vazões nos trechos de rios das minibacias é realizada utilizando o método de Muskingum-Cunge, conforme apresentado em Tucci (2005). Em cada trecho de rio são consideradas diversas seções de cálculo de forma que os hidrogramas de saída podem ser avaliados tanto no exutório de cada minibacia (fim do sub-trecho mais de jusante do trecho) como em cada uma dessas seções. O passo de tempo diário também é sub-dividido pelo modelo em intervalos menores durante a propagação, dessa forma garante uma melhor precisão no tempo de viagem e no amortecimento do hidrograma, além da sub-divisão dos trechos de rios, (TUCCI, 2005).

A vazão de saída de um trecho de rio em um intervalo de tempo qualquer é obtida a partir da equação abaixo.

$$Q_{i+1}^{t+1} = C1 \cdot Q_i^t + C1 \cdot Q_i^{t+1} + C1 \cdot Q_{i+1}^t \quad \text{A58}$$

sendo *Q* [$m^3.s^{-1}$] a vazão; *i* e *i+1* as seções de cálculo de montante (entrada) e jusante (saída) de determinado sub-trecho de rio, respectivamente; *t* e *t+1* o início e o final do intervalo de tempo de cálculo *Δt* [s], respectivamente. A partir das equações abaixo é possível calcular os coeficientes *C1, C2* e *C3*.

$$C1 = \frac{2 \cdot K \cdot X + \Delta t}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad \text{A59}$$

$$C2 = \frac{\Delta t - 2 \cdot K \cdot X}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad \text{A60}$$

$$C3 = \frac{2 \cdot K \cdot (1 - X) - \Delta t}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad \text{A61}$$

Onde os parâmetros de tempo K [s] e de espaço X são calculados através das seguintes equações:

$$K = \frac{\Delta t}{c_0} \quad \text{A62}$$

$$X = 0{,}5 - \frac{Q_0}{B_0 \cdot S_0 \cdot c_0 \cdot \Delta x} \quad \text{A63}$$

sendo Q_0 [$m^3.s^{-1}$] uma vazão de referência; B_0 [m] a largura do rio; S_0 [$m.m^{-1}$] a declividade do sub-trecho; c^0 [$m.s^{-1}$] a celeridade cinemática; Δx [m] o comprimento do sub-trecho de rio.

A vazão de referência e a largura do rio são estimados através de “relações geomorfológicas” construídas relacionando cada uma destas variáveis à área de contribuição da bacia a montante do trecho do rio, de acordo com a escala de aplicação do modelo. O MDE fornece o comprimento e a declividade dos trechos, já a celeridade cinemática é obtida através da equação de Manning, considerando o caso particular de um canal com seção retangular:

$$c_0 \frac{5}{3} \cdot \frac{Q_0^{0,4} \cdot S_0^{0,3}}{n^{0,6} \cdot B_0} \quad \text{A64}$$

sendo *n* o coeficiente de Manning do trecho.

A fim de minimizar os erros numéricos, o intervalo de tempo Δt [s] e o comprimento do sub-trecho Δx [m] são calculados pelas equações (FREAD, 1993):

$$\Delta t \leq \frac{Ts}{M} \quad \text{A65}$$

$$\Delta x \leq 0{,}5 \cdot \Delta t \cdot \left[1 + \left(1 + \frac{3 \cdot Q_0}{2 \cdot B_0 \cdot S_0 \cdot c_0^2 \cdot \Delta t}\right)\right] \quad \text{A66}$$

sendo *Tr* [s] o tempo de subida da onda de cheia e *M* um parâmetro que deve ser sempre maior que 5.

C) Propagação de vazões na rede de drenagem com o modelo hidrodinâmico

Muskingum-Cunge é uma metodologia simplificada que nem sempre consegue representar todas as características da hidráulica fluvial. Porém, a hidrodinâmica do rio pode ser prejudicada com a utilização de métodos simplificados de propagação. Em vista disso, Paiva (2009) introduziu no modelo MGB-IPH um modelo de propagação hidrodinâmica unidimensional baseado no modelo IPH-IV (TUCCI, 1978; TUCCI, 2005), de base física o qual simula vazões e níveis em redes de canais com confluências e defluências, planícies de inundação e condições de contorno internas. Para possibilitar a sua aplicação em grandes bacias hidrográficas, que geralmente apresentam escassez de dados, o modelo considera dados usualmente encontrados em escalas globais e uso algoritmos baseados em GIS para extração dos parâmetros e das informações necessárias diretamente de Modelos Digitais de Elevação (MDE), como o SRTM.

As equações fundamentais do modelo são as equações completas de Saint Venant (CUNGE *et al*., 1980), compostas pelas equações da continuidade e dinâmica dadas por, respectivamente:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + B\frac{\partial h}{\partial t} = q_{mini} - q_{fl} \quad \text{A67}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + 2v\frac{\partial Q}{\partial x} + (gA - v^2 B)\frac{\partial h}{\partial x} - v^2 \frac{\partial A}{\partial x}\bigg|_{h=cte} = gA(S_0 - S_f) \quad \text{A68}$$

onde Q [$m^3.s^{-1}$] é a vazão do rio; t [s] é a dimensão tempo; x [m] é a dimensão espacial ao longo do eixo do rio; B [m] é a largura da seção transversal do rio na elevação correspondente à superfície livre; h [m] é a profundidade d'água; q_{mini} [$m^2.s^{-1}$] é a contribuição lateral da minibacia (vazão total da minibacia que chega à drenagem dividida pela pelo comprimento do trecho); q_{fl} [$m^2.s^{-1}$] é vazão lateral de troca entre o rio e a planície de inundação; v [$m.s^{-1}$] é a velocidade média do escoamento na seção; g [$m.s^{-2}$] é a aceleração devido à gravidade; A [m^2] é a área da seção transversal perpendicular à direção do escoamento; S_0 e S_f são as declividades de fundo e de atrito, respectivamente. A declividade de atrito é estimada utilizando a equação de Manning.

O modelo discretiza cada trecho de rio em sub-trechos e seções transversais, onde as variáveis hidráulicas são computadas, e divide cada minibacia em "unidades de planícies de inundação", que são as áreas de drenagem entre duas seções de cálculo (PAIVA *et al.*, 2011b, 2013). Para cada unidade é definida uma curva que relaciona nível de água com área inundada (área dos pixels do MDE dentro da unidade com cota inferior a do nível d'água) através das informações disponíveis no MDE. São nessas unidades que ocorrem as trocas d'água entre o rio e a planície de inundação e onde são computados os armazenamentos de água da planície.

As planícies de inundação são simuladas considerando um modelo de armazenamento simples, no qual a velocidade longitudinal do escoamento na planície é nula e os seus níveis d'água são iguais ao nível d'água do canal principal. Apenas a troca de vazão lateral é permitida entre rios e planícies. Desta forma, as planícies funcionam apenas como áreas de armazenamento dos volumes d'água trocados com o rio principal.

Algoritmos baseados em Sistema de Informações Geográficas (SIG) são utilizados para extrair parâmetros da geometria dos rios e das planícies de inundação a partir do Modelo Digital de Elevação - MDE (PAIVA *et al.*, 2011b). Através de equações geomorfológicas estima-se os parâmetros para uma seção relacionando larguras e profundidades médias de seções transversais disponíveis em locais com estações fluviométricas (ex: estações fluviométricas da Agência Nacional das Águas - ANA) com a área de drenagem de cada estação - para toda a bacia do rio Amazonas estas relações foram determinadas por Paiva *et al.* (2011b, 2013). O nível do fundo do rio é

estimado a partir do MDE usando as correções apresentadas em Paiva *et al.* (2011b) e seus algoritmos. O algoritmo utiliza as informações disponíveis em um MDE para delimitar as "unidades de planícies de inundação" para cada subtrecho de cálculo dos rios e extrai uma curva que relaciona nível de água (z) com área inundada (*Afl*) para cada uma delas. O sinal do SRTM não penetra a vegetação nem a superfície da água, omitindo informações de elevação do solo nestes locais, em vista disso, são feitas correções nas elevações do MDE.

O modelo permite trabalhar com um sistema de propagação mista, na qual o método de Muskingum-Cunge é utilizado nos trechos de rios de cabeceiras, ou em trechos onde a declividade é geralmente superior a 20 cm/km e não há significativos efeitos de remanso nem de planícies de inundações, enquanto que o modelo hidrodinâmico 1D é adotado apenas nos demais trechos da rede de drenagem, caracterizados por declividades baixas (geralmente menores que 20 cm/km), extensas planícies de inundações e significativos efeitos de remanso. O limite de declividade sugerido para a separação é baseado no critério de aplicabilidade de modelos de onda cinemática de Ponce (1989). Embora o modelo hidrodinâmico possa ser aplicado a todos os trechos de rios, a separação entre os dois métodos de propagação pode ser necessária para evitar o excessivo custo computacional desprendido na sua aplicação a todos os trechos de rios de uma grande bacia.

O escoamento nas confluências é simulado usando a equação da continuidade de massa e a equação de energia, esta última desprezando os termos de perda de energia e de energia cinética. Singularidades hidráulicas como vertedores e descarregadores de fundo de barragens, são representadas como condição de contorno interna no modelo.

As equações diferenciais parciais do modelo são resolvidas utilizando um esquema numérico de diferenças finitas implícito desenvolvido por Chen (1973). Devido à grande quantidade de confluências, geralmente existentes nas complexas redes de drenagens das grandes bacias hidrográficas, o sistema adota uma variante do procedimento de eliminação de Gauss, baseado no método de armazenamento skyline desenvolvido por Tucci (1978). Paiva (2009) propôs ainda uma modificação do método skyline que reduziu significativamente o tempo de cálculo da solução da matriz (PAIVA *et al*., 2011b).

Para a aplicação do modelo hidrodinâmico são necessários dados das seções transversais dos rios e das possíveis planícies de inundações, extraídos automaticamente a partir de Modelos Digitais de Elevação (MDE) utilizando algoritmos desenvolvidos especialmente para esta finalidade.