

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS

**SIMULAÇÃO DA GERAÇÃO E DO TRANSPORTE  
DE SEDIMENTOS EM GRANDES BACIAS: Estudo de  
caso do rio Madeira**

DIOGO COSTA BUARQUE

Tese submetida ao programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Walter Collischonn

Co-orientador: Prof. Dr. Carlos Eduardo Morelli Tucci

**Banca Examinadora:**

Prof. Dr. Jean Paolo Gomes Minella - Departamento de Solos - UFSM

Prof. Dr. Samuel Beskow - CDTec/Engenharia Hídrica - UFPel

Prof. Dra. Nilza Maria dos Reis Castro - Depto. de Obras Hidráulicas - IPH/UFRGS

**Porto Alegre, Julho de 2015**



## Resumo

Foi desenvolvida uma ferramenta para simular 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 da 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. O MGB-IPH é um modelo hidrológico distribuído de grandes escalas, baseado em processos, que adota uma discretização da bacia em minibacias e o conceito de Unidades de Respostas Hidrológicas (URH). O modelo usa equações de base física para simular os processos hidrológicos, como o modelo de evapotranspiração de Pennan Monteith, e utiliza a abordagem de Muskingum-Cunge e um modelo hidrodinâmico 1D para propagar as vazões nos rios, incluindo efeitos de remanso e inundações sazonais. A integração considera a possibilidade de aplicação em bacias com escassez de dados e o uso de utilização de Sistemas de Informações Geográficas e dados espacializados. Buscou-se representar a dinâmica dos sedimentos em grandes bacias, tendo como estudo de caso a bacia do rio Madeira, caracterizada pela sua grande extensão territorial ( $\sim 1,4 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ ) e elevada produção de sedimentos. A MUSLE é utilizada para estimar a perda de solo em cada minibacia considerando um fator topográfico LS bidimensional extraído do SRTM/MDE e os demais parâmetros obtidos da literatura ou por formulações específicas. O transporte de sedimentos nos rios é realizado utilizando uma equação de advecção para partículas de silte e argila (materiais em suspensão) e uma equação da continuidade para partículas de areia (carga de fundo). Uma troca lateral de sedimentos em suspensão também é permitida entre os rios e suas planícies de inundação. As metodologias acopladas ao MGB forneceram resultados satisfatórios na bacia do rio Madeira, possibilitando uma visão distribuída da localização das principais fontes de geração de sedimentos na bacia e dos trechos de rios com maiores cargas de sedimentos transportadas. A dinâmica geral dos sedimentos, desde os principais locais de geração de sedimentos na bacia até a sazonalidade do transporte de sedimentos em suspensão nos principais rios, foi representada de forma distribuída. As concentrações e as cargas de sedimentos em suspensão simuladas foram comparadas com dados observados, nas escalas anual, mensal e diária, com ajustes satisfatórios entre elas ao longo dos principais rios da bacia. A transferência lateral de sedimentos entre rio e planície indicaram que 35% de toda a carga de sedimentos provenientes dos Andes é depositada nas planícies. Essa representação também permitiu o amortecimento dos picos e o retardo da propagação das concentrações. As concentrações e as cargas médias mensais de sedimentos em suspensão apresentaram comportamento semelhante aqueles descritos por outros estudos realizados neste bacia, os quais a avaliaram a partir de dados de campo. Apesar dos resultados satisfatórios, foi feita uma avaliação das potencialidades e limitações do modelo e fornecidas recomendações para trabalhos futuros

# Abstract

It was developed a tool for modelling the production, transport and redistribution of sediments for large scales river basins, by integrating a simplified methodology to predict the spatial and temporal distribution of the soil loss over the basin with a methodology to transport sediments along river with floodplains, and couple them to the MGB-IPH hydrological distributed model. The MGB-IPH is a large-scale, distributed and process based hydrological model that uses a catchment based discretization and the Hydrological Response Units (HRU) approach. It uses physical based equations to simulate the hydrological processes, such as the Penman Monteith model for evapotranspiration, and uses the Muskingum Cunge approach and a full 1D hydrodynamic model for river routing; including backwater effects and seasonal flooding. The integration considers possible applications of the model in basins with data scarcity and the use of geographic information systems and spatially distributed information. It aimed to represent the sediments dynamics of large basin using the Madeira river basin as a case study, which is a large basin ( $\sim 1,4 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ ) with high amount of sediment transportation. The MUSLE model is used to predicts basin sediment production et each catchment considering a bi-dimensional topographic LS factor extract from SRTM/DEM and values of the other parameters derived from literature or specific equations. Sediment transport along the river are performed using an advection equation for silt and clay (suspended materials) and a sediment continuity equation for sand (bed load). A lateral exchange of suspended sediments is also allowed between rivers and its floodplains. The methodologies coupled with the MGB-IPH model provided satisfactory results in the Madeira river basin, allowing a distributed view of sediment production sites over the basin and of the rivers reaches transporting large amount of sediments. General sediment dynamic was represented in a spatialized way, including the main sources of sediment productions and the suspended sediment transport seasonality. Concentrations and loads of simulated suspended sediment were compared with observed data at annual, monthly and daily scales, shown satisfactory adjustments between them along the main rivers of the basin. Lateral exchanges of suspended sediment between rivers and floodplains indicated that near 35% of all Andean loads are deposited into floodplains. This representation also allowed the damping of the peaks and the routing delay of the concentrations and of the loads of suspended sediments. Mean monthly concentrations and loads of suspended sediments showed similar behaviors of those described by other researches at this basin using observed data. Despite the satisfactory results, an assessment was made of the potential and limitations of the model and provided recommendations for future work.

# Agradecimentos

Diversas pessoas contribuíram para mais esta conquista. Pessoas que estiveram direta e/ou indiretamente presentes, sendo fontes de incentivo, conhecimento, sabedoria, apoio, amizade e carinho. Este trabalho tem contribuições de todas elas, que certamente são importantes. Aqui, então, registro meus mais sinceros agradecimentos a todos, e em especial:

A Deus, o maior responsável pela minha vida e pela realização deste trabalho.

Aos meus pais, José e Cleidjan, que me educaram da melhor forma possível e me ensinaram o melhor caminho a seguir, mostrando as dificuldades e os desafios da vida. Vocês que se fizeram sempre presentes nesta nova caminhada, foram minha inspiração e exemplo de dedicação e paciência. Amo vocês!

Aos meus irmãos Luis André, Rodrigo e David, fontes de incentivo e confiança, e demais familiares que contribuíram de alguma forma para esta conquista.

À minha amada Ana Paula, por sempre me apoiar, incentivar e acreditar no meu trabalho. Agradeço por tudo, especialmente pela paciência e tranquilidade, em cada momento! Ao agradecê-la, não posso deixar de lado a Val, muito menos a D. Adélia, a qual não parava de rezar por esse dia. Meu muito obrigado!

Ao meu filho João Paulo, cujo nascimento trouxe eterna felicidade e força para seguir em frente, educá-lo e amá-lo cada vez mais. Sua presença sempre transmitiu paz, alegria e tranquilidade nos momentos difíceis. Meu amor incondicional a você, meu filho!

Ao CNPq pela bolsa de estudos e ao IPH pela longa acolhida em um ambiente propício ao estudo e à novas ideias. Ao prof. Carlos André, pela experiência repassada nas viagens de campo pela bacia. Ao prof. Clarke, pesquisador notável com quem pude trabalhar. Aos demais professores do IPH, pelos ensinamentos transmitidos e pela contribuição direta e/ou indireta para a realização deste trabalho. Também incluo todos os colegas e funcionários do Instituto.

Ao professor Walter Collischonn, brilhante pesquisador, pelos ensinamentos, dedicação, apoio, incentivo e confiança depositados em mim. Obrigado pela excelente orientação e pela amizade! Também ao professor Carlos Tucci, meu muito obrigado pelos ensinamentos, orientação e conselhos ao longo do trabalho.

Ao professor Gustavo Merten, grande incentivador deste trabalho, com tive a oportunidade de iniciar meus estudos nessa área e quem me indicou os primeiros caminhos a seguir. Ao colega e prof. Jean Minella, agradeço pelo apoio e conhecimentos transmitidos.

Aos colegas e amigos com quem convivi na sala de projetos, grandes pesquisadores como Juan Martin, Adriano Paz, Daniel Allasia, Rodrigo Paiva, Márcio Nobrega, Márcio Giacomoni, Ruberto Fragoso, Christopher Souza, Margarita Pereira, Dante Larentis, Paulo Rógenes, Fernando Fan, Mino Sorribas, Karen Quiroz, Katiúcia Pinto, Adrien Paris. Ao amigo Rodrigo Paiva, pela amizade, pelo convívio e companheirismo na pesquisa, pelas excelentes discussões científicas, pela participação no presente trabalho e grande incentivo, etc. Aos amigos Paulo Rógenes e Fernando Fan, pelas pesquisas juntos, pelas trocas de conhecimentos e de experiências.

Aos grandes amigos Sidnei e Karina, verdadeiros pais “gaúchos”, e Nilson, pela acolhida, amizade e carinho desde que cheguei em Porto Alegre.

Aos professores do curso de Engenharia Civil da UFAL, onde me graduei, em especial o prof. Roberaldo, que foi um amigo e grande incentivador.

# Conteúdo

<b>Lista de Figuras .....</b>	<b>viii</b>
<b>Lista de Tabelas .....</b>	<b>xiii</b>
<b>1 Introdução .....</b>	<b>1</b>
1.1 Introdução .....	1
1.2 Objetivo .....	6
1.3 Estrutura do Texto .....	6
<b>2 Modelagem da Geração e do Transporte de Sedimentos.....</b>	<b>8</b>
2.1 Classificação de Modelos .....	8
2.2 Modelos para Grandes Escalas .....	11
2.2.1 Modelos matemáticos para estimativa da perda de solo .....	12
2.2.2 Modelos matemáticos para avaliação do transporte de sedimentos.....	16
2.2.3 Modelos integrados de erosão e transporte de sedimentos na bacia .....	19
2.3 Uso de ferramentas SIG .....	22
2.4 Resumo do Capítulo.....	24
<b>3 O Modelo de Geração e Transporte de Sedimentos .....</b>	<b>26</b>
3.1 Estrutura Geral do Modelo .....	26
3.2 Discretização da Bacia Hidrográfica .....	30
3.2.1 Métodos e base de informação.....	31
3.2.2 Critérios de discretização de bacias .....	32
3.2.3 Ferramentas SIG.....	35
3.2.4 Discretização espacial da bacia.....	36
3.2.5 Extração de parâmetros das minibacias .....	38
3.3 Modelo de Sedimentos.....	41
3.3.1 Módulo bacia.....	43

3.3.2 Módulo Rio .....	50
3.3.3 Módulo Planície .....	56
<b>4 Bacia do Rio Madeira: Estudo de Caso .....</b>	<b>58</b>
4.1 Introdução .....	58
4.2 Caracterização Geral da Bacia .....	58
4.3 Fluxo de Sedimentos na Bacia.....	61
4.4 Monitoramento e Avaliação de Sedimentos na Bacia .....	64
<b>5 Preparação e Calibração do Modelo Hidrológico.....</b>	<b>67</b>
5.1 Dados Utilizados.....	67
5.1.1 Dados hidrológicos .....	67
5.1.2 Meteorológicos.....	70
5.1.3 Mapas de cobertura vegetal e de solo .....	71
5.2 Definição das Unidades de Respostas Hidrológicas.....	71
5.1 Discretização da Bacia.....	75
5.1.1 Minibacias .....	76
5.1.2 Sub-bacias .....	79
5.1 Seleção de Trechos para o Modelo Hidrodinâmico.....	79
5.2 Seções Transversais .....	81
5.3 Calibração do Modelo Hidrológico .....	82
5.3.1 Resultados da calibração .....	84
<b>6 Aplicação do Modelo de Sedimentos.....</b>	<b>90</b>
6.1 Dados de Sedimentos Utilizados .....	90
6.2 Definição dos Parâmetros da MUSLE.....	94
6.3 Resultados e Discussões .....	95
6.3.1 Estimativa da geração de sedimentos na bacia .....	95
6.3.2 Erosão líquida nos trechos de rio .....	98
6.3.3 Estimativa da carga anual de sedimentos em suspensão nos trechos de rio ...	100
6.3.4 Transporte de sedimentos em suspensão nos rios.....	108
6.3.5 Variabilidade sazonal dos sedimentos em suspensão nos rios.....	113
<b>7 Conclusões e Recomendações .....</b>	<b>118</b>
7.1 Conclusões Gerais.....	118

---

7.2 Modelo Hidrológico.....	119
7.3 Geração de Sedimentos na Bacia.....	121
7.4 Transporte de Sedimentos no Rios .....	122
7.5 Recomendações .....	124
<b>Referências Bibliografias .....</b>	<b>127</b>
<b>Anexo A - Modelo Hidrológico MGB-IPH .....</b>	<b>143</b>
<b>Anexo B - Parâmetros calibrados do módulo hidrológico do modelo MGB-IPH .....</b>	<b>157</b>

# Lista de Figuras

- Figura 1 - Principais bacias hidrográficas da América do Sul onde o modelo MGB-IPH foi ou tem sido aplicado. .... 27
- Figura 2 - Principais componentes da proposta metodológica de simulação hidrológica, hidrodinâmica e de sedimentos integrada em grandes bacias com o modelo MGB-IPH. Cores pretas indicam metodologias e integrações já existentes associadas à versão original do MGB-IPH. Em vermelho, estão indicadas as etapas, procedimentos e metodologias desenvolvidas neste trabalho. As cores cinzas indicam metodologias e integrações associadas ao módulo hidrodinâmico 1D (HD). Setas tracejadas indicam o fluxograma da metodologia adotada, no caso particular da utilização do módulo HD. .... 29
- Figura 3 - Métodos de discretização de uma bacia hidrográfica (a) dentro de um modelo hidrológico: (b) grade regular; (c) quad-tree; (d) minibacias (método das confluências). (Fonte: Paz *et al.*, 2011) ..... 33
- Figura 4 - Discretização de uma bacia pelo critério da confluência (a) e pelo critério de áreas de drenagens similares (b). .... 35
- Figura 5 - Principais planos de informações que podem ser obtidos por SIG, a partir de um MDE, para a discretização espacial da bacia no modelo MGB-IPH. .... 36
- Figura 6 - Determinação do plano de direções de fluxo. a) 8 direções possíveis de drenagem de um pixel qualquer; b) escolha da direção de fluxo pela maior declividade entre o pixel e cada um dos seus vizinhos; c) 8 codificações possíveis para um pixel no ArcHydro, indicando em qual sentido ocorre a drenagem. .... 37
- Figura 7 - Esquema dos planos: a) da área acumulada, onde cada pixel recebe um valor correspondente ao somatório das áreas dos pixels de montante e da sua própria área; b) da rede de drenagem, obtido identificando os pixels com área acumulada maior ou igual a 4; c) da segmentação da rede de drenagem em trechos de rio. Cada pixel possui área igual a 1. .... 38
- Figura 8 - Possibilidades de cálculo da distância entre dois pixels vizinhos: a) tradicional; b) proposta por Butt e Maragos (1998). .... 41
- Figura 9 - Esquema dos processos de geração e propagação de sedimentos das minibacias e propagação de sedimentos na rede de drenagem. .... 48
- Figura 10 - Localização da bacia hidrográfica do Rio Madeira. .... 59

- Figura 11 - Precipitação média anual (1985 a 2005) sobre a bacia do Rio Madeira. Os valores foram obtidos por interpolação das precipitações médias anuais de 36 postos pluviométricos da Agência Nacional de Águas (ANA), na parte brasileira, e de pontos de grade do NCEP/NCAR na parte estrangeira bacia devido à falta de postos. Dados extraídos de Clarke *et al.* (2010). ..... 59
- Figura 12 - Relevo da bacia do rio Madeira (Fonte: SRTM 90m). ..... 60
- Figura 13 - Concentração de sedimentos em suspensão versus vazão para o rio Amazonas em Óbidos. Os valores são médias mensais de dados coletados a cada 10 dias no período de 1996 a 2007 e disponíveis pelo programa ORE/HYBAM. O gráfico é uma modificação dos apresentados por Martinez *et al.* (2009) e Filizola *et al.* (2011). As vazões dos rios Solimões, Negro e Madeira estão representadas, respectivamente, por  $Q_{sol}$ ,  $Q_{neg}$  e  $Q_{mad}$ . ... 64
- Figura 14 - Precipitação média anual (1998 a 2005) sobre a bacia do Rio Madeira para cada ponto de grade do TRMM 3B42. .... 68
- Figura 15 - Localização das estações fluviométricas com dados consistidos selecionadas na região de estudo. .... 69
- Figura 16 - Representação esquemática da sobreposição de mapa de tipos de solo e mapa de cobertura vegetal para compor um mapa de Unidades de Resposta Hidrológica (URH). .... 73
- Figura 17 - Mapas de solos do RADAMBrasil (dentro do país), FAO e SOTERLAC (fora do país) reclassificados para geração das Unidades de Resposta Hidrológica - URH. .... 74
- Figura 18 - Mapa de Vegetação de América do Sul (Eva *et al.*, 2002) reclassificado para geração das Unidades de Resposta Hidrológica - URH. .... 74
- Figura 19 - Mapa de Unidades de Resposta Hidrológica (URH) para a bacia do rio Madeira. .... 75
- Figura 20 - Rede de drenagem gerada para a bacia do rio Madeira utilizando o MDE do SRTM (~500m) e área de cabeceira de 625 km<sup>2</sup> (a); Minibacias geradas para cada trecho de rio da rede de drenagem (b). .... 78
- Figura 21 - Número de minibacias geradas agrupadas em faixas de tamanho de áreas de drenagem. .... 79
- Figura 22 - Sub-bacias (áreas incrementais de influência) das estações fluviométricas selecionadas para a calibração do modelo MGB-IPH e do exutório da bacia do rio Madeira. .... 80
- Figura 23 - Trechos de rios selecionados para aplicação do modelo de propagação hidrodinâmica de Paiva (2009). .... 81
- Figura 24 - Índice de eficiência de Nash e Sutcliffe entre vazões observadas e simuladas (ENS): a) utilizando propagação MC; b) utilizando propagação combinada MC e HD. .... 87

- Figura 25 - Índice de eficiência de Nash e Sutcliffe entre o logaritmo das vazões observadas e simuladas (ENSlog): a) utilizando propagação MC; b) utilizando propagação combinada MC e HD..... 87
- Figura 26 - Erro no volume total( $\Delta V$ ): a) utilizando propagação MC; b) utilizando propagação combinada MC e HD. .... 88
- Figura 27 - Hidrogramas de vazões diárias observadas (linhas azuis) e simuladas pelo modelo MC (linhas cinzas tracejadas) e pelo modelo HD (linhas vermelhas)..... 89
- Figura 28 - Localização das estações com dados de concentração de sedimentos no período de 1998 a 2005, disponibilizados pela Agência Nacional das Águas - ANA (<http://www.ana.gov.br>). .... 92
- Figura 29 - Localização das estações com dados de concentração de sedimentos na superfície d'água no período de 1998 a 2005, disponíveis pelo programa ORE/HYBAM (<http://www.ore-hybam.org>)..... 93
- Figura 30 - Concentrações de sedimentos em suspensão na estação de Porto Velho, disponíveis pela ANA e pelo HYBAM. .... 93
- Figura 31 - Volume médio mensal específico do escoamento superficial ( $L/s/km^2$ ) e carga média mensal específica de sedimentos ( $t/mês/km^2$ ) das minibacias para os trechos de rios. .... 96
- Figura 32 - Rede de drenagem da bacia do rio Madeira com indicação dos principais rios (a) e erosão líquida simulada (total erodido menos o total depositado no período de 8 anos simulados) ( $10^3 t/ano$ ) nos trechos de rio (b). Valores negativos indicam que há tendência à deposição de sedimentos no período simulado..... 99
- Figura 33 - Percentual de carga de fundo, em relação à carga total, nos trechos de rio.... 101
- Figura 34 - Carga anual (a) e carga anual específica (b) de sedimentos em suspensão (silte e argila) nos trechos de rios da bacia do rio Madeira, desprezando o módulo de fluxo rio-planície de sedimentos em suspensão..... 102
- Figura 35 - Carga anual (a) e carga anual específica (b) de sedimentos em suspensão (silte e argila) nos trechos de rios da bacia do rio Madeira, considerando o módulo de fluxo rio-planície de sedimentos em suspensão..... 103
- Figura 36 - Estações de sedimentos totais em suspensão na bacia do rio Madeira utilizadas por Filizola e Guyot (2009) para estimativa da carga anual de sedimentos em suspensão. .... 105
- Figura 37 - Comparação entre a carga anual de sedimentos em suspensão estimada pelo modelo nos locais onde se encontram as estações apresentadas na Figura 36, e as cargas anuais estimadas por Filizola & Guyot (2009) com dados nestas estações. Os resultados desprezam a troca rio-planície de sedimentos em suspensão. .... 107
- Figura 38 - Comparação entre a carga anual de sedimentos em suspensão estimada pelo modelo nos locais onde se encontram as estações apresentadas na Figura 36, e as cargas

anuais estimadas por Filizola & Guyot (2009) com dados nestas estações. Os resultados consideram a troca rio-planície de sedimentos em suspensão.....	107
Figura 39 - Comparação entre as concentrações (a) e as cargas (b) diárias de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Rurrenabaque (15275100).....	109
Figura 40 - Comparação entre as concentrações (a) e as cargas (b) diárias médias mensais de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Rurrenabaque (15275100). .....	110
Figura 41 - Comparação entre as concentrações (a) e as cargas (b) diárias de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Porto Velho (154000000).....	111
Figura 42 - Comparação entre as concentrações (a) e as cargas (b) diárias médias mensais de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Porto Velho (154000000). .....	112
Figura 43 - Comparação entre as concentrações (a) e as cargas (b) diárias de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Fazenda Vista Alegre (15860000).....	112
Figura 44 - Comparação entre as concentrações (a) e as cargas (b) diárias médias mensais de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Fazenda Vista Alegre (15860000). .....	113
Figura 45 - Localidades ao longo do rio Madeira para verificação da sazonalidade do transporte de sedimentos em suspensão. ....	114
Figura 46 - Concentrações de sedimentos em suspensão total simulados ao longo do rio Madeira, desde Abunã (ABU) até a foz (FOZ). Os dados foram separados em três períodos hidrológicos: a) águas crescente, de Setembro a Janeiro; b) vazões máximas, de Fevereiro a Abril; c) águas baixas, de Junho a Agosto.....	115
Figura 47 - Médias mensais, entre 1998 e 2005, das concentrações de sedimentos em suspensão e vazões simuladas nos locais indicados na Figura 45, ao longo do rio Madeira. ....	116
Figura 48 - Médias mensais, entre 1998 e 2005, das descargas de sedimentos em suspensão e vazões simuladas nos locais indicados na Figura 45, ao longo do rio Madeira. Nas 4 primeiras localidades foi incluída ainda a média mensal (1998-2005) das vazões observadas. ....	117

## Anexos

Figura A1 - Minibacia do modelo MGB-IPH dividida em N classes de uso, tipo e cobertura do solo (URH). .....	143
Figura A2 - Esquema do balanço de água no solo do modelo MGB-IPH para uma Unidade de Resposta Hidrológica. Adaptado de Collischonn (2001). .....	145
Figura A3 - Esquema dos processos de geração e propagação de escoamentos nas minibacias e propagação de vazão na rede de drenagem. ....	151

Figura A4 - Representação esquemática do módulo de propagação hidrodinâmica 1 D do modelo MGB-IPH. 154

## Lista de Tabelas

Tabela 1 - Estações fluviométricas da ANA contendo 80% dos meses entre 1998 e 2005 com, no máximo, 5 dias sem dados. ....	70
Tabela 2 - Codificação das Unidades de Resposta Hidrológica em função das classes de cobertura vegetal e de tipo de solo. ....	75
Tabela 3 - URH definidas para a bacia do rio Madeira. ....	76
Tabela 4 - Percentual do número de minibacias geradas, agrupadas em faixas de tamanho de áreas de drenagem.....	78
Tabela 5 - Valores do Albedo.....	83
Tabela 6 - Valores do Índice de Área Foliar [ $m^2.m^{-2}$ ].....	83
Tabela 7 - Valores de Altura Média da Vegetação [m].....	83
Tabela 8 - Valores da Resistência Superficial [ $s.m^{-1}$ ]. ....	84
Tabela 9 - Estatísticas de desempenho do modelo obtidas após calibração: índice de eficiência de Nash e Sutcliffe entre vazões observadas e simuladas (ENS) , índice de eficiência de Nash e Sutcliffe entre o logaritmo das vazões observadas e simuladas (ENSlog) e o erro no volume total ( $\Delta V$ ). ....	86
Tabela 10 - Estações do programa ORE/HYBAM com dados de concentração de sedimentos na superfície d'água no período de 1998 a 2005.....	94
Tabela 11 - Parâmetros adotados para estimativa da erosão do solo utilizando a MUSLE. 95	
Tabela 12 - Comparação entre a carga anual de sedimentos em suspensão estimada pelo modelo nos locais onde se encontram as estações apresentadas na Figura 5, e as carga anuais estimadas por Filizola & Guyot (2009) com dados nestas estações.....	108

### Anexos

Tabela B1 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 1. ....	157
Tabela B2 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 2. ....	157
Tabela B3 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 3. ....	158

---

Tabela B4 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 4.	158
Tabela B5 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 5.	158
Tabela B6 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 6.	159
Tabela B7 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 7.	159
Tabela B8 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 8.	159
Tabela B9 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 9.	160
Tabela B10 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 10.	160
Tabela B11 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 11.	160
Tabela B12 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 12.	161
Tabela B13 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 13.	161
Tabela B14 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 14.	161
Tabela B15 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 15.	162
Tabela B16 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 16.	162
Tabela B17 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 17.	162
Tabela B18 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 18.	163
Tabela B19 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 19.	163
Tabela B20 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 20.	163
Tabela B21 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 21.	164
Tabela B22 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 22.	164
Tabela B23 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 23.	164
Tabela B24 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 24.	165
Tabela B25 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 25.	165
Tabela B26 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 26.	165

# Capítulo 1

## Introdução

### 1.1 Introdução

A erosão do solo é um problema ambiental que agrava a degradação da terra no local onde ocorre, ao passo que também é uma fonte de sedimentos e poluentes que afetam negativamente os ecossistemas aquáticos existentes fora do local da erosão, como o assoreamento dos córregos, rios, reservatórios e estuários, o que aumenta a frequência das inundações e reduz a vida útil de hidroelétricas. Para reduzir esses dois tipos de efeitos são necessárias medidas de conservação concentradas em áreas prioritárias de ação. No entanto, avaliar a erosão hídrica é uma tarefa difícil, pois esta é o resultado de muitos processos que influenciam uns aos outros em interações complexas e que se desenvolvem a taxas que variam de acordo com o espaço e o tempo. Sendo assim, devido às interações entre os fatores envolvidos nos processos hidrológicos e erosivos, a identificação dessas áreas prioritárias é preferencialmente conduzida com uma avaliação integrada em grandes escalas. Neste sentido, modelos matemáticos têm sido bastante utilizados para a compreensão da dinâmica de sedimentos em bacias hidrográficas, permitindo análises de modificações de uso da terra, da pressão antrópica frente ao desenvolvimento econômico e em estudos envolvendo mudanças climáticas.

Tradicionalmente, a avaliação dos impactos provocados pelos sedimentos através de modelos matemáticos foram inicialmente baseados em duas abordagens: uma com o interesse voltado para a perda de solo, buscando estimar a produção de sedimentos em pequenas áreas e avaliar diferentes práticas de uso e manejo do solo, e outra com o interesse voltado para o transporte de sedimentos na rede de drenagem, envolvendo os processos de deposição e alteração da morfologia fluvial.

Os esforços para estimar matematicamente a erosão do solo iniciaram décadas atrás, com o desenvolvimento de equações empíricas que consideram os efeitos de fatores que influenciam na erosão como variáveis, tais como a energia da chuva, as propriedades do solo, a topografia e a cobertura vegetal. Um importante passo para a estimativa da perda de

solo foi o desenvolvimento da Equação Universal de Perda de Solo - USLE (Wischmeier & Smith, 1965) para aplicações em pequenas áreas, a qual combina todos estes fatores para estimativa da erosão em entressulco e em sulcos. Com base nela, vários esforços foram despendidos para melhorar seus resultados e ampliar suas condições de aplicação referentes aos tipos e usos do solo, clima e práticas de manejo. Como exemplo destas variantes estão a MUSLE (Williams, 1975), RUSLE (Renard *et al.*, 1997) e USLE-M (Kinnell & Risse, 1998), entre outras (Preston & Schmidt, 2003). Outros modelos buscam uma representação dos processos erosivos a partir da solução de equações físicas associadas ao escoamento e aos sedimentos, embora a sua aplicação ainda esteja restrita à escala de lavouras ou de pequenas bacias hidrográficas devido à grande quantidade de parâmetros envolvida.

No campo da hidráulica fluvial, os estudos dos escoamentos em rios e transporte de sedimentos ganharam força na década de 70 com os avanços na tecnologia da computação e o desenvolvimento de modelos computacionais de transporte para aplicações em problemas reais. Esses modelos buscam a representação das características hidráulicas do escoamento em canais de fundo móvel e os diversos processos existentes nos rios relacionados aos sedimentos, tais como erosão, deposição, resuspensão, consolidação, erosão de margens, erosão local em estruturas, variações de forma, transporte pontual e difuso de poluentes associados aos sedimentos. Tais modelos de transporte são, muitas vezes, chamados de modelos morfológicos devido aos processos simulados envolverem a interação entre a dinâmica do escoamento e as fronteiras móveis dos rios e canais. Tipicamente, estes modelos simulam a desagregação, o transporte e a deposição em rios utilizando formulações unidimensionais, mas formulações bi e tridimensionais também têm sido empregadas, especialmente a partir de 2006, com o aumento crescente da potência dos computadores e o desenvolvimento de esquemas numéricos mais precisos (Garcia, 2008). Embora os modelos unidimensionais não permitam simular os fenômenos bi ou tridimensionais dos escoamentos reais em rios e canais, eles podem ser bastante úteis na predição de valores médios nas seções de cálculos dos trechos de rios, tais como velocidade, descarga de fundo, concentração de sedimentos em suspensão, entre outros.

Essas duas abordagens (bacias e rios), entretanto, são complementares entre si devido à inter-relação existente entre os processos que ocorrem na bacia e aqueles dominantes nos rios. Desta forma, surge a necessidade de integração das simulações na bacia e dos rios, permitindo uma avaliação completa e integrada do sistema. Essa integração entre modelos de erosão e de transporte de sedimentos também foi possível com o desenvolvimento dos computadores digitais. Além disso, tradicionalmente esses modelos tratavam os seus parâmetros de entrada de forma concentrada na área. Porém, com a necessidade cada vez mais crescente de se estudar a dinâmica espacial dos fatores que afetam a geração e o transporte de sedimentos, bem como a dinâmica dos sedimentos na bacia, além da disponibilidade e utilização de ferramentas de Sistemas de Informações Geográficas (SIG), diversos modelos passaram a considerar uma abordagem distribuída ou semi-distribuída.

Desta forma, passaram a coexistir modelos mais simplificados, baseados em relações empíricas e conceituais, com modelos baseados em equações físicas, as quais buscam descrever os processos. De um lado, surgem certas limitações dos modelos simplificados em representar todos os processos e, conseqüentemente, fornecer resultados em um nível desejado de detalhes, enquanto que de outro lado os modelos mais complexos, de base física, podem ser computacionalmente inadequados para aplicação em grandes escalas.

Os modelos matemáticos de erosão e transporte de sedimentos com base física, por exemplo, são construídos utilizando equação de conservação da massa de sedimentos (Aksoy & Kavvas, 2005) e, quando acoplado a um modelo hidrológico/hidráulico, ainda adotam equações da conservação da massa e do momento para a fase líquida. Entretanto, as equações governantes dos processos são, em geral, derivadas para pequenas escalas e sob condições físicas específicas, de forma que, assim como qualquer formulação derivada para pequenas escalas, seus parâmetros geralmente perdem o significado físico quando a equação é aplicada em escalas maiores. Além disso, tais modelos geralmente necessitam de uma grande quantidade de dados de entrada que torna impraticável sua aplicação em grandes escalas, sendo então restritos à escalas de campo e de pequenas bacias hidrográficas. Os modelos empíricos e conceituais, por sua vez, são geralmente aplicados em pequenas áreas devido à sua característica concentrada, mas têm sido comumente adotados em grandes regiões com a subdivisão da bacia em áreas menores, dentro das quais o conceito de modelo concentrado possa ser aplicado e os processos representados.

Atualmente, 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 alimenta 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. Além disso, a ligação com SIG facilita a distribuição das informações de entrada e saída. Entretanto, as simplificações geralmente adotadas na propagação das vazões impede a representação de diversos efeitos hidrodinâmicos que ocorrem nas grandes escalas, tais como efeitos de remanso e das planícies de inundações no retardo e amortecimento dos hidrogramas, os quais controlam não só o regime de vazões como também a dinâmica de sedimentos. Neste sentido, ainda existe um desafio no desenvolvimento de modelos matemáticos que estimem a geração de sedimentos na bacia e o seu transporte nos trechos de rios, de forma distribuída no tempo e no espaço, e capazes de representar a hidráulica do complexo sistema de drenagem das grandes bacias. A necessidade de modelos deste tipo é importante também para uma avaliação integrada em grandes escalas dos processos hidrológicos e erosivos com identificação de fontes de geração de sedimentos, locais de deposição, estimativas de assoreamento em reservatórios e outros processos que auxiliem na implementação de

estratégias regionais sustentáveis e de longo prazo para conservação da terra e de gestão dos recursos hídricos.

Porém, a complexidade do modelo para representação dos fenômenos significantes que se espera ocorrer no sistema, e que influenciam nos diversos aspectos da geração e do transporte de sedimentos é limitada pela disponibilidade de dados, especialmente marcante em grandes bacias hidrográficas onde o monitoramento é escasso e cujas características físicas, do solo, da cobertura vegetal e outros fatores que influenciam diretamente na erosão do solo geralmente estão disponíveis apenas em escala global. Informações detalhadas relacionadas, por exemplo, aos usos do solo, práticas de manejo, tipos e textura do solo, taxa de perda de solo na bacia, taxa de transferência de sedimentos, fluxos contínuos de sedimentos nos rios, entre outras, costumam estar disponíveis apenas em pequenas bacias dotadas de monitoramento, e sua extrapolação para áreas maiores é difícil devido à heterogeneidade destas variáveis. Desta forma, os modelos para grandes escalas devem ainda ser adaptados para terem seus parâmetros estimados face à escassez de dados.

No Brasil, apesar do número de dados de campo disponíveis (vazão, chuva, cotas, concentração de sólidos em suspensão, etc.) ser relativamente diversificado, sua cobertura para aplicação em grandes escalas ainda é muito descontínua no tempo e no espaço. Mas por outro lado, as aplicações de modelos em grandes escalas têm sido facilitadas com a atual tendência de suprir tais limitações de dados com a sua complementação a partir de medições por satélites ou derivadas deles, como as estimativas de chuva pelo Tropical Rainfall Measurement Mission TRMM (Kummerow *et al.* 2000; Huffman *et al.*, 2007) e pelo The Climate Prediction Center (CPC) Morphing technique CMORPH (Joyce *et al.*, 2004), de níveis d'água em grandes rio por altimetria via satélite (Calmant & Seyler 2006; Santos *et al.* 2010) e de concentração de sedimentos em suspensão (ex: Martinez *et al.*, 2009; Villar *et al.* 2012; Villar *et al.*, 2013). Os dados obtidos por satélite, embora não substituam as informações coletadas localmente, 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).

Uma grande bacia hidrográfica que apresenta dados diversificados mas com cobertura espacial e temporal descontínua é a bacia do rio Amazonas, a qual ocupa uma área de mais de  $6.10^6$  de  $\text{km}^2$ , se estendendo pelo Brasil (63%), Peru (17%), Bolívia (11%), Colômbia (5,8%), Equador (2,2%), Venezuela (0,7%) e Guiana (0,3%) (Guyot *et al.*, 1999). Uma série de peculiaridades marca a bacia: alta pluviosidade e conseqüentemente 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, conseqüentemente, vazões.

A bacia Amazônica, além de ser a maior bacia hidrográfica do mundo, é também uma das maiores em termos de transporte de sedimentos para o oceano ( $\sim 800.10^6$  t/ano). No Brasil, uma avaliação do risco à erosão e à sedimentação realizada por Bordas *et al.* (1988) e Bordas (1991) indicaram que a Amazônia é a detentora das zonas com maior predisposição de risco a esses fenômenos, em especial no alto curso dos rios Juruá e Purus e no rio Madeira e seus afluentes. A maioria dos sedimentos transportados pelo rio Amazonas é proveniente das áreas montanhosas dos Andes (Filizola, 1999). Os rios mais importantes em termos de contribuição de sedimentos para o rio principal são o Solimões, o qual drena os Andes Peruanos e forma o tributário principal do Amazonas no Brasil, a montante da confluência com o rio Negro, e o Madeira, que drena parte do Andes e parte do Escudo Brasileiro (Filizola *et al.*, 2011).

A bacia do rio Madeira, juntamente com a bacia do rio Negro, desempenha um papel peculiar no sistema Amazônico, influenciando significativamente o escoamento e o transporte de sedimentos ao longo do rio Amazonas (Guyot, 1993). A concentração de sedimentos em suspensão no rio Amazonas depende das contribuições do rio Madeira durante um certo período de tempo e da ausência de contribuições de sedimentos do rio Negro em outro período de tempo.

O rio Madeira drena uma área de, aproximadamente,  $1,4.10^6$  km<sup>2</sup>, sendo o principal tributário do sul da bacia Amazônica, responsável por quase 35% ( $\sim 240.10^6$  t/ano) de toda a carga de sedimentos transportada pelo rio Amazonas ao Oceano. Conhecer a dinâmica dos sedimentos na bacia do rio Madeira é importante devido à sua influência no transporte de sedimentos no rio Amazonas, mas também é importante para fornecer informações valiosas para as atividades econômicas que dependem tanto do escoamento fluvial como da vazão sólida do rios, como a navegação em barcos. Além disso, a construção de duas grandes Hidroelétricas para geração de energia no trecho superior do rio Madeira, a montante de Porto Velho, pode afetar o transporte natural dos sedimentos. As preocupações com os impactos da construção de barragens, associados com o comportamento futuro das descargas de sedimentos em função de mudanças regionais no clima (Espinoza Villa *et al.*, 2009) fazem com que a dinâmica dos rios necessite ser cada vez mais conhecida. Neste sentido, modelos matemáticos que permitam uma avaliação integrada do sistema são ferramentas úteis.

Para a escala da bacia do rio Madeira, é fundamental o uso de modelo distribuído conectado a ambientes SIG, visto que o uso de modelos de base física é impraticável, principalmente devido a falta de dados necessários para alimentá-los. Por serem distribuídos, o uso do SIG facilita uma espacialização das informações e uma avaliação dos processos simulados na bacia, com identificação de fontes (locais) com maior geração ou

acúmulo de sedimentos. Além disso, devido a importância da hidrologia nos processos erosivos e de transporte, modelos que integram um módulo hidrológico e hidráulico alimentando um módulo de sedimentos.

Porém, os modelos atualmente disponíveis e que integram as componentes hidrológica e de sedimentos apresentam simplificações em um desses componentes. Modelos como o SWAT (Arnold *et al.*, 1998), SWIM (Krysanova *et al.*, 1996), SedNET (Prosser *et al.*, 2001), LASCAM (Sivapalan *et al.*, 1996), por exemplo, podem ser aplicados às bacias de diferentes escalas, mas as simplificações adotadas na propagação das vazões impede a representação de efeitos de remanso e das planícies de inundações no retardo e no amortecimento dos hidrogramas, dificultando sua aplicação em grandes bacias, como a bacia do rio Madeira, onde estes efeitos são significativos e controlam não só o regime de vazões como também a dinâmica de sedimentos. Desta forma, uma aplicação de modelos matemáticos que representem adequadamente a hidrologia e a hidráulica do complexo sistema de drenagem das grandes bacias, e permitam estimar a geração de sedimentos na bacia e o transporte de sedimentos nos trechos de rios, ainda é um desafio.

## 1.2 Objetivo

O objetivo do trabalho foi desenvolver uma ferramenta para simular geração, transporte e redistribuição de sedimentos em bacias de grande escala, através da integração de uma metodologia simplificada para estimativa da distribuição espacial e temporal da 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.

Como objetivo específico busca-se representar a dinâmica dos sedimentos em grandes bacias, tendo como estudo de caso a bacia do rio Madeira, um dos principais afluentes da margem direita do rio Amazonas, que é caracterizada pela sua grande extensão territorial e elevada geração de sedimentos.

Para o estudo procurou-se considerar formulações para aplicações em locais com escassez de dados, buscando adequá-las para representação da dinâmica em grandes escalas através da utilização de Sistemas de Informações Geográficas, dados espacializados na bacia e as estimativas de chuva pelo TRMM

## 1.3 Estrutura do Texto

Neste trabalho apresenta-se uma modelagem hidrológica, hidráulica e de sedimentos na bacia do rio Madeira. Mais especificamente, apresenta-se um modelo matemático para estimativa da distribuição espacial e temporal da perda de solo em grandes bacias

hidrográficas e para o transporte de sedimentos na rede de drenagem, o qual funciona acoplado ao modelo hidrológico MGB-IPH. Desta forma, amplia-se as funcionalidades do modelo MGB-IPH e as possibilidades da sua aplicação para a compreensão da dinâmica de sedimentos em grandes escalas. O modelo desenvolvido é capaz de ser aplicado em locais com escassez de dados detalhados sobre a topografia, cobertura vegetal, uso do solo, tipo de solo e clima, nos quais geralmente são adotadas informações em escala global.

No segundo capítulo deste trabalho é apresentada uma breve introdução aos modelos matemáticos, com uma classificação de acordo com critérios como o tipo de processo representado, a formulação empregada, a escala espacial de aplicação e a resolução temporal. São apresentadas as formulações mais gerais para aplicação em grandes escalas e exemplos de modelos já existentes. No capítulo 3 encontra-se toda a metodologia proposta, incluindo etapas que envolvem pré-processamento em ambiente SIG, e utilizando rotinas computacionais, de dados e informações necessárias ao modelo. A metodologia para estimativa da geração de sedimentos na bacia e para o transporte de sedimentos na rede de drenagem, bem como a integração deste módulo ao modelo MGB-IPH também é apresentada neste capítulo. No quarto capítulo é apresentada uma caracterização geral da bacia do rio Madeira, o mais importante afluente da margem direita do rio Amazonas em termos de descarga líquida e o segundo mais importante em termos de descarga sólida, a qual é utilizada como estudo de caso deste trabalho. Neste quarto capítulo a dinâmica hidrológica e de sedimentos na bacia é apresentada de forma resumida. No capítulo 5 é feita a modelagem hidrológica da bacia do rio Madeira buscando a calibração dos parâmetros do modelo MGB-IPH para representar de forma adequada os processos hidrológicos/hidráulicos, os quais são fundamentais para a geração e o transporte de sedimentos. Neste capítulo são apresentados os dados utilizados para o estudo, incluindo as etapas de pré-processamento das informações para o modelo em ambiente SIG. No capítulo 6 apresenta-se a simulação da bacia do rio Madeira com o modelo proposto para estimativa da geração e do transporte de sedimentos na rede de drenagem. Os resultados obtidos são apresentados de forma distribuída espacialmente, bem como em locais específicos da bacia, nas escalas temporal diária, mensal e anual, e comparados com dados medidos na bacia. Neste capítulo também são feitas discussões sobre os resultados obtidos. Por fim, no capítulo 7 são apresentadas as principais conclusões e recomendações deste trabalho. No Anexo A é feita uma descrição do modelo MGB-IPH e seus processos representados e formulações utilizadas, enquanto que no Anexo B são apresentados os parâmetros calibrados do modelo MGB-IPH.

## Capítulo 2

# Modelagem da Geração e do Transporte de Sedimentos

### 2.1 Classificação de Modelos

Atualmente existe uma grande quantidade de modelos destinados à simulação dos processos de erosão e do transporte de sedimentos e de nutrientes associados aos sedimentos. De maneira geral, os modelos diferem-se em termos da sua complexidade, dos processos que podem ser considerados e das necessidades de dados para a sua calibração e uso (Merritt *et al.*, 2003). Porém, cada modelo tem um propósito específico, de forma que não há um tipo particular de modelo que possa ser considerado mais apropriado do que os outros em todas as situações (Yang & Simões, 2008). Diversos autores revisaram detalhadamente alguns dos modelos matemáticos de erosão e de transporte de sedimentos mais conhecidos, apontando seus aspectos práticos e teóricos, positivos e negativos. Entre eles tem-se trabalhos como os de Borah & Bera (2003), Kalin & Hantush (2003), Merritt *et al.* (2003), Aksoy & Kavvas (2005), Papanicolaou *et al.* (2008), Karydas *et al.* (2012).

A classificação dos modelos pode ser feita de diferentes formas e adotando diferentes critérios (ex: Merritt *et al.*, 2003; Toy *et al.*, 2002), os quais consideram a descrição dos processos por eles representados, as escalas espaciais e temporais de aplicação e a formulação empregada e técnica de solução (Aksoy & Kavvas, 2005). A distinção entre modelo não é simples e pode ser um tanto subjetiva. De forma geral, os modelos podem ser classificados como empíricos, conceituais ou físicos.

Modelos empíricos estão limitados às condições para as quais foram desenvolvidos. Eles são os mais simples de todos os tipos de modelos e são baseados principalmente na análise de observações, buscando obter e caracterizar respostas a partir dos dados. Estes modelos ignoram a heterogeneidade das características da bacia e dos dados de entrada (Merritt *et al.*, 2003). Sendo baseados na ideia de estacionariedade do sistema, eles não são capazes de prever os efeitos das mudanças que ocorrem na bacia e são particularmente

utilizados para localizar fontes de geração de sedimentos. Para esta aplicação, uma vantagem destes modelos é que eles podem substituir modelo mais complexos em locais com limitações de dados e de parâmetros de entrada, além de não necessitarem calibração.

Os modelos conceituais incorporam os mecanismos básicos da erosão e do transporte de sedimentos em sua estrutura, representando a bacia por uma série de armazenamentos internos (Aksoy & Kavvas, 2005). Estes modelos tendem a incluir uma descrição geral dos processos que ocorrem na bacia, mas sem se atentar aos detalhes específicos referentes as interações entre os processos. A principal característica que distingue os modelos conceituais dos empíricos é ser coerente com as hipóteses sobre os diversos processos que descrevem o comportamento do sistema.

Já os modelos físicos de erosão e transporte de sedimentos são construídos utilizando equação de conservação da massa de sedimentos (Aksoy & Kavvas, 2005). Quando acoplado a um modelo hidrológico/hidráulico, ainda adotam equações da conservação da massa e do momento para a fase líquida. Os modelos de base física geralmente necessitam de uma grande quantidade de dados de entrada, podendo tornar impraticável sua aplicação em grandes escalas. Segundo Medeiros *et al.* (2010), esta aplicação poderia ser possível com um "up-scale" das equações governantes, como é feito no modelo WEHY (Watershed Environmental Hydrology Model) descrito em Kavvas *et al.* (2004). Além disso, as equações governantes dos processos são, em geral, derivadas em pequenas escalas e sob condições físicas específicas, de forma que seus parâmetros perdem o significado físico quando a equação é aplicada em grandes escalas (Merritt *et al.*, 2003).

Baseado na forma como os modelos representam a variabilidade espacial da área na qual será aplicado, os modelos podem ser classificados como concentrados ou distribuídos. Os modelos concentrados assumem que o domínio de simulação é homogêneo, de forma que seus parâmetros representam as propriedades físicas de todo o domínio. Tais modelos geralmente são utilizados em pequenas áreas de campo ou pequenas bacias com características homogêneas. Já os modelos distribuídos consideram a variabilidade das propriedades físicas (tipos de solo, uso do solo, cobertura vegetal, topografia, etc.) e climáticas (chuva e outras variáveis atmosféricas) da bacia. Geralmente estes modelos consideram a heterogeneidade da bacia através da sua sub-divisão em elementos menores interconectados, utilizando SIG e Modelos Digitais de Elevação (MDE), cujas propriedades possam ser consideradas homogêneas no seu interior mas possam diferir entre elementos (Kavvas *et al.*, 2006). Para aplicações em grandes escalas os elementos mais comuns são as células de grade ou as sub-bacias (Merritt *et al.*, 2003), embora seja possível adotar as dimensões dos pixels do MDE como elementos (de Roo *et al.*, 1996). Entretanto, a resolução do MDE afeta os resultados do modelo e este efeito tem sido abordado por diversos autores (ex: Quinn *et al.*, 1991; Zhang & Montgomery, 1994; Stefano *et al.*, 2000; Jetten *et al.*, 2003; Hill & Neary, 2005). Modelos distribuídos que possuem um componente de transporte de sedimentos ao longo dos rios e canais, as cargas

de cada elemento são propagadas através do sistema de drenagem para gerar a saída na escala da bacia (Merritt *et al.*, 2003).

Tradicionalmente os modelos tratavam os seus parâmetros de entrada de forma concentrada na área. Porém, com o aumento dos recursos computacionais e, principalmente, com a disponibilidade e utilização de ferramentas SIG, além da necessidade cada vez mais crescente de se estudar a dinâmica espacial dos fatores que afetam a perda de solo e o transporte de sedimentos, bem como a dinâmica dos sedimentos na bacia, diversos modelos passaram a considerar uma abordagem distribuída (Krysanova *et al.*, 1998; Merritt *et al.*, 2003).

Dependendo ainda da escala temporal na qual os processos serão simulados, os modelos podem ser classificados em contínuos ou baseados em eventos. Modelos baseados em eventos estimam os impactos decorrentes de um único evento de precipitação, e para cada evento o passo de tempo é geralmente de minutos à horas, enquanto que modelo contínuos consideram os efeitos provocados por uma série de eventos consecutivos (Aksoy & Kavvas, 2005). Estes modelos são fundamentais quando se deseja avaliar alterações temporais climáticas ou das características da bacia, as quais afetam o escoamento e os processos erosivos e de transporte de sedimentos (Kavvas *et al.*, 2006).

Entretanto, é possível que modelos adotem em sua estrutura módulos enquadrados em diferentes categorias. Por exemplo, enquanto modelos podem ser completamente empíricos utilizando formulações empíricas para a geração de sedimentos e posterior determinação do aporte da bacia, outros podem adotar fórmulas empíricas para a geração e equações conceituais ou físicas para o transporte das cargas nos trechos de rios, ou vice-versa. Em modelos que utilizam um componente hidrológico chuva-vazão, a abordagem pode ainda ser físico-conceitual neste componente, mas empírica no módulo de sedimentos. Ainda, os modelos podem ser de base física, empírica ou conceitual, mas em termos temporais serem baseados em eventos ou contínuos, ou adotar as duas abordagens. Em todos os casos, os modelos podem ser do tipo distribuído ou concentrado.

Por fim, é possível considerar ainda a escala de aplicação dos modelos. Modelos de base física geralmente necessitam de uma grande quantidade de informações que inviabilizam sua aplicação, principalmente, em grandes bacias e sua aplicação fica então limitada à escalas de campo ou de pequenas bacias. Os modelos empíricos geralmente são aplicados em pequenas áreas devido à sua característica concentrada, mas têm sido adotados em grandes regiões com a sub-divisão da bacia em áreas menores onde o conceito de modelo concentrado possa ser aplicado, representando parte da variabilidade espacial das características da bacia. A aplicação de modelos e as idealizações em grandes escalas serão apresentadas adiante.

## 2.2 Modelos para Grandes Escalas

A medição e o controle dos processos que regem a geração e o transporte de sedimentos em grandes bacias é complexo. Em termos de geração de sedimentos, a carga despreendida do solo percorre um longo caminho até a sua chegada no corpo d'água, dentro do qual ocorre o transporte fluvial do sedimento. Neste caminho, boa parte dos sedimentos são depositados, de forma que o que chega ao exutório da bacia não corresponde a toda a carga que foi gerada.

Para uma predição do movimento dos sedimentos em grandes bacias é necessário considerar os processos integrados de erosão e de transporte dos sedimentos e as variabilidades espaciais e temporais desses processos. Aqui, entende-se como grandes bacias aquelas com área superiores a 10.000 km<sup>2</sup> (Collischonn *et al.*, 2001), embora valores acima de 5000 km<sup>2</sup> possam ser aceitáveis. Nestas escalas geralmente encontram-se grandes variações topográficas, diferentes tipos e usos do solo, variações na distribuição dos processos hidrológicos, os quais afetam diretamente a geração dos sedimentos e precisam ser interpretados de forma integrada. Estes fatores fazem com que, à medida que a área da bacia aumenta, as interações entre diferentes processos erosivos e deposicionais aumentam e seus impactos vão se ampliando (de Vente *et al.*, 2007).

Os problemas relacionados com a perda de solo em bacias são observados no local da geração do escoamento superficial e da erosão (efeitos "on-site") e geralmente é caracterizado pela perda da fertilidade do solo, redução da produtividade e alteração das características do solo, mas também são observados fora do local onde a erosão ocorre (efeitos "off site"), tais como assoreamento de reservatórios, lagos e rios, presença dos nutrientes e sedimentos erodidos nos rios e depósitos espalhados pela bacia. Os efeitos observados fora do local da erosão são resultantes de diferentes fontes (locais de geração) de sedimentos espacialmente distribuídas na bacia. Para estimar as cargas de sedimentos e mensurar seus impactos "off site" 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 guiar os tomadores de decisão na gestão de recursos hídricos (Debele *et al.*, 2006).

Nestas escalas, a utilização de modelos distribuídos ou semi-distribuídos baseados em processos é preferida, devido à sua capacidade de representar a variabilidade espacial dos processos e fornecer resultados sobre a área em estudo, como as principais fontes de geração de sedimentos. Para aplicar esta estratégia em grandes bacias é necessário adotar um modelo de erosão do solo (geralmente um módulo de pequenas escalas) e um critério de desagregação espacial para o processo de transferência de sedimentos até a rede de drenagem (Merritt *et al.*, 2003), e um modelo para o transporte pela rede de drenagem até o exutório da bacia (Krysanova *et al.*, 1998). Assim, os cenários de simulação devem

procurar separar os modelos de representação da bacia hidrográfica e de geração dos sedimentos dos modelos de transporte no sistema fluvial.

Os modelos de sedimentos se baseiam na energia da precipitação ou do escoamento, no tipo de cobertura e solo, além de outros condicionantes para identificar o material gerado que é aportado pela bacia. Porém, geralmente é realizada uma distinção entre a geração e o transporte de sedimentos na bacia e o transporte nos rios, mas de alguma forma esta caracterização depende da dimensão da área de estudo. Um processo de geração pode ser definido para uma sub-bacia, onde predomina a perda de solo, e depois em uma rede de rios, onde predomina o transporte. Além disso, devido às dificuldades inerentes à disponibilidade de dados de qualidade e suficientemente detalhados em grandes bacias hidrográficas, estes modelos devem ser também adaptados para terem seus parâmetros estimados face à escassez ou inexistência de informações.

Porém, para a aplicação um modelo de geração e transporte de sedimentos é também necessário um bom conhecimento da hidrologia, a qual é a chave para uma boa compreensão sobre os processos erosivos (Kirkby, 2001). Uma boa parte dos resultados de um modelo de sedimentos se deve as informações hidrológicas, geralmente fornecidas por um modelo hidrológico. Desta forma, o acoplamento entre modelos hidrológicos confiáveis e modelos de sedimentos fornece uma ferramenta mais robusta para as análises dos processos erosivos e de transporte de sedimentos, bem como para avaliação das respostas sob diferentes condições, ou cenários, de uso do solo. Neste sentido, diversos modelos têm sido incorporados à modelos hidrológicos.

A seguir, serão apresentados algumas das formulações geralmente empregadas para a erosão do solo e para o transporte de sedimentos utilizadas em grandes escalas. Será dada preferência aos modelos distribuídos tanto para estimativa de valores médios anuais da taxa de aporte de sedimentos como de valores contínuos no tempo. Revisões mais detalhadas das formulação básicas podem ser obtidas, por exemplo, em Merritt *et al.* (2003), Aksoy & Kavvas (2005), Papanicolaou *et al.* (2008).

### 2.2.1 Modelos matemáticos para estimativa da perda de solo

Os modelos de erosão mais simples são aqueles que estimam a perda de solo para um comprimento de rampa sem considerar a variabilidade da erosão e da deposição ao longo da rampa. Tais modelos também utilizam valores médios anuais como entrada sem considerar a variação temporal ao longo do ano. Já os modelos mais complexos de erosão computam valores em pontos discretos no tempo e no espaço, incluindo o tempo entre eventos e durante eventos. Estes modelos integram numericamente os valores pontuais estimados para determinar a perda de solo em encostas, pequenas áreas agrícolas, sub-bacias, bacias ou regiões (Toy *et al.*, 2002). Dependendo da complexidade destes modelos, e da escala de aplicação, é possível ainda determinar locais onde a erosão é mais severa e

quais os fatores que mais contribuem para ela, embora a necessidade de extensos conjuntos de dados é sempre um limitador, principalmente quando estes são escassos ou simplesmente não existem.

Em grandes bacias a limitação de dados das características da bacia, do solo, da cobertura vegetal, entre outros fatores que interferem na erosão exige que os modelos a serem aplicados para estimativa da erosão necessitem de um mínimo de dados possível. Apesar da complexidade dos fatores que regem a dinâmica dos sedimentos em grandes bacias, os modelos de geração de sedimentos nestas escalas geralmente utilizam equações empíricas que estimam a geração de sedimentos a partir de características do solo, da cobertura vegetal, da chuva, do escoamento superficial, entre outros. Dentre as mais utilizadas estão a Equação Universal de Perdas de Solo - USLE (Wischmeier & Smith, 1965, 1978) e suas derivações como as versão modificada MUSLE (Willian, 1975) e revisada RUSLE (Renard *et al.*, 1997), entre outras (Preston & Schmidt, 2003). Tais equações são bastante aplicadas devido ao seu reduzido requerimento de dados e recursos computacionais. Ainda que a escala de aplicação destas equações seja para encostas curtas, elas têm sido bastante empregada na modelagem distribuída para estimar a perda de solo e a produção de sedimentos na escala de bacias hidrográficas (Merrit *et al.*, 2003).

Como a escala de aplicação destas equações empíricas é de campo (gleba), a estimativa da perda de solo de forma distribuída espacialmente é realizada aplicando a equação em elementos menores da bacia, dentro dos quais a variabilidade espacial das informações possa ser considerada homogênea. É necessário também utilizar técnicas de mapeamento e interpolação a fim de criar uma adequada base de dados para a simulação, a qual 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). Para isso, é comum a utilização de SIG.

A Equação Universal de Perda de Solo (Wischmeier & Smith, 1978) estima a média anual de longo período da perda de solo associada com a erosão laminar e em sulcos usando seis fatores que estão associados ao clima, solo, topografia, vegetação e manejo. A equação é dada por:

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad (1)$$

onde  $A$  [ $t \cdot ha^{-1} \cdot ano^{-1}$ ] é a perda de solo média anual estimada por unidade de área,  $R=f(E \cdot I_{30})$  [ $MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1} \cdot ano^{-1}$ ] é o fator de erosividade da chuva ( $E$  é a energia cinética da chuva e  $I_{30}$  é a máxima intensidade da precipitação de 30min de duração),  $K$  [ $t \cdot h \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$ ] 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 ( $L$  [-] é o fator comprimento e  $S$  [-] é o fator gradiente da encosta, os quais variam no espaço). Na sua aplicação distribuída, considera-se a distribuição espacial desses parâmetros e, em especial,

a variabilidade espacial do terreno, representado pelo fator comprimento  $L$ , é importante. Este fator representa a distância, em relação ao comprimento padrão da parcela de (Wischmeier & Smith, 1978), do início da formação do escoamento superficial até o encontro de um canal ou um local de deposição. Inicialmente proposto para aplicação em trechos retilíneos de encostas, a sua aplicação em terrenos complexos requer a consideração da variabilidade do terreno. Foster & Wischmeier (1974) foram os primeiros a desenvolver um procedimento para calcular a taxa de solo perdida em rampas complexas dividindo um declive irregular em segmentos uniformes. Em grandes escalas, entretanto, a determinação manual deste fator é impraticável. Para contornar este problema, é possível utilizar um fator que represente a variabilidade bidimensional do terreno, preferencialmente com a determinação de uma grade de fator  $LS$  adequada para aplicações GIS a partir de um MDE (Van Remortel *et al.*, 2001). Duas formulações em particular podem ser utilizadas, as quais foram comparadas por Minella *et al.* (2010): a formulação de Moore & Burch (1986), que requer a definição de área de contribuição específica; e a de Desmet & Govers (1996), que requer a definição da área de contribuição acumulada. Segundo Minella *et al.* (2010), o método de Desmet & Govers (1996) gerou valores maiores, mas a diferença básica entre os valores gerados por cada método se deve à forma da área de contribuição de cada um deles.

A RUSLE (Renard *et al.*, 1991; 1994; 1997), ou Equação Universal de Perda de Solo Revisada, é uma derivação da USLE e foi desenvolvida para incluir novos conhecimentos adquiridos e uma nova base de dados obtida nos anos de 1980 e 1990. As principais modificações foram na forma como são determinados os seis fatores, em particular a adoção de uma abordagem para determinar o fator  $C$  de cobertura do solo que permite a aplicação do modelo em cultivos e sistemas de manejo que antes não estavam presentes no experimento original do desenvolvimento da USLE (Merritt *et al.*, 2003).

A USLE e a RUSLE estimam a perda de solo. Para determinar a produção de sedimentos é necessário aplicar um coeficiente que representa a proporção da perda bruta de solo que é revertida em produção de sedimento em decorrência dos depósitos ocorridos na bacia. Este coeficiente é conhecido como Taxa de Transferência de Sedimentos (Sediment Delivery Ratio - SDR), o qual depende das características fisiográficas da bacia bem como da escala de aplicação (ver Walling, 1983 e de Vente *et al.*, 2007). Entretanto, tanto as equações como a taxa de transferência consideram apenas estimativas médias anuais de sedimentos. Além disso, estes modelos não consideram explicitamente o escoamento superficial como um fator na predição da erosão, sendo este considerando implicitamente nos cálculos de  $K$ ,  $C$  e  $P$ .

Kinnell & Risse (1998) aperfeiçoaram o fator  $R$  da USLE ao considerar explicitamente o escoamento superficial em um modelo que chamaram de USLE-M. Adotando  $R=Q_R \cdot E \cdot I_{30}$ , onde  $Q_R$  é o coeficiente de escoamento do evento, a capacidade de predição da erosão devido a pequenos e médios eventos aumentou em relação à USLE,

principalmente a medida que a proporção da chuva que infiltra aumenta. Porém, diferentemente da USLE, a USLE-M considera os efeitos do solo, do plantio e do manejo do solo sobre a concentração de sedimentos de forma separada dos efeitos do escoamento. Nesse tipo de formulação, Kinnell (2010, 2014) comenta que alterar o índice de erosividade do evento  $EI_{30}$  da USLE/RUSLE pelo produto da taxa de escoamento superficial e do  $EI_{30}$  ( $Q_R \cdot EI_{30}$ ) pode aumentar a capacidade do modelo em estimar a perda de solo de longo período em unidades de parcela, desde que dados do escoamento superficial estejam disponíveis. Porém esta alteração traz consequências sobre outros fatores do modelo, como o fator de erosividade do solo. Além disso, os fatores de comprimento do declive, de declividade, de cobertura e manejo do solo e de práticas conservacionistas da USLE/RUSLE não deveriam ser utilizados quando se utilizam dados de escoamentos superficiais obtidos de locais diferentes de uma unidade de parcela. Sendo assim, segundo os autores, os fatores K, C e P devem ser determinados especificamente para aplicação na nova formulação, como é o caso de uma aplicação da USLE-M. Considerando ainda a possibilidade de aplicação desta equação em terrenos complexos, Kinnell (2001) desenvolveu uma abordagem para o cálculo do fator  $L$  que permite uma estimativa da erosão em células de grade, dependente explicitamente do escoamento vindo das áreas de montante.

A USLE-M não é a única variante da USLE que considera explicitamente o escoamento superficial como um parâmetro no fator de erosividade. A Equação Universal de Perda de Solo Modificada - MUSLE (Williams, 1975) é uma equação derivada da USLE e RUSLE que já utilizava o próprio volume de escoamento superficial e a vazão de pico do evento para estimar a erosão do solo. Desta forma, a MUSLE não só possibilita um aumento na eficiência do modelo como também possibilita a simulação de eventos contínuos, necessários para avaliar a evolução temporal dos processos e da dinâmica dos sedimentos. O volume de escoamento superficial e a vazão de pico do escoamento entram na equação como um fator de escoamento superficial, representando a energia utilizada tanto no desprendimento como no transporte de sedimentos, o que permite ainda eliminar a necessidade de um fator de transferência de sedimentos (SDR). Apesar destas vantagens, os fatores K, C e P utilizados na MUSLE são os mesmo determinados para a USLE, os quais deveriam ser utilizados apenas quando  $R = EI_{30}$ . Estas controvérsias têm sido bastante discutidas em (Kinnell, 2003; 2004; 2005; 2010; 2014), embora ainda hoje diversos estudos ou modelos utilizam a USLE/RUSLE/MUSLE para aplicações em escalas maiores do que aquela para a qual a equação foi desenvolvida, com resultados satisfatórios: SWAT (Arnold *et al.*, 1998); SWIM (Krysanova *et al.*, 1998, 2000); EPIC (Williams *et al.*, 1984); Beskow *et al.* (2009). Outras formulações que modificaram o fator de erosividade da USLE para considerar explicitamente o escoamento superficial são apresentadas, por exemplo, em Kinnell & Risse (1998), Golson *et al.* (2000) e Kinnell (2003).

### 2.2.2 Modelos matemáticos para avaliação do transporte de sedimentos

A maioria dos modelos de transporte de sedimentos na engenharia fluvial é unidimensional, especialmente aqueles usados em simulações de longo período em longos trechos de rio (Wu, 2008). Estes modelos geralmente necessitam de uma quantidade mínima de dados de campo (ex: fluxo de sedimentos total, em suspensão, de fundo e descarga líquida) para calibração e validação (Aksoy & Kavvas, 2005). Além disso, sua solução numérica é mais estável e necessita de pouca capacidade computacional e tempo para resolvê-la (Yang & Simões, 2008). Embora os modelos unidimensionais não permitam simular os fenômenos bi ou tridimensionais dos escoamento reais em rios e canais, eles podem ser bastante úteis na predição de valores médios nas seções de cálculos dos trechos de rios, tais como velocidade, carga de fundo, concentração de sedimentos em suspensão, entre outros.

O transporte de sedimentos em rios geralmente consiste em duas partes, uma fase líquida e outra fase sólida. A depender da forma de cálculo, os modelos podem adotar formulações acopladas, que computam o escoamento e os sedimentos simultaneamente, ou desacopladas, ignorando a influência do transporte de sedimentos e possíveis modificações de fundo no campo de escoamento. As formulações desacopladas assumem que as modificações do leito ocorrem lentamente ao longo do tempo e que a concentração de sedimentos não é elevada. Quando a concentração é elevada e as modificações do leito são acentuadas e precisam ser representadas, é necessário adotar a solução acoplada (Vieira da Silva & Wilson Jr., 2006). Embora as formulações acopladas sejam mais gerais e fisicamente plausíveis, elas são mais complexas e a adoção da solução desacoplada é bastante utilizada, justificada pela diferença nas escalas de tempo do escoamento e do transporte de sedimento (Wu, 2008). Para a fase líquida, os modelos variam de simples modelos de onda cinemática até modelos dinâmicos completos (Lai, 2005).

A representação das características hidráulicas do escoamento em canais de fundo móvel e a possibilidade de representar os diversos processos existente nos rios relacionados aos sedimentos, tais como erosão, deposição, re-suspensão, consolidação, erosão de margens, erosão local em estruturas, variações de forma, transporte pontual e difuso de poluentes associados aos sedimentos, entre outros, é possível com modelos hidrodinâmicos e de transporte de sedimentos (Papanicolau *et al.*, 2008).

Geralmente os modelos hidrodinâmicos unidimensionais resolvem as equações diferenciais de conservação de massa e de momento (as equações de Saint Venant) para fornecer no tempo e no espaço as variáveis do escoamento. Considerando a existência de contribuição lateral, estas equações são escritas como:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_l \quad ( 2 )$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\alpha \cdot Q^2}{A} \right) + g \cdot A \cdot \frac{\partial h}{\partial x} + g \cdot A \cdot S_f = q_l \quad (3)$$

onde  $x$  é a coordenada espacial na direção do escoamento,  $A$  é a área da seção,  $Q=A \cdot U$  é a vazão, sendo  $U$  a velocidade média na seção,  $h$  o nível d'água e  $\alpha$  um fator de correção da não uniformidade da velocidade na seção.

As equação de Saint Venant fornecem as variações do escoamento, mas não são suficientes para determinar possíveis alterações que venham a ocorrer no leito de rios de fundo móvel no tempo como no espaço. Desta forma, na solução desacoplada, as equações da fase líquida são resolvidas na hipótese de leito fixo e os valores das variáveis da seção são mantidos constantes em cada passo de tempo. Uma vez solucionada a fase líquida e determinadas as novas características hidráulicas e da seção, a equação da continuidade de sedimentos é aplicada para determinar o volume de erosão ao depósito e determinar a nova configuração do leito. A equação da continuidade simplificada na condição de equilíbrio é conhecida como equação de Exner e escrita como:

$$(1 - \lambda) \frac{\partial A_b}{\partial t} + \frac{\partial Q_s}{\partial x} = q_s \quad (4)$$

sendo  $\lambda$  a porosidade do material de fundo,  $A_b$  é a área da seção transversal,  $Q_s$  é a descarga sólida e  $q_s$  é a contribuição lateral de sedimentos por unidade de largura.

A solução da equação da continuidade é feita utilizando uma formulação para a capacidade de transporte do escoamento, determinando o volume erodido ou depositado, e pode ser aplicada para diferentes classes de tamanhos de partículas. A capacidade de transporte representa o máximo volume de sedimentos que pode ser transportado pelo escoamento e existem várias equações desenvolvidas para cada forma possível de transporte de sedimentos (ver Yang, 1996; Wu, 2008; Julien, 2010).

A abordagem através da equação de Exner é muito útil para a análise de sedimentos não-coesivos. Para sedimentos mais finos em rios onde as concentrações do material em suspensão são elevadas, pode ser importante considerar a difusão longitudinal destes através da equação de difusão advecção (Vieira da Silva & Wilson Jr., 2006).

Diversos modelos existentes se enquadram na abordagem acima, como por exemplo FLUVIAL 11 (Chang, 1984), SEDICOU (Holly & Rahuel 1990), GSTARS (Yang & Simões, 2008), MIKE-11 (Hanley *et al.*, 1998), SIC (Baume *et al.*, 2005), HEC-RAS 4.0 (Brunner, 2008), entre outros. Outros modelos adotam formulações mais simples para a propagação de vazões e de sedimentos. No modelo SWAT, por exemplo, a propagação de vazão é realizada utilizando o método de armazenamento com taxa variável (William, 1969 *apud* Gassman *et al.*, 2007) ou o método de Muskingum (Neitsch *et al.*, 2005), enquanto o transporte de sedimentos é simulado utilizando uma função do pico do escoamento no canal e um fator de erodibilidade é utilizado para computar a erosão.

Habersack (1998) comparou os resultados de 12 modelos de transporte de sedimentos, todos unidimensionais, cujas principais diferenças estavam relacionadas ao estado de transporte (estacionário ou não estacionário), a formulação acoplada e não acoplada, a representação da erosão lateral, a inclusão de ajuste automático da largura e as formulações empregadas para o transporte de sedimentos. Segundo os autores, simples alterações na distribuição granulométrica das partículas de sedimentos do escoamento, bem como do material de entrada e suas quantidades produziram significativas diferenças entre os modelos. Entretanto, a espessura da camada superficial pouco influenciou nos resultados, enquanto que os efeitos da porosidade foram insignificantes.

O modelo SOBEK-RE, desenvolvido por Deltares (WL-Delft Hydraulics) e o Instituto de Gestão das Águas Interiores (Institute for Inland Water Management) e Tratamento de Águas Residuais (Netherlands) é capaz de trabalhar com problemas unidimensionais em redes de canais. A propagação do escoamento no modelo é realizada utilizando as equações unidimensionais de Saint Venant, enquanto que os sedimentos são transportados como cargas em suspensão e cargas de fundo, dependendo do tamanho das partículas. O modelo utiliza cinco equações de capacidade de transporte, cada uma com uma zona de aplicação dependente da faixa de tamanhos de sedimentos a ser modelado. Uma comparação deste modelo com o modelo SWAT foi realizada por Van Griensven *et al* (2013). Os resultados indicaram que, embora o SWAT possa ser útil em situações com poucos dados e pouca informações da morfologia do rio, o SOBEK-RE é uma melhor alternativa em estudos com rios em áreas planas, especialmente se dados como de seções, tamanhos de partículas, concentrações e observações morfológicas estiverem disponíveis. Os autores também concluíram que na, escassez de dados, os modelos hidrodinâmicos não necessariamente fornecem melhores resultados que modelos mais simples, como o modelo de onda cinemática. Porém, o estudo não considera a necessidade de representação da hidrodinâmica fluvial como efeitos de remanso e das planícies de inundação. Tais efeitos são importantes não apenas no transporte líquido, mas também no transporte de sedimentos nos rios e nos processos de deposição e resuspensão de sedimentos nas planícies de inundação. Além disso, Paiva (2009) mostrou que na falta de informações para a modelagem hidrodinâmica em rios de grandes bacias (ex: seções transversais, detalhes das áreas de planícies, declividades de rios, entre outros), a utilização de um Modelo Digital de Elevação para suprir essa escassez permite ao modelo hidrodinâmico representar os processos hidrodinâmicos em rios com planícies de inundação e com efeitos de remanso.

Formulações mais complexas também existem, como por exemplo a apresentada por Wu *et al.* (2004). Estes autores propuseram toda a formulação matemática e método de solução para um modelo unidimensional capaz de simular o transporte em estado de não-equilíbrio da carga total não-uniforme sob escoamento não-estacionário. O modelo pode ser aplicado em grandes redes de drenagens dentrificadas com estruturas hidráulicas. O modelo funciona de forma desacoplada no que se refere aos modelos de transporte de água

e de sedimentos, embora as equações do transporte de sedimentos, alterações no leito e material do leito sejam resolvidas por um processo acoplado. Erosão fluvial das margens e quebra de talude das margens também são possíveis de serem simulados pelo modelo.

### 2.2.3 Modelos integrados de erosão e transporte de sedimentos na bacia

Os modelos de erosão aplicados em grandes bacias determinam a geração e a transferência de sedimentos dos seus elementos de discretização da bacia. Para estimar a produção total de sedimentos na bacia de estudo, geralmente aplica-se o conceito de taxa de transferências de sedimentos, SDR (*Sediment Delivery Ratio*) ou efetua-se o transporte dos sedimentos gerados na bacia nos trechos de rio que interconectam os elementos. Neste transporte no rio, uma relação de capacidade de transporte é adotada para simular os processos de erosão e deposição. A ligação entre os módulos de geração de sedimentos e transporte pela rede de drenagem fornecem aos modelos distribuídos uma visão mais ampla e integrada dos processos que ocorrem nas grandes bacias. A dinâmica do sedimentos é considerada tanto na bacia como nos trechos de rios e, especialmente nos modelos contínuos, é possível avaliar a variação temporal do fluxo de sedimentos.

A maioria dos modelos que integram os módulos de geração e transporte de sedimentos, também possui acoplado à sua estrutura um modelo hidrológico. Este é o caso de modelos com o SWAT (Arnold *et al.*, 1998), SWAT-G (Eckhardt *et al.*, 2002), SWIM (Krysanova *et al.*, 1996), SedNET (Prosser *et al.*, 2001), WASA-SED (Mueller *et al.*, 2010) e LASCAM (Sivapalan *et al.*, 1996; Viney & Sivapalan, 1999). Os modelos acoplados hidrológico/erosão eram destinados às escalas de campo ou pequenas bacias, especialmente bacias homogêneas. Entretanto, com a disponibilidade crescente de ferramentas SIG esta abordagem foi sendo alterada e modelos distribuídos foram desenvolvidos para aplicações em grandes escalas (Krysanova *et al.*, 1998). Apesar disto, a maioria destes modelos adotam uma propagação simplificada do escoamento na rede de drenagem, o que dificulta sua aplicação em grandes bacias com características hidráulicas importantes, tais como efeitos de remanso e extensas planícies de inundações. Modelos que agregam a fase hidrológica, hidrodinâmica, geração e transporte de sedimentos para aplicação em grandes bacias são necessários.

O Soil Water Assessment Tool (SWAT, Arnold *et al.*, 1998) é um modelo semi-distribuído, contínuo e de escala de bacia, capaz de estimar os impactos de longo período das práticas de manejo do solo sobre o aporte de água, sedimentos e agroquímicos em bacias grandes e complexas com variações nas condições do solo, uso da terra e manejo. Os principais componentes do modelo são clima, hidrologia, temperatura do solo, crescimento das plantas, erosão/sedimentação, nutrientes, pesticidas e manejo do solo (Bonumá, 2011). A bacia é dividida em sub-bacias as quais são compostas por unidade menores denominadas Unidades de Resposta Hidrológica (URH). Todo o balanço hídrico do modelo é realizado nas URHs e os escoamentos gerados são somados em cada sub-

bacia. O aporte de sedimentos de cada sub-bacia para a rede de drenagem é calculado pela MUSLE. A propagação de vazão é realizada utilizando o método de armazenamento com taxa variável (variable-rate method, William, 1969) ou o método de Muskingum (Neitsch *et al.*, 2005). O transporte de sedimentos nos trechos de rios considera os processos de erosão e deposição, sendo o volume máximo possível de ser transportado uma função da vazão de pico do canal. Um fator de erodibilidade é utilizado para computar a erosão. Embora seja um modelo distribuído e contínuo no tempo, o método simplificado de propagação de vazão do SWAT dificulta sua aplicação em bacias onde as características hidráulicas do escoamento são importantes, tais como significativos efeitos de remanso e extensas planícies de inundações.

Bonumá (2011) melhorou a representação dos processos de transporte e deposição de sedimentos na superfície da bacia (paisagem) modificando o modelo SWAT com a incorporação de um termo de capacidade de transporte de sedimentos na paisagem. A rotina de deposição desenvolvida permitiu um melhor desempenho durante a calibração em relação ao modelo SWAT original. Com esta alteração, os resultados do modelo foram satisfatórios para o transporte de sedimentos em diferentes posições da superfície da bacia, além de indicarem que a integração da rotina de deposição de sedimentos no SWAT aumenta a precisão das estimativas do modelo em áreas mais íngremes e a capacidade de prever a distribuição espacial das áreas de deposição de sedimentos.

SWAT-G (Eckhardt *et al.*, 2002) é uma versão modificada do SWAT 99.2 especialmente desenvolvida para aplicação em bacias caracterizadas predominantemente por encostas íngremes e solos rasos sobre aquíferos rochosos. As modificações envolveram a regionalização da precipitação e da temperatura, o cálculo da evapotranspiração, a geração dos escoamentos superficial e sub-superficial, a simulação do crescimento e da rotação das culturas, além de uma nova opção de controle de reservatórios (Lenhart *et al.*, 2005). O modelo funciona semelhantemente ao SWAT, com passo de tempo contínuo e pode ser aplicado para prever o impacto de práticas de manejo da terra sobre o aporte de água e sedimentos em bacias complexas.

Lenhart *et al.* (2005) utilizaram o SWAT-G e modificaram sua estrutura alterando a forma de estimar o aporte de sedimentos na bacia. Segundo os autores, a estimativa deste aporte pelo SWAT-G utilizando a MUSLE só pode ser possível adotando valores médios dos parâmetros, dada a natureza concentrada da equação. Isso impede a representação do controle que a topografia dos caminhos de escoamentos exerce sobre a bacia e sobre o aporte de sedimentos. Com essa consideração, os autores utilizaram a RUSLE para estimar a geração total de sedimentos na bacia e propuseram uma formulação de Taxa de Transferência de Sedimentos para estimar a fração deste total que chegará à rede de drenagem. A formulação é aplicada a todos os pixels do MDE e considera a distância de cada pixel à rede de drenagem. Para cada sub-bacia de discretização do modelo é obtida uma distância média ponderada pelo inverso do gradiente de declividade do pixel. O fator

SDR é dado pelo inverso desta distância, multiplicado por um parâmetro de calibração. A metodologia foi testada em duas pequenas bacias (bacia Dijle, na Bélgica central e bacia Dill, na Germany) e apresentam uma significativa melhora na predição do aporte diário de sedimentos.

O modelo distribuído e contínuo SWIM (Soil and Water Integrated Model) foi desenvolvido por Krysanova *et al.* (1998, 2000) para fornecer uma ferramenta baseada em SIG para a modelagem hidrológica e de qualidade d'água em bacia de centenas a milhares de km<sup>2</sup>, cuja parametrização pode ser efetuada utilizando informações disponíveis em escala regional. Sua estrutura é baseada nos modelos SWAT (Arnold *et al.*, 1998) e MATSALU (Krysanova *et al.*, 1989). O modelo integra hidrologia, vegetação, erosão e dinâmica de nutrientes em grandes bacias discretizadas em três níveis: bacia, sub-bacia e URHs (chamado pelo autores de "hydrotopes"). O módulo hidrológico é baseado na equação de balanço hídrico, considerando precipitação, evapotranspiração, percolação, escoamento superficial e sub-superficial para uma coluna de solo dividida em várias camadas. O aporte de sedimentos em cada sub-bacia é calculado pela MUSLE, semelhante ao modelo SWAT, porém com os parâmetros de erodibilidade do solo  $K$  e de manejo  $C$  de cada sub-bacia são determinados pela média ponderada pela área dos valores estimados para cada "hydrotopes" (Krysanova *et al.*, 1998, Krysanova & Wechsung, 2000). A propagação do sedimento na rede de drenagem é igual a do modelo SWAT.

Prosser *et al.* (2001) apresentam um modelo empírico-conceitual capaz de estimar a geração e a deposição de sedimentos provenientes da bacia e das margens do rio. O modelo chamado SedNet é acoplado a SIG e foi desenvolvido como uma ferramenta para abordar questões de gestão da terra e da água em pequenas, médias e grandes bacias. A bacia é representada no modelo basicamente por trechos conectados a sub-bacias que fornecem sedimentos gerados em encostas através da USLE combinada com um SDR. O módulo hidrológico do modelo utiliza algoritmos simplificados das variáveis hidrológicas importantes que influenciam a hidráulica dos rios sobre o transporte de sedimentos. O transporte e a deposição das cargas de fundo nos rios são calculados utilizando um modelo de capacidade de transporte, enquanto que as partículas em suspensão permanecem neste estado quando não são depositadas em reservatório ou em planícies de inundação. O modelo considera que toda a carga de fundo é depositada nos reservatórios, enquanto que parte da carga em suspensão pode passar por ele. De acordo com Merritt *et al.* (2003), a maior vantagem do modelo é fornecer uma representação espacial da localização das fontes e depósitos de sedimentos em grandes bacias, mas alguns dos dados necessários são de difícil obtenção em grandes escalas.

O modelo WASA-SED (Güntner, 2002; Güntner & Bronstert, 2004; Mueller *et al.*, 2010) é um modelo semi-distribuído, baseado em processos, específico para simulação contínua da geração de escoamento superficial e da geração e transporte de sedimentos em grandes escalas (centenas a milhares de km<sup>2</sup>), embora seja voltado para terras semi-áridas.

O modelo permite avaliar cenários de manejo de uso de solo e análise de sedimentação em grandes reservatórios. A variabilidade espacial das características do terreno e sua influência na geração de escoamento é considerada através de uma discretização hierárquica em unidades de modelagem com cinco níveis de escala. A bacia é dividida em sub-bacias, as quais são subdivididas em unidades de paisagem (semelhante as URH) que, por sua vez são representadas por três componentes do terreno caracterizados por suas declividades, comprimentos e características de solo e vegetação: terras baixas; encosta; e terras altas. A erosão do solo é estimada por uma das quatro equações disponíveis, todas derivadas da USLE (incluindo ela): Onstad & Foster (1975); MUSLE; e MUST (versão teórica, Gassman *et al.*, 2009). Para cada trecho de rio das sub-bacias, a propagação das vazões é realizada por um modelo de onda cinemática tipo Muskingum. A propagação de sedimentos considera o transporte de fundo em condição de semi equilíbrio para sedimentos uniformes e não uniformes, utilizando o conceito de capacidade de transporte (5 formulações estão disponíveis), e em suspensão, este com máxima concentração estimada por uma função de potência da velocidade máxima do canal, semelhante ao adotado no modelo SWAT e SWIM.

### 2.3 Uso de ferramentas SIG

A utilização de Sistemas de Informações Geográficas (SIG) é especialmente importante na modelagem distribuída. Essa ferramenta possibilita a representação da variabilidade espacial das características das bacias hidrográficas dentro de um ambiente de células de grade (ou pixels) de diferentes resoluções (Molnar & Julien., 1998). Este formato de dados é chamado de "raster". A principal vantagem em utilizar SIG é que os processos de erosão variam espacialmente e, portanto, a representação da bacia por meio de células de grades ou pixels são utilizadas para que essa variabilidade espacial possa ser considerada (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.

Muitas vezes, o SIG é uma das poucas ferramentas disponíveis para avaliar o papel da variabilidade espacial do solo e das suas propriedades, da cobertura vegetal e de diversas outras propriedades geomorfológicas e climáticas, na geração e no transporte de sedimentos e na evolução das paisagens (Finlayson & Montgomery, 2003). Muitos modelos, para simular a distribuição espacial da erosão e do transporte de sedimentos, utilizam suas variáveis de entrada manipuladas em ambientes SIG (de Roo *et al.*, 1996), e alguns são realmente integrados nestes ambientes.

Em alguns modelos (ex: WATEM/SEDEM) o tamanho do pixel é a menor unidade utilizada para representar a variabilidade espacial da bacia, dentro dos quais os processos internos são assumidos como constantes no espaço e a água e o sedimento são

uniformemente distribuídos sobre a sua superfície. Outros modelos adotam a estrutura raster e determinam elementos maiores que eles (ex: células quadradas de discretização, sub-bacias, rampas), mas bem menores que a bacia de estudo, onde neles os processos seriam assumidos como constantes (ex: WASA-SED, WEPP e o SWAT). Desta forma, os SIGs têm desempenhado papel importante na análise da erosão em diversas escalas, onde a variabilidade das informações deve ser considerada e onde é necessário manipular um grande volume de dados. Além disso, os SIGs são importantes na avaliação da interdependência dos processos a montante e os processos de propagação.

Os SIG's também são importantes para espacializar a erosão do solo simulada através de formulações concentradas como a USLE, MUSLE e a 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). Neste sentido, a quantidade de dados de entrada espacial de alta resolução contribui para uma melhor representação da variabilidade espacial da bacia, entretanto pode não necessariamente aumentar o desempenho de um modelo (Ndomba & van Griensven, 2011).

Além de aplicação direta na manipulação de dados, as ferramentas SIG também tornam-se necessárias para extrair parâmetros e características física dos modelos, geralmente a partir de um Modelo Digital de Elevação (MDE). 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 e 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). O modelo SWAT, por exemplo, adota um sistema SIG para dar suporte, entre outros, ao armazenamento e apresentação de mapas relevantes e permitir uma análise do terreno necessária para delimitação da bacia, identificação de trechos de rios e sub-bacias associadas a eles. O modelo pode ser configurado usando a interface acoplada ao software ArcGIS chamada ArcSWAT, um upgrade da AVSWAT (Di Luzio *et al.*, 2004), ou uma outra desenvolvida dentro de um sistema SIG de código aberto (*open source*), o MapWindow SWAT (MWSWAT) (George and Leon, 2007).

Na modelagem distribuída da erosão, é especialmente importante a utilização de modelos digitais de elevação com o maior detalhamento possível. Essa necessidade se deve ao fato do DEM ser utilizado como fonte de informações, em especial na determinação de comprimentos e declives do terreno. Estes fatores afetam os processos de escoamento superficial e influenciam diretamente nas estimativas da perda de solo pelos modelos. Na

USLE e suas derivadas, por exemplo, que são as equações empíricas mais utilizadas em modelos de grandes escalas, os comprimentos e declives são utilizados diretamente na equação para considerar a variabilidade espacial do terreno.

## 2.4 Resumo do Capítulo

Na escala de aplicação dos modelos destinados a grandes bacias hidrográficas, o uso de modelos de base física é impraticável, principalmente devido a falta de dados necessários para alimentá-los. A necessidade de um modelo distribuído é evidente e a sua utilização conectada a ambientes SIG, ou ao menos trocando informações com SIG, facilita a distribuição das informações e a avaliação dos processos simulados na bacia, com identificação de fontes (locais) com maior geração ou acúmulo de sedimentos. Além disso, devido a importância da hidrologia nos processos erosivos e de transporte de sedimentos, modelos que integram um módulo hidrológico e hidráulico alimentando um módulo de sedimentos, são necessários para permitir estimativas, contínuas no tempo, da geração de sedimentos na bacia e realizar o transporte de sedimentos ao longo da rede de drenagem.

Modelos conceituais e distribuídos que integram módulos hidrológicos e de sedimentos, geralmente, apresentam simplificações em um desses componentes (ex: SWAT, LASCAM), ou ainda são específicos para aplicação em áreas nas quais prevalecem um determinado clima (ex: WASA-SED, SWIM). Modelos como o SWAT (Arnold *et al.*, 1998), SWIM (Krysanova *et al.*, 1996), SedNET (Prosser *et al.*, 2001), LASCAM (Sivapalan *et al.*, 1996), por exemplo, além de possuírem um módulo hidrológico e hidráulico que alimenta um módulo de sedimentos, são capazes de estimar a produção de sedimentos na bacia e o transporte de sedimentos ao longo da rede de drenagem, com passo de tempo diário. Esses modelos também possuem algum tipo de ligação com SIG, facilitando a distribuição das informações de entrada e de saída. Embora tais modelos possam ser aplicados à bacias de diferentes escalas, as simplificações adotadas na propagação das vazões impedem a representação de efeitos de remanso e das planícies de inundações no retardo e no amortecimento dos hidrogramas, dificultando sua aplicação em grandes bacias, onde estes efeitos são significativos e controlam não só o regime de vazões como também a dinâmica de sedimentos. O modelo WASA-SED, embora seja semi-distribuído e permita uma simulação contínua da geração de escoamento superficial e da geração e transporte de sedimentos em grandes escalas, foi especificamente desenvolvido para aplicação em regiões com características semi-áridas (Medeiros *et al.*, 2010). Já o modelo SWIM foi desenvolvido para uso, principalmente, na Europa e em zonas temperadas (Krysanova *et al.*, 2000).

Apesar desses modelos, especificamente na bacia do rio Madeira, a qual é o estudo de caso deste trabalho, raros são os estudos de modelagem de sedimentos e, quando existem, são restritos ao transporte de sólidos em suspensão em alguns trechos de rios com

ou sem planícies de inundações ou à estimativas das cargas médias anuais. 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. Desta forma, continua a necessidade de aplicação de modelos matemáticos que estimem a geração de sedimentos na bacia e o transporte de sedimentos nos trechos de rios, de forma distribuída no tempo e no espaço, os quais sejam capazes de representar a hidrologia e a hidráulica do complexo sistema de drenagem das grandes bacias. Esses tipos de modelos são importantes para ampliar o entendimento da dinâmica dos sedimentos na bacia e facilitar uma avaliação dos impactos da hidráulica fluvial no transporte de sedimentos da drenagem.

## Capítulo 3

# O Modelo de Geração e Transporte de Sedimentos

### 3.1 Estrutura Geral do Modelo

Neste capítulo é apresentada a metodologia de um modelo matemático para estimativa da geração de sedimentos na bacia e simulação do transporte de sedimentos em rios de forma integrada à simulação hidrológica e hidráulica em grandes bacias (> 10.000 km<sup>2</sup>). Dada a escala de representação dos processos a serem simulados, as dificuldades de obtenção de dados (chuva, vazão, clima, relevo, solo, cobertura vegetal, entre outros) e de informações sobre as características físicas da bacia, tais como o detalhamento dos trechos de rios (ex: larguras, profundidades, seção transversais, comprimentos e declividades) e das suas planícies de inundações (ex: extensões e profundidades) são questões que precisam ser contornadas. Tais dados ou informações simplesmente não existem ou são escassos em grandes bacias. Para suprir a carência de muitas destas informações, a metodologia inclui etapas de pré-processamento em ambiente SIG e rotinas computacionais que automatizam a extração de parâmetros necessários para a modelagem (hidrológica e sedimentológica) a partir de Modelos Digitais de Elevação - MDEs, utilizando também mapas de uso e tipo de solo disponíveis.

Nesta pesquisa, o modelo proposto de geração de sedimentos na bacia e transporte de sedimentos nos rios (denominado "módulo de sedimento") foi acoplado ao Modelo Hidrológico de Grandes Bacias - MGB-IPH, desenvolvido no Instituto de Pesquisas Hidráulicas - IPH por Collischonn (2001). O modelo MGB-IPH é um modelo hidrológico distribuído com forte embasamento físico, desenvolvido com base nos modelos LARSIM, apresentado por Bremicker (1998), e VIC-2L (Wigmosta *et al.*, 1994; Liang *et al.*, 1994; Nijssen *et al.*, 1997) com algumas adaptações. Desde o seu desenvolvimento o modelo tem sido aplicado e validado em diversas bacias brasileiras e da América do Sul (ex: Allasia *et al.*, 2004; Silva *et al.*, 2007; Allasia *et al.*, 2005; Tucci *et al.* 2003; Collischonn,

2006; Paiva, 2009; Jiménez, 2011; Nobrega, 2011; Paiva *et al.*, 2011b, 2013; Meller, 2012; Fan *et al.*, 2013). Na Figura 2 estão apresentadas algumas das principais bacias da América do Sul onde o MGB-IPH foi ou tem sido aplicado.

A versão inicial do modelo MGB-IPH foi baseada numa discretização da bacia em células quadradas (Collischonn *et al.*, 2007). A discretização consiste na divisão da área de estudo em elementos menores (as células) conectados entre si pela rede de drenagem. Porém, a divisão em células quadradas, embora ainda bastante utilizada em modelos de grandes escalas, pode apresentar inconsistências topográfica e topológicas, como a dificuldade em definir as direções de fluxo entre as células e os trechos de rio para propagação do escoamento (Paz *et al.*, 2005, Buarque *et al.*, 2008, Paz *et al.*, 2011). Sendo assim, buscando evitar tais problemas, esta metodologia foi substituída por uma na qual a bacia é sub-dividida em outras menores, que chamamos de minibacias, cada uma com um trecho de rio correspondente.

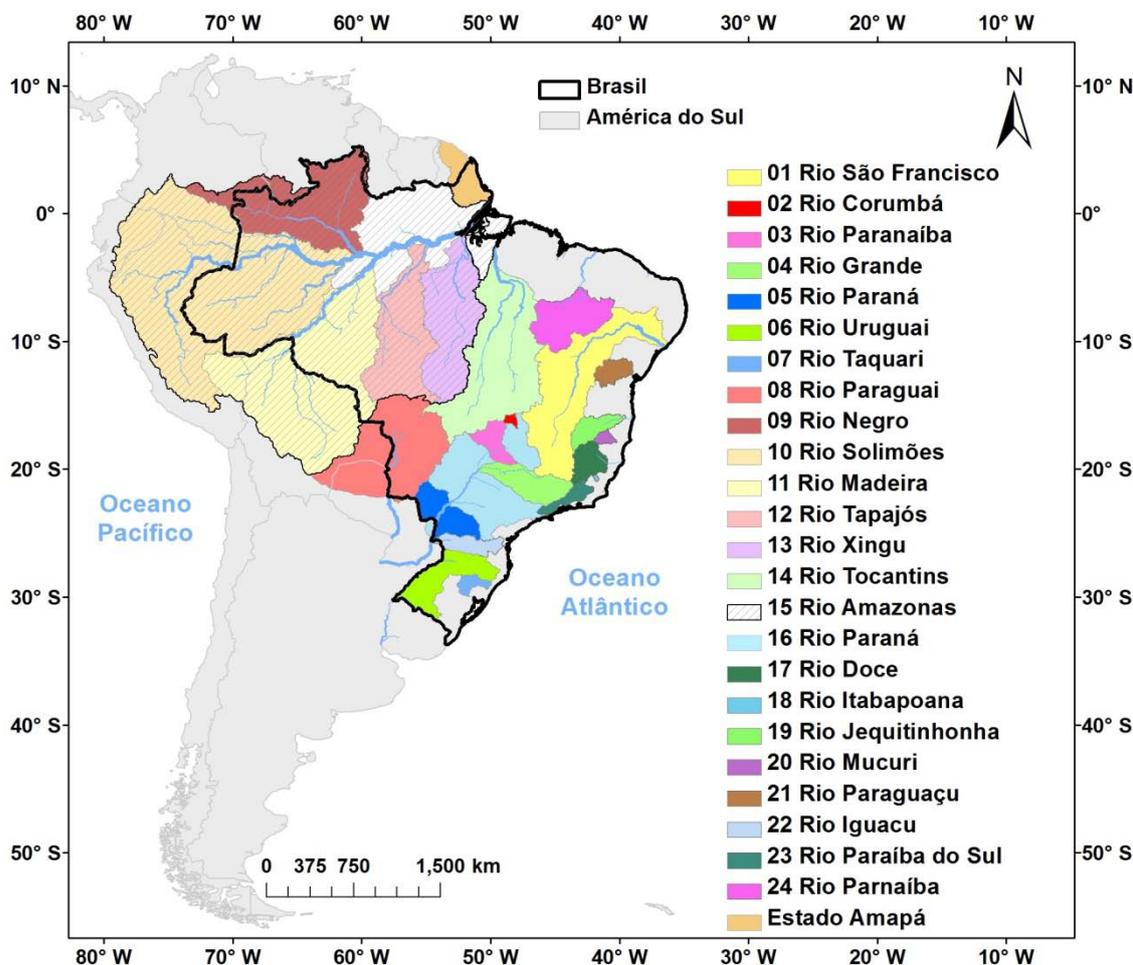


Figura 1 - Principais bacias hidrográficas da América do Sul onde o modelo MGB-IPH foi ou tem sido aplicado.

A propagação do escoamento nos canais dentro do MGB-IPH tem sido realizada utilizando o método de Muskingum-Cunge (MC). Porém, esta metodologia torna-se muito

simplificada quando se pretende simular todas as características da hidráulica fluvial de grandes rios detentores de extensas planícies de inundação e significativos efeitos de remanso, como é o caso de muitos rios da bacia Amazônica (ex: os rios Solimões, Juruá, Japurá e Madeira). Entretanto, Paiva (2009) introduziu um modelo hidrodinâmico unidimensional (HD) ao MGB-IPH para a propagação de vazões, já baseado na discretização da bacia em minibacias, o qual também pode ser aplicado como uma forma de propagação mista. Na propagação mista, o modelo hidrodinâmico (HD) é adotado apenas nos trechos de rio da rede de drenagem caracterizados por baixas declividades, extensas planícies de inundações e efeitos de remanso significativos. Nos demais trechos, incluindo os de cabeceira, o método simplificado de propagação de Muskingum-Cunge (MC) é utilizado.

A incorporação do módulo de sedimento na estrutura do modelo hidrológico/hidráulico foi, então, dividida em duas etapas. A primeira corresponde a alteração na forma de representação da bacia hidrográfica (discretização) dentro de modelo MGB-IPH e extração de parâmetros físicos e características das minibacias para aplicação do modelo. A segunda parte refere-se à incorporação do módulo de sedimentos. No fluxograma da Figura 2 a metodologia adotada é apresentada de forma agrupada, diferenciando três fases: 1) Pré-processamento; 2) Simulação; 3) Resultados. Nela, as cores pretas indicam metodologias e integrações já existentes associadas à versão original do MGB-IPH, com a discretização da bacia em células quadradas e a utilização do método de Muskingum-Cunge (MC) para a propagação das vazões na rede de drenagem. Em vermelho, estão indicadas as etapas, procedimentos e metodologias desenvolvidas neste trabalho. As cores cinzas indicam metodologias e integrações associadas ao módulo hidrodinâmico 1D (HD) de propagação de vazões incorporadas por Paiva (2009), enquanto que as setas tracejadas indicam o fluxograma da metodologia adotada, no caso particular da utilização deste módulo.

A fase de pré-processamento é uma das que consome mais tempo para ser realizada e consiste na preparação de todos os dados, parâmetros e informações necessárias ao modelo. É nesta fase que a bacia é discretizada em minibacias e trechos de rios através de ferramentas SIG (Buarque *et al.*, 2011a). Adicionalmente, elabora-se um mapa de Unidades de Resposta Hidrológica (URHs) composto pela sobreposição de mapas de "tipo de solo" e de "uso da terra e vegetação" (Fan *et al.*, 2010), o qual é utilizado pelo modelo MGB-IPH na simulação dos processos hidrológicos verticais e para a determinação da perda de solo da bacia. Com o auxílio de uma rotina computacional desenvolvida especificamente para a versão do MGB-IPH discretizado em minibacias (Buarque *et al.*, 2011b), a topologia do modelo é definida e os seus parâmetros associados às minibacias são extraídos automaticamente a partir do MDE, do mapa de URH e de alguns planos de informação previamente calculados na fase de discretização em SIG (Pré-Processamento Modelo Muskingum-Cunge).

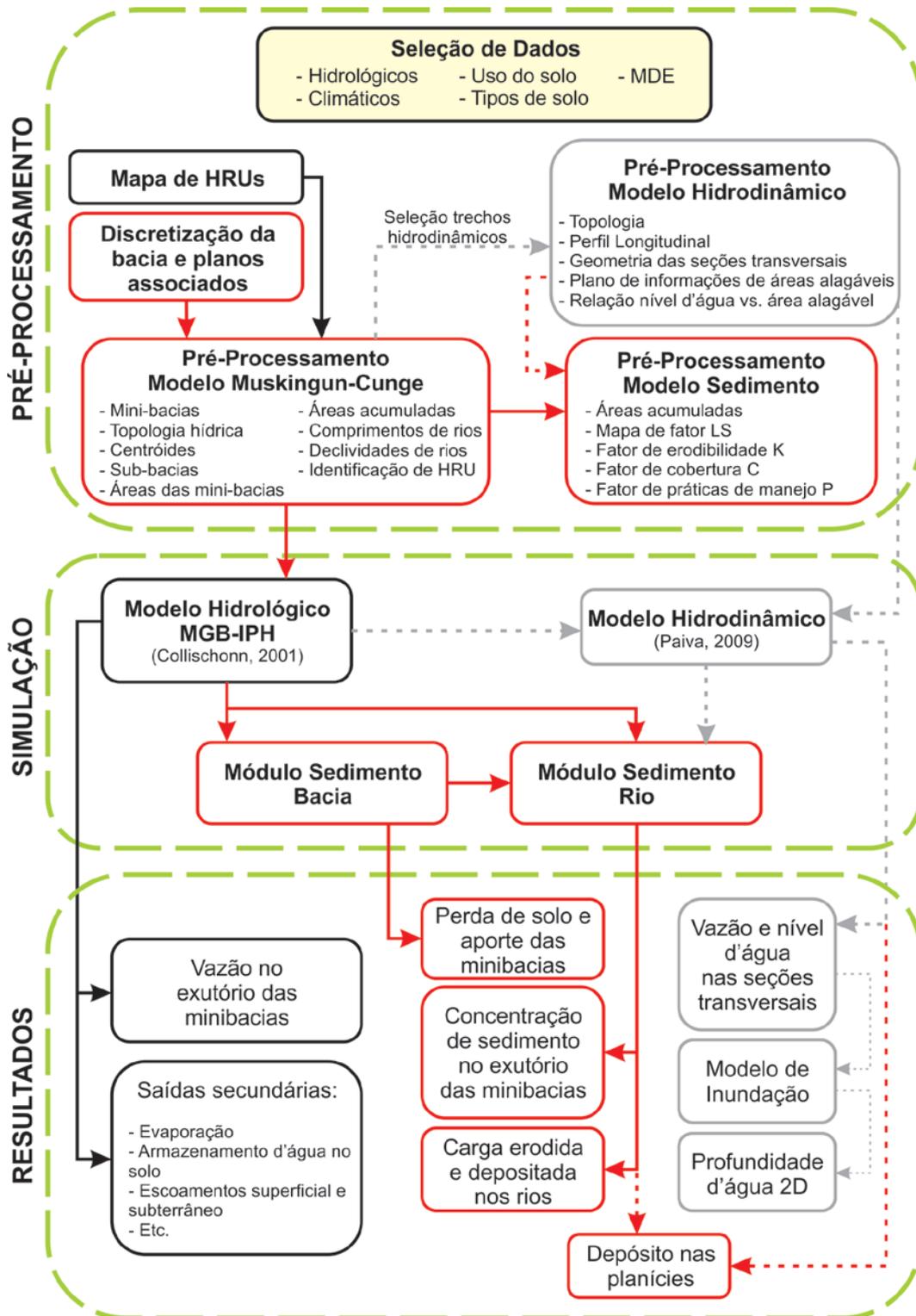


Figura 2 - Principais componentes da proposta metodológica de simulação hidrológica, hidrodinâmica e de sedimentos integrada em grandes bacias com o modelo MGB-IPH. Cores pretas indicam metodologias e integrações já existentes associadas à versão original do MGB-IPH. Em vermelho, estão indicadas as etapas, procedimentos e metodologias desenvolvidas neste trabalho. As cores cinzas indicam metodologias e integrações associadas ao módulo hidrodinâmico 1D (HD). Setas tracejadas indicam o fluxograma da metodologia adotada, no caso particular da utilização do módulo HD.

Para a utilização da propagação hidrodinâmica nos rios, é necessário também realizar procedimentos para extração automática de parâmetros úteis ao modelo hidrodinâmico conforme descrito em Paiva (2009) e Paiva *et al.* (2011b) (Pré-Processamento Modelo Hidrodinâmico). Em seguida, utilizando SIG e uma rotina específica, processa-se a fase de pré-processamento do modelo de sedimentos, onde alguns dos parâmetros necessários para a aplicação da equação de perda de solo na bacia e de transporte na rede de drenagem são determinados.

Na fase de simulação o modelo MGB-IPH simula os processos hidrológicos em cada URH das minibacias e os escoamentos gerados em cada uma delas são utilizados como condição de contorno do modelo de propagação de vazão Muskingum-Cunge ou Hidrodinâmico. Os volumes de escoamento superficial e os valores das variáveis relacionadas aos sedimentos são utilizados no módulo de sedimento da bacia para a estimativa da erosão do solo em URH das minibacias utilizando a Equação Universal de Perda de Solo Modificada (MUSLE) (Williams, 1975). O módulo de transporte de sedimentos utiliza os resultados de vazão do(s) modelo(s) de propagação de vazão e o aporte de sedimentos das minibacias para propagar as cargas de sedimentos ao longo da rede de drenagem, considerando a existência dos processos de erosão ou deposição.

Como resultados, o modelo MGB-IPH fornece vazões no exutório das minibacias e, com o módulo hidrodinâmico, além das vazões são gerados níveis ou profundidades d'água nas seções de cálculo e as profundidades d'água nas planícies de inundação. O modelo de sedimentos fornece como resultados, para cada dia de simulação, a geração de sedimentos nas minibacias, o aporte de sedimentos destas para a rede de drenagem, a concentração de sedimentos no exutório de cada minibacia após propagação pelo rio e a carga erodida e/ou depositada nos seus respectivos trechos de rios. Com a utilização do modelo hidrodinâmico, o modelo de transporte de sedimentos pode fornecer ainda uma estimativa da carga de sedimentos depositada nas planícies de inundações.

Uma descrição mais detalhada do modelo hidrológico MGB-IPH está apresentada no Anexo A deste trabalho e em Collischonn (2001), Collischonn *et al.* (2007) e Paiva *et al.* (2011b). Paiva *et al.* (2013) apresentam uma validação do modelo para toda a bacia do rio Amazonas. A seguir serão apresentados a metodologia de discretização da bacia hidrográfica, o modelo de geração e transporte de sedimentos e a metodologia de extração automática das características físicas das minibacias.

### 3.2 Discretização da Bacia Hidrográfica

Os modelos hidrológicos distribuídos são comumente utilizados para a modelagem de grandes bacias. Nestes modelos, a exemplo do modelo MGB-IPH já apresentado, a bacia é subdividida ou discretizada em elementos menores, interconectados pela rede de

drenagem, dentro dos quais os processos hidrológicos como interceptação, infiltração, evapotranspiração, armazenamento superficial, sub-superficial e subterrâneo são representados, e o escoamento superficial propagado para um dos elementos vizinhos, ligadas entre si pelos canais de drenagem.

O modelo matemático hidrológico distribuído MGB-IPH utiliza dados físicos para caracterizar o sistema físico e dados hidrológicos para caracterizar os processos hidrológicos.

Neste capítulo são destacados os dados e os procedimentos para discretizar a bacia hidrográfica em estudo considerando os seguintes princípios:

- Os processos hidrológicos verticais: precipitação, evaporação e evapotranspiração, interceptação, infiltração e percolação; são calculados nas Unidades de Respostas Hidrológicas (URH). Estas unidades dependem do tipo e uso de solo da unidade. Para determinação destas unidades é necessário utilizar os mapas de tipo e uso do solo e definir uma classificação;
- Processos horizontais: representam o escoamento ao longo da rede de drenagem que dependem da configuração das bacias hidrográficas. As minibacias dependem da caracterização física superficial da bacia e para a sua determinar é necessário a utilização de um Modelo Digital de Elevação MDE.

### 3.2.1 Métodos e base de informação

Para aplicação do modelo hidrológico distribuído MGB-IPH numa bacia hidrográfica é necessário fornecer um grande número de informações de entrada relacionadas com a caracterização física da bacia tais como a sua área, a sua rede de drenagem, os comprimentos e as declividades dos trechos de rio dessa rede. Porém, as entradas necessárias, principalmente os comprimentos e as declividades de trechos de rios em grandes bacias, raramente estão disponíveis e a sua extração manual a partir de mapas impressos pode ser extremamente dispendiosa (Paz *et al.*, 2006).

Buscando contornar estas dificuldades, a utilização de Sistemas de Informações Geográficas (SIG) pode fornecer uma contribuição importante. Atualmente é possível obter uma grande quantidade de dados topográficos provenientes de diferentes fontes. O NASA Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM-90m), por exemplo, disponibiliza gratuitamente dados de elevação do terreno de todo o planeta com resolução de 90 m (ou 0,0008333°) (CGIAR-CSI, 2007). O Modelo Digital de Elevação (MDE) permite definir as informações de entrada de modelos distribuídos, em especial o modelo MGB-IPH.

Juntamente com a popularização das técnicas de sensoriamento remoto, a disponibilidade de dados topográficos tem motivado o desenvolvimento de métodos e modelos para extração automática de informações diretamente do modelo digital de

elevação - MDE (Jenson & Domingue, 1988; Jenson, 1991; Verdin & Verdin, 1999; Oliveira & Maidment, 1999; Oliveira, 2001; Vogt *et al.* 2003; Oliveira *et al.*, 2006; Colombo *et al.*, 2007). A partir do MDE é possível derivar diversas informações sobre a morfologia e a superfície terrestre (Jenson, 1991). As características hidrológicas da bacia (direção do escoamento, área acumulada, rede de drenagem, comprimentos de rios, etc.) podem ser determinadas usando funções padrões incluídas em muitos softwares de SIG disponíveis comercialmente.

A extração destas características a partir do MDE tem recebido atenção considerável e é reconhecida como uma alternativa viável aos tratamentos tradicionais e avaliação manual dos mapas topográficos (Colombo *et al.*, 2007). No caso de grandes bacias, o MDE pode constituir a única fonte de informações disponível e, portanto, deve ser aproveitado o máximo possível.

Para cada modelo, em geral existem ferramentas computacionais que automatizam o estabelecimento da discretização da bacia segundo seus critérios de discretização (Hellweger & Maidment, 1999; Buarque *et al.*, 2008; Paz & Collischonn, 2007; Olivera *et al.*, 2006). Tais ferramentas determinam a definição da rede de drenagem que interconecta os elementos, a topologia da discretização e a extração de características físicas de cada elemento, em geral a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE). Esses procedimentos muitas vezes operam em um ambiente de Sistemas de Informações Geográficas (SIG) ou pelo menos trocam informações com um SIG (Martin *et al.*, 2005).

### 3.2.2 Critérios de discretização de bacias

Independente de como se processará, existem várias formas de discretizar uma bacia em um Modelo Hidrológico Distribuído (Paz *et al.*, 2011):

- Grade regular do tipo quadrado, retangular ou outro;
- Quad-tree ou grade com subníveis;
- Minibacias;
- Elementos de curva de nível;
- Planos e canais;
- Grades parciais.

Para a modelagem hidrológica de grande escala, os últimos três métodos não são usualmente empregados e o segundo é uma variação do primeiro. Uma avaliação entre estas formas foi apresentada recentemente por Paz *et al.* (2011) e uma representação dos três primeiros é apresentada na Figura 3.

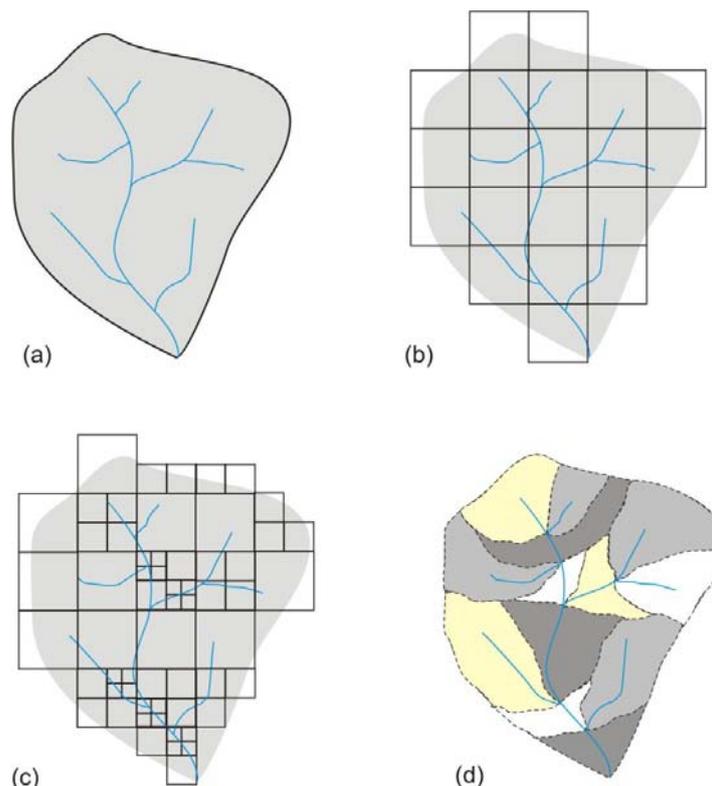


Figura 3 - Métodos de discretização de uma bacia hidrográfica (a) dentro de um modelo hidrológico: (b) grade regular; (c) quad-tree; (d) minibacias (método das confluências). (Fonte: Paz *et al.*, 2011)

O uso de células quadradas (grade da Figura 3b) é a forma mais comum de discretizar uma bacia e consiste simplesmente em dividir a bacia em elementos de iguais dimensões dispostos na forma de uma grade, em geral é da ordem de 5, 10 ou 20 km para bacias de grandes escalas. Embora este método permita uma maior facilidade de integração com diversos planos de informação em SIG, assim como o acoplamento com modelos atmosféricos, cuja discretização também é em grade, sua maior dificuldade está na definição das direções de fluxo entre as células e os trechos de rio para propagação do escoamento. Independente do método utilizado para a determinação da direção de fluxo nas células, sempre ocorrerão erros devido à discretização da bacia em células quadradas.

O método de discretização conhecido por quad-tree (Figura 3c) segue uma estrutura de árvore hierárquica, baseada na subdivisão recursiva de elementos de grade em quatro elementos menores de igual tamanho (Burrough, 1998). Cada elemento independente pode ser sucessivamente sub-dividido em quadrantes até obter o nível de refinamento desejado em função da topografia, rede de drenagem, ou outras características físicas. Ao contrário da discretização em grade, o método quad-tree permite um melhor detalhamento apenas regiões de interesse específicas da bacia, reduzindo o custo computacional. Porém, este método apresenta os mesmos problemas da divisão em células quadradas.

Uma alternativa para evitar estes erros seria substituir a discretização em grade retangular por uma discretização em minibacias (Paz *et al.*, 2005; Buarque *et al.*, 2008), na qual a topologia de drenagem entre elas é naturalmente definida uma vez que todo escoamento gerado em uma minibacia drena para apenas uma outra à jusante, através do seu exutório.

A discretização da bacia em minibacias pode ser efetuada dividindo-se a bacia nos pontos de confluência entre dois trechos de rios (Figura 4a) ou em pontos de controle como reservatórios e tomadas d'água. Pode-se ainda adotar um critério onde a bacia é dividida em minibacias, de forma a obter elementos de áreas superficiais similares entre si (Figura 4b) ou seguindo o método de Otto Pfafstetter (1989, apud Verdin e Verdin, 1999; ANA, 2006; Buarque *et al.*, 2008). Na divisão pelo critério da confluência, cada minibacia possui apenas um trecho de rio no seu interior, que será o trecho onde se processará a propagação de vazão. Já na divisão pelo critério de áreas de tamanhos similares (implementado no software IDRISI, por exemplo), uma minibacia poderá possuir vários trechos de rios, sendo necessário definir qual seria o trecho a sofrer propagação de vazão. A sub-divisão pelo método de Pfafstetter se baseia tanto na topografia quanto na topologia da rede de drenagem, cujos números de identificação de cada minibacia possuem um significado topológico (Verdin e Verdin, 1999). A divisão de uma bacia por este método inicia-se com a definição do rio principal da bacia e seus quatro maiores afluentes, gerando 9 sub-bacias, sendo 4 para cada um dos afluentes e 5 para cada área intermediária. Cada sub-bacia poderá ser ainda sub-dividida tantas vezes quanto necessário para obter o nível de discretização desejado. Porém, essa forma de discretização estará sempre limitada à identificação de quatro afluentes ao rio principal, a menos que o método sofra adaptações. No Brasil, a Agência Nacional de Águas (ANA) adota a codificação de Otto Pfafstetter, fazendo uma pequena modificação na codificação dos cursos d'água dentro de cada uma delas para que toda a rede hidrográfica digitalizada seja codificada (ANA, 2006).

Assim, a forma de discretização da bacia hidrográfica para aplicação do modelo hidrológico MGB-IPH foi alterada para utilizar uma discretização em minibacias pelo critério das confluências, em ambiente SIG. A variabilidade espacial das suas características físicas é representada utilizando o conceito de Unidade de Resposta Hidrológica - URH (unidades de paisagem com comportamento hidrológico semelhante). Desta forma, cada minibacia é sub-dividida em classes com respostas hidrológicas distintas, dentro das quais o modelo computa o balanço vertical de água e determina as parcelas de escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo. A extração de características físicas de cada minibacia tais como topologia hídrica, áreas, áreas acumuladas de drenagem, centróides, comprimentos e declividades de trechos de rios e distribuição das URHs, é realizada automaticamente a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE), utilizando uma rotina computacional desenvolvida especialmente para o MGB-IPH, chamada de PrePRO-MGB (Buarque *et al.*, 2011b).

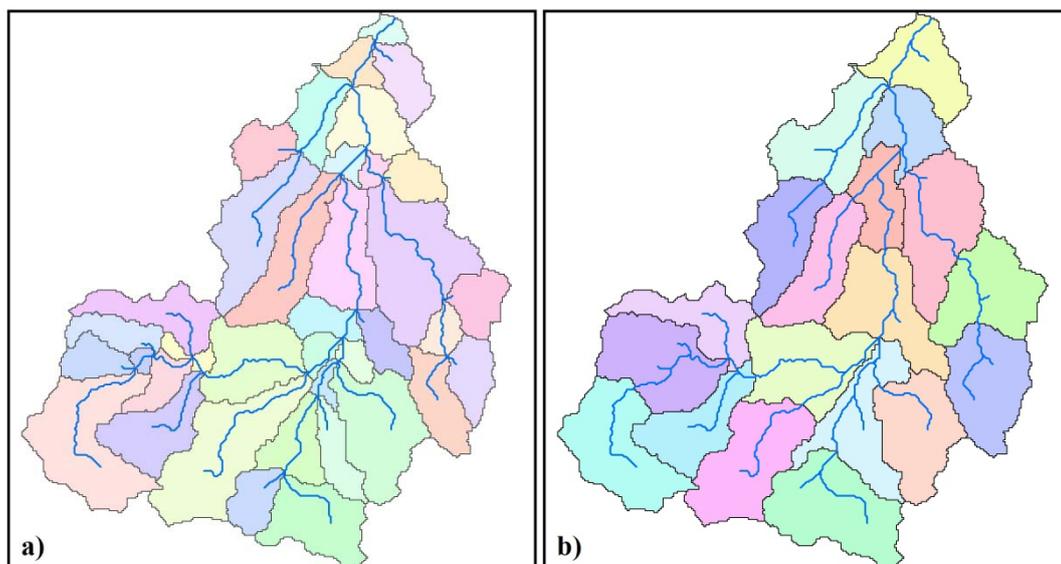


Figura 4 - Discretização de uma bacia pelo critério da confluência (a) e pelo critério de áreas de drenagens similares (b).

### 3.2.3 Ferramentas SIG

A metodologia utilizada para a discretização da bacia a ser modelada se baseia em algumas técnicas existentes para divisão e subdivisão de bacias hidrográficas, principalmente naquelas que envolvem a utilização de ferramentas SIG. A principal ferramenta utilizada para o tratamento e operações simples com planos de informação é o ArcHydro (Maidment, 2002).

O ArcHydro é uma estrutura de dados e um conjunto de ferramentas desenvolvidas em parceria pela Universidade do Texas e pela empresa ESRI, que opera internamente ao programa ArcGIS (pacote de softwares da ESRI - Environmental Systems Research Institute). A estrutura de dados ArcHydro é utilizada para automatizar os processos de extração de informação e preparação de dados para modelagem em diversos modelos hidrológicos e hidráulicos como para os modelos HEC-GeoHMS (Fleming & Doan, 2010) e HEC-GeoRAS (Ackerman, 2011), desenvolvidos pelo Corpo de engenheiros do exército dos Estados Unidos, e para o modelo Soil and Water Assessment Tool (SWAT, Arnold *et al.*, 1998).

Uma sequência típica de utilização das ferramentas ArcHydro inicia com um MDE, a partir do qual são obtidas informações como direções de escoamento; área de drenagem; rede de drenagem; definição de trechos de rios; e definição de bacias hidrográficas. No caso específico da discretização da bacia, a delimitações de bacias é importante. No ArcHydro, uma bacia é delimitada para cada trecho de rio, de forma que, dependendo do refinamento da rede de drenagem, as bacias para cada trecho de rio são consideradas minibacias e utilizadas como elementos de discretização do modelo MGB-IPH.

### 3.2.4 Discretização espacial da bacia

No modelo MGB-IPH existem três níveis de divisão dos dados espaciais: a bacia; as sub-bacias; e as minibacias. A bacia é a área total que será representada no modelo hidrológico. As minibacias são as menores unidades em que a bacia é dividida. As sub-bacias são unidades maiores do que as minibacias e menores do que a bacia, que podem ser utilizadas para a definição de valores de parâmetros do modelo hidrológico e para os procedimentos de calibração.

A definição das sub-bacias para o modelo é opcional, mas normalmente deve considerar a localização dos postos fluviométricos e/ou a localização de outros pontos notáveis na bacia, como reservatórios, pontes, cidades e tomadas de água. Os parâmetros do modelo hidrológico podem ser associados às sub-bacias, de forma que cada uma possa ter o seu conjunto de parâmetros do modelo, ou um determinado conjunto de parâmetros pode ser semelhante para algumas ou todas as sub-bacias.

Para a discretização da bacia visando sua utilização no modelo MGB-IPH, é necessário um Modelo Digital de Elevação (MDE). Os MDE são matrizes com valores de elevação em pontos igualmente espaçados do terreno, o que permite sua armazenagem em uma estrutura de dados composta por pixels (células) quadrados de tamanhos iguais, organizados em linhas e colunas (formato raster).

A partir do MDE, as ferramentas do ArcHydro são utilizadas seguindo uma sequência típica que envolve a obtenção de diversos planos de informações em formato raster como direções de escoamento; área de drenagem acumulada; rede de drenagem; delimitação da bacia; e definição das minibacias por trecho de rio (Figura 5). Como estas etapas são bem conhecidas na hidrologia e estão presentes em ambientes SIG, detalhes das mesmas não serão apresentados mas podem ser encontradas nos manuais para aplicação do modelo MGB-IPH (Fan *et al.*, 2011; Buarque *et al.*, 2011a).

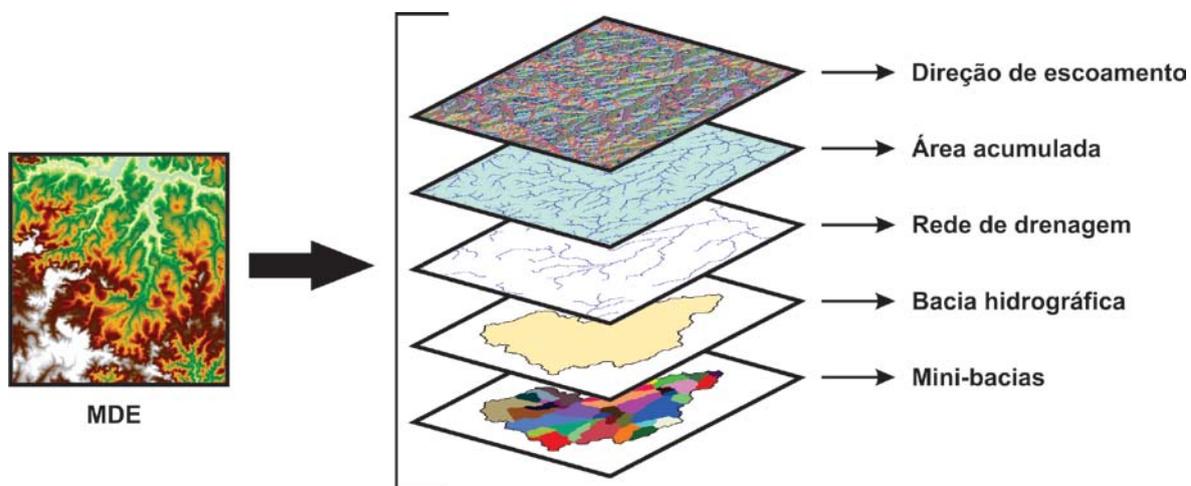


Figura 5 - Principais planos de informações que podem ser obtidos por SIG, a partir de um MDE, para a discretização espacial da bacia no modelo MGB-IPH.

A determinação do plano raster de direções de escoamento é o primeiro passo no pré-processamento do MDE para discretização da bacia hidrográfica. Para garantir uma continuidade hidrológica dos seus pixels, o MDE não pode conter depressões espúrias, ou seja, pixel ou grupo de pixels com elevação inferior à de todos os seus vizinhos.

Existem diferentes métodos para determinação da direção de escoamento, cada um com suas vantagens e limitações. Uma revisão de métodos existentes e uma comparação entre alguns deles pode ser encontrada em Buarque *et al.* (2009) e Collischonn *et al.* (2010). A metodologia presente no ArcHydro é a de Jenson and Domingue (1988), na qual cada pixel do plano drena para um de seus oito vizinhos (Figura 6a), escolhido como sendo aquele para o qual o escoamento enfrenta a maior declividade (Figura 6b) de acordo com as elevações do MDE, ou seja, a diferença de elevação do terreno dividida pela distância entre os pixels seja a maior. Cada pixel é, então, identificado por um código que indica seu sentido de drenagem (Figura 6c).

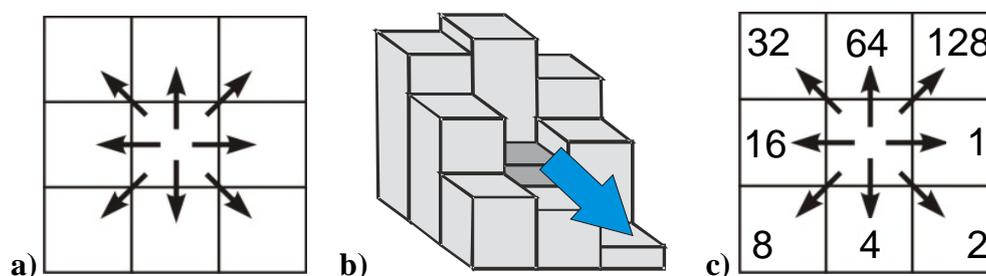


Figura 6 - Determinação do plano de direções de fluxo. a) 8 direções possíveis de drenagem de um pixel qualquer; b) escolha da direção de fluxo pela maior declividade entre o pixel e cada um dos seus vizinhos; c) 8 codificações possíveis para um pixel no ArcHydro, indicando em qual sentido ocorre a drenagem.

O próximo passo é a determinação do plano de área de drenagem acumulada, importante para a definição da rede de drenagem. Neste plano cada pixel recebe um valor correspondente ao somatório das áreas superficiais de todos os pixels de montante cujo escoamento contribui para ele (Burrough & McDonnell, 1998) (Figura 7a). Um plano raster de rede de drenagem é criado identificando os pixels cuja área de drenagem acumulada seja superior a um determinado valor limite (Figura 7b, considerando este limite como sendo 4). Em seguida, a rede de drenagem resultante é segmentada em vários trechos de rios (Figura 7a), definidos pelos seguimentos entre confluências. Finalmente, um mapa raster de minibacia é definido identificando os pixels cuja drenagem contribui para cada trecho de rio.

É importante considerar que o limite de área acumulada a partir da qual considera-se a existência de rede de drenagem definirá o número e o tamanho das minibacias finais. Quanto maior o limite, menos trechos de rios serão definidos e, conseqüentemente, menos minibacias serão geradas. Porém, independentemente do limite adotado, as minibacias terão sempre áreas diferentes, podendo existir algumas muito grandes, como também

muito pequenas. Como o modelo MGB-IPH foi desenvolvido para aplicações em grandes bacias, assume-se que o transporte da água entre as minibacias ocorra apenas por escoamento ao longo dos principais rios. Desta forma, o tamanho médio das minibacias deve ser suficientemente grande para que se possa considerar esta idealização (~ 25 a 100 km<sup>2</sup>).

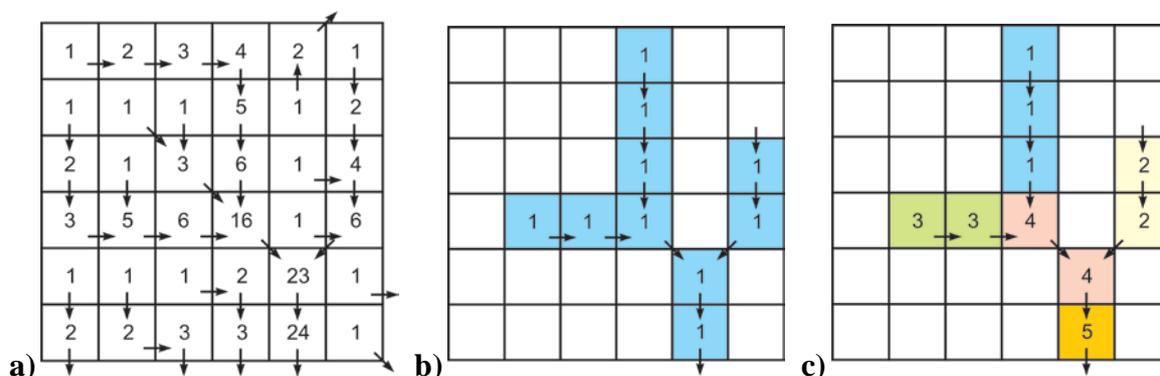


Figura 7 - Esquema dos planos: a) da área acumulada, onde cada pixel recebe um valor correspondente ao somatório das áreas dos pixels de montante e da sua própria área; b) da rede de drenagem, obtido identificando os pixels com área acumulada maior ou igual a 4; c) da segmentação da rede de drenagem em trechos de rio. Cada pixel possui área igual a 1.

### 3.2.5 Extração de parâmetros das minibacias

Conforme comentado anteriormente, a forma de discretização da bacia para aplicação do modelo MGB-IPH foi alterada buscando melhor representá-la e aproximar ao máximo possível a rede de drenagem a ser simulada da rede real. A discretização adotada consiste em dividir a bacia em minibacias (áreas de drenagem de cada trecho de rio), semelhante a que tem sido utilizada em outros modelos distribuídos como o SWAT (Soil and Water Assessment Tool) e o LASCAM (Salt and Water balance model). As vantagens desta abordagem são várias, dentre elas: 1) redução do tempo de pré-processamento de informações para o modelo em relação à discretização anterior em células quadradas; 2) processo realizado de forma simples e automática utilizando ferramentas SIG; 3) minibacias definidas em função da topografia da região de estudo; 4) elimina a necessidade de definição manual de uma direção de escoamento, já que cada minibacia possui um único ponto de escoamento que é o seu próprio exutório; 5) mantém uma rede de drenagem mais próxima da real, facilmente obtida utilizando um Modelo Digital de Elevação - MDE; 6) melhor representação física da bacia e dos trechos de rios para o acoplamento do modelo para estimativa da perda de solo na bacia e transporte de sedimentos na rede de drenagem. Apesar de inúmeras vantagens, existem alguns inconvenientes sendo o principal a impossibilidade de gerar elementos de discretização (minibacias) de tamanhos uniformes.

A maioria dos parâmetros do modelo MGB-IPH é relacionada às características físicas da bacia, como topografia, tipo e cobertura vegetal do solo, e é obtida via imagens

de satélite, mapas digitalizados e modelo digital de elevação (MDE). Sendo assim, cada minibacia da discretização da área de estudo para aplicação do modelo MGB-IPH necessita de diversas informações a respeito das suas características físicas, como por exemplo: a área da superfície, a sua topologia hídrica e a da rede de drenagem, os comprimentos e declividades de trechos de rios internos a elas, as áreas acumuladas de drenagem, seus centróides, a distribuição das URHs, entre outros. Muitas destas informações indispensáveis para aplicação do modelo podem ser determinadas usando funções padrões incluídas em muitos softwares de SIG. As ferramentas SIG adotadas para isso são o ArcGIS 9.2 e o ArcHydro, as quais apresentam facilidade de obtenção de informações de uma bacia e de integração com o modelo hidrológico. Por outro lado, a obtenção de todas as informações necessárias ao modelo, como áreas e comprimentos projetados de acordo com a posição geográfica, comprimentos e declividades dos trechos de rios em grandes bacias, identificação dos maiores afluentes em cada minibacia, entre outros, raramente estão disponíveis, surgindo a necessidade de extraí-las automaticamente a partir do MDE, através de uma rotina computacional desenvolvida especialmente para este modelo.

A automação da extração de informações físicas de bacias reduz o tempo destinado à geração de planos de informações necessários ao modelo hidrológico. A rotina desenvolvida em linguagem FORTRAN 90, chamada de PrePRO-MGB, é capaz de atender as exigências do modelo e ser compatível e integrada com os softwares ArcHydro e ArcGIS. Seu desenvolvimento visa a aplicação do modelo MGB-IPH quando utilizado o método de propagação de vazões por Muskingum-Cunge. Para a propagação hidrodinâmica, Paiva (2009) desenvolveu rotinas específicas, também detalhadas em Paiva *et al.* (2011b).

O PrePRO-MGB analisa os dados de relevo da bacia fornecidos pelo MDE, e outras informações proveniente de pré-processamento em SIG (ex: mapas da bacia, das minibacias, da rede de drenagem, das sub-bacias e das URH) e resume as informações das características fisiográficas de cada minibacia em uma tabela contendo:

- Número das minibacias, em ordem topológica, iniciando pelas minibacias de cabeceira até a minibacia exutório. Este número serve para organizar a ordem em que são realizados os cálculos no modelo MGB-IPH (de montante para jusante);
- Coordenadas do centróide das minibacias utilizadas no processo de interpolação de dados de chuva e de variáveis climáticas. Cada minibacia terá seus valores de chuva e variáveis climáticas obtidos para o seu centróide;
- Identificação da sub-bacia à qual pertence cada minibacia, caso exista, permitindo uma regionalização dos valores dos parâmetros do modelo hidrológico;
- Área de drenagem das minibacias, útil nos cálculos de vazão gerada em cada minibacia. No módulo de sedimentos, estas áreas serão utilizadas nas estimativas da perda de solo;

- Área de drenagem total acumulada a montante das minibacias até seus respectivos exutórios, utilizada para calcular características da seção transversal dos rios, com base numa relação geomorfológica entre a área de drenagem e a largura do rio (Paiva *et al.*, 2009). No módulo de sedimentos, estas áreas serão utilizadas nas estimativas da perda de solo;
- Comprimento e declividade do trecho de rio, pertencente à rede de drenagem, que atravessa a minibacia, os quais são parâmetros utilizados para calcular a propagação de vazão nos rios. No módulo de sedimentos, estes parâmetros serão utilizados direta ou indiretamente no processo de transporte de sedimentos nos trechos de rios;
- Comprimento e declividade do afluente mais longo dentro de uma minibacia, os quais são parâmetros utilizados no cálculo do tempo de concentração de cada minibacia. No módulo de sedimentos, o tempo de concentração da minibacia será utilizado para propagar os sedimentos para a rede de drenagem;
- Número da minibacia localizada imediatamente a jusante, permitindo a propagação da vazão de uma minibacia para a próxima. No módulo de sedimentos, também permitirá a propagação das cargas de sedimentos no rios;
- Ordem do trecho de rio da minibacia, útil para organizar a ordem em que são realizados os cálculos no modelo (de montante para jusante);
- Identificação das URHs de cada minibacia e determinação do percentual da área da minibacia correspondente a cada uma delas. A localização da cada URH dentro das minibacias não é necessária, mas apenas esta porcentagem de área sobre a qual serão efetuados o balanço hídrico vertical. No modelo, a geração de sedimentos na bacia será computada para cada URH com base nestes percentuais.

Dado o fato de a topografia ser o principal elemento que define a direção e a velocidade dos escoamentos superficiais, os processos realizados pela rotina baseiam-se no Modelo Digital de Elevação (MDE) como principal fonte de informação. Entretanto, na determinação das características citadas, dois fatores são considerações importantes no PrePRO-MGB devido à sua aplicação em grandes bacias hidrográficas: o cálculo de comprimentos e o cálculo de áreas.

Para o cálculo de comprimentos, sejam de trechos de rios, de pixel até a foz ou acumulado em um pixel, o PrePRO-MGB leva em consideração a posição geográfica de cada pixel. Os comprimentos são sempre calculados de pixel a pixel, podendo considerar que a distância entre dois pixels vizinhos é igual à resolução espacial local quando a direção entre eles é ortogonal, ou igual a  $2^{1/2}$  vezes a resolução espacial quando a direção é diagonal (Figura 8a). Entretanto, Butt & Maragos (1998) sugeriram uma transformação de distâncias (Distance Transforms - DT) onde são adotados os valores 0,96194 e 1,36039 para passos nas direções ortogonais e transversais, respectivamente. Tais valores buscam

reduzir os erros de cálculos devido à discretização do trecho a ser calculado, por pixels quadrados. Embora os valores sugeridos por Butt & Maragos (1998) forneçam resultados mais precisos quanto maior for o trecho de rio (Paz & Collischonn, 2007), na rotina desenvolvida as duas opções de cálculos estão disponíveis.

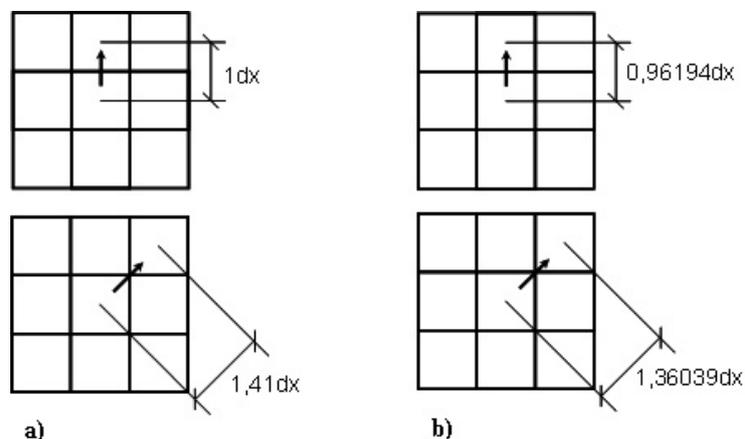


Figura 8 - Possibilidades de cálculo da distância entre dois pixels vizinhos: a) tradicional; b) proposta por Butt e Maragos (1998).

No modelo MGB-IPH, sendo destinado a grandes bacias hidrográficas, espera-se que os pixels devam possuir diferentes áreas de superfície de acordo com a sua latitude (Paz & Collischonn, 2007; Buarque *et al.*, 2008). Desta forma, buscando uma maior precisão no cálculo das áreas das minibacias, o PrePRO-MGB utiliza planos básicos de entrada fornecidos em coordenadas latlong e computa as áreas em cada pixel em função das suas coordenadas locais e dos valores de referência do elipsóide, utilizando a equação de superfície não projetada descrita em Smith *et al.* (2007).

### 3.3 Modelo de Sedimentos

Como apresentado anteriormente, a incorporação do modelo de geração e transporte de sedimentos na estrutura do modelo MGB-IPH consiste da alteração da representação da bacia hidrográfica (discretização) e do acoplamento e integração entre os módulos hidrológicos, hidráulicos e sedimentos. Nos itens anteriores foram descritos o modelo MGB-IPH e a forma de representação da bacia adotada. Aqui será apresentado o modelo sugerido para estimativa da geração de sedimentos na bacia e para o transporte de sedimentos nos rios.

O módulo de sedimentos pode ser dividido em 3 componentes: 1) bacia; 2) rio; e 3) planícies de inundação. Na componente bacia é feita a estimativa da perda de solo na camada superficial das minibacias e o aporte das cargas de sedimentos geradas para a rede de drenagem. A componente rio é responsável pela propagação das cargas de sedimentos provenientes das minibacias e daquelas geradas no próprio canal por processos de erosão, computando ainda os volumes erodidos e depositados em cada trecho de rio. No processo

de transporte, quando a propagação de vazões é realizada pelo modelo hidrodinâmico, o módulo de planície atua permitindo a troca lateral de cargas de sedimentos em suspensão entre os rios e suas respectivas planícies de inundações, as quais são considerados como regiões de troca e armazenamento de sedimentos finos por deposição.

A erosão na bacia é estimada, por minibacia, para cada Unidade de Resposta Hidrológica utilizando a Equação Universal de Perda de Solo Modificada - MUSLE (Williams, 1975). A MUSLE utiliza o volume de escoamento superficial gerado pelo MGB-IPH para estimar a perda de solo, possibilitando um aumento na eficiência do modelo em comparação com sua equação de base (USLE), a eliminação de um fator de transferência de sedimentos (SDR) e a possibilidade de simular eventos contínuos. 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. Os diversos termos da MUSLE são calculados pelo modelo utilizando formulações conhecidas e procedimentos em SIG, ou definidas como dados de entrada. O modelo considera ainda que, dada a escala a qual se destina o modelo proposto, nem todo o volume de sedimentos gerados nas minibacias chegam à rede de drenagem em um passo de tempo do modelo e este retardo é considerado aplicando-se o conceito de reservatório linear simples, semelhante ao que foi adotado para o retardo do escoamento superficial.

Uma vez estimada a perda de solo nas minibacias e o aporte de sedimentos aos trechos de rios, é feita a propagação de sedimentos na rede de drenagem. Na calha do rio, o transporte de sedimentos permite dois processos operando de forma distinta: erosão e deposição. Para considerar estes efeitos a carga proveniente das minibacias é separada em 3 classes de tamanhos de acordo com a porcentagem de existência de cada uma delas na camada do solo: silte, argila e areia. O modelo assume que o transporte no rio pode ser separado em transporte de material fino em suspensão (silte e argila) e em transporte de partículas maiores (areia) como descarga de fundo. O volume de areia existente na calha do rio é comparado com a capacidade de transporte do trecho para determinar se há erosão ou deposição. Caso o volume disponível seja maior que a capacidade de transporte do trecho, haverá deposição de sedimentos; o contrário indica ocorrência de erosão. Os sedimentos finos (silte e argila) tendem a manter-se em suspensão devido à turbulência do escoamento e, sendo assim, são mantidos neste estado durante a propagação, portanto sem contribuir com os processos de erosão ou deposição na calha do rio. A deformação da seção do rio devido aos processos de erosão e deposição é desprezada.

Entretanto, em trechos de rios onde a propagação de vazões ocorre pelo modelo hidrodinâmico de Paiva (2009), é permitida uma troca de sedimentos finos entre o rio e sua correspondente planície de inundação (quando houver), dentro da qual ocorre deposição de material fino. 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 propostas para cada um dos componentes do modelo.

### 3.3.1 Módulo bacia

A erosão do solo na bacia é estimada para cada Unidade de Resposta Hidrológica  $j$  da minibacia  $i$ , utilizando a Equação Universal de Perda de Solo Modificada - MUSLE (Williams, 1975):

$$SED = 11,8 \cdot (Q_{sup} \cdot q_{pico} \cdot A)^{0,56} \cdot K \cdot C \cdot P \cdot LS \cdot FG \quad (5)$$

onde  $SED$  [t] é a carga de sedimentos resultante da erosão do solo,  $Q_{sup}$  [mm.ha<sup>-1</sup>] é o volume de escoamento superficial,  $q_{pico}$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] é a taxa de pico do escoamento superficial,  $A$  [ha] é a área superficial,  $K$  [0,013.t.m<sup>2</sup>.h.(m<sup>3</sup>.t.cm)<sup>-1</sup>] 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.

Para a sua aplicação com foco em grandes bacias hidrográficas, são utilizadas 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 é pode ser descrita por uma matriz  $k(l, c)$  de  $l$  linhas e  $c$  colunas que armazena informações em  $l \times c$  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:

$$SED_{i,j}^k = 11,8 \cdot (D_{sup}^k \cdot q_{pico}^k \cdot A_{p}^k)^{0,56} \cdot K_j \cdot C_j \cdot P_j \cdot LS_{i,j}^k \cdot FG_j \quad (6)$$

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  $A_p$  [ha] é a área do pixel.

O volume de escoamento superficial ( $D_{sup}$ ) que alimenta a equação é fornecido pelo módulo hidrológico do modelo MGB-IPH (equações A9 e A10 do 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:

$$q_{pico}^k = \frac{D_{sup}^k \cdot A_{i,j}^k}{86,4} \quad (7)$$

### *Fator K de erodibilidade do solo*

O valor de  $K$  para cada tipo de solo pode ser fornecido ao modelo proposto, seja com base em valores publicados em estudos anteriores ou estimados utilizando equações como as encontradas em Wischmeier *et al.* (1971), Wischmeier & Smith (1978), Williams (1995), Declercq & Poesen (1991), van Rompaey (2001), Renard *et al.* (1997) e Lui *et al.* (2001). Entretanto, no modelo foi implementada a equação utilizada no modelo EPIC Williams (1995), também empregada no SWAT (Arnold *et al.*, 1998), para a estimativa do fator  $K$  da camada superior do solo, 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:

$$K_j = Fag_j \cdot Fcs_j \cdot Forg_j \cdot Fa_j \quad ( 8 )$$

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 reduz o valor de  $K$  de solos com quantidades elevadas de carbono orgânico; e  $Fa$  um fator que reduz o valor de  $K$  de solos com elevada quantidade de areia. O índice  $j$  indica a URH. Esses fatores são calculados por Williams (1995):

$$Fag_j = 0,2 + 0,3 \cdot \exp \left[ -0,256 \cdot SAN_j \cdot \left( 1 - \frac{SIL_j}{100} \right) \right] \quad ( 9 )$$

$$Fcs_j = \left( \frac{SIL_j}{ARG_j + SIL_j} \right)^{0,3} \quad ( 10 )$$

$$Forg_j = 1 - \frac{0,25 \cdot orgC_j}{orgC_j + \exp(3,72 - 2,95 \cdot orgC_j)} \quad ( 11 )$$

$$Fa_j = 1 - \frac{0,7 \cdot \left( 1 - \frac{SAN_j}{100} \right)}{\left( 1 - \frac{SAN_j}{100} \right) + \exp \left[ -5,51 + 22,9 \cdot \left( 1 - \frac{SAN_j}{100} \right) \right]} \quad ( 12 )$$

onde  $SAN$ ,  $SIL$ ,  $ARG$  e  $C_{org}$  são as porcentagens de areia (partículas com diâmetros de 0,05 a 2 mm), silte (partículas com diâmetros entre 0,002 a 0,05 mm), argila (partículas com diâmetros inferiores a 0,002 mm) e carbono orgânico, respectivamente, presente na camada superior do solo da URH  $j$ . Valores médios das porcentagens destas partículas podem ser obtidos, por exemplo, em mapas de tipos de solo do Projeto RADAM Brasil (RADAMBRASIL, 1982), da Food and Agriculture Organization of the United Nations - FAO (FAO, 2003) e no mapa de solos da América Latina - SOTERLAC (Soil and Terrain database for Latin América and Caribbean) do ISRIC (World Soil Information) (Dijkshoorn *et al.*, 2005).

### *Fator C de cobertura e manejo do solo*

O fator *C* de cobertura e manejo do solo é o fator da Equação Universal de Perda de Solo - USLE (Wischmeier & Smith, 1978) e está relacionado com o uso da terra e é um fator de redução da vulnerabilidade do solo a erosão. Expressa a relação entre 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. A eficiência da proteção que as plantas conferem ao solo está diretamente relacionada com seu ciclo de crescimento e geração de resíduos. Desta forma, 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).

Porém, em grandes regiões, um detalhamento do uso do solo e cobertura vegetal da região é difícil de se obter. 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). Também podem ser utilizados mapas disponíveis em escalas maiores, como o Mapa de Vegetação da América do Sul (Eva *et al.*, 2002) com resolução de 1km. Dependendo da fonte dos dados, os mapas de vegetação e de usos da terra poderá ter um número muito grande de classes. De qualquer forma, a diferenciação entre determinados tipos de cultura ou cobertura vegetal torna-se inviável ou desnecessária nas grandes escalas.

Na aplicação do modelo hidrológico distribuído MGB-IPH, destinado a grandes bacias hidrográficas, embora cada tipo de cobertura vegetal tenha suas peculiaridades em termos de comportamento hidrológico, não é possível, com o conhecimento hidrológico atual, diferenciar adequadamente estes comportamentos através da adoção de valores de seus parâmetros. Para as culturas anuais, por exemplo, é possível procurar representar o ciclo anual do Índice de Área Foliar (IAF).

O modelo proposto de geração de sedimentos 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, que o determinada diariamente considerando a rotação das culturas (Neitsch *et al.*, 2005).

### ***Fator P de práticas conservacionistas***

Este fator 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 ou não ser possível distinguir as diferenças nas práticas conservacionistas nos mapas de uso do solo disponíveis (Fu *et al.*, 2005; Wilkinson *et al.*, 2009). Quando não há práticas conservacionistas, o valor de  $P$  pode considerado igual a 1 (Molnar & Julien, 1998; van Rompaey *et al.*, 2001; Beskow *et al.*, 2009).

### ***Fator topográfico LS bidimensional***

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 derivação inicial do fator  $LS$  da USLE foi baseada em aplicações em rampas planas e geralmente falha quando aplicado em outras situação por não considerar todos os mecanismos de transporte, especialmente quando o escoamento laminar é substituído por escoamentos concentrados e quando ocorrem mudanças na geometria do declive (Moore & Burch, 1986). Portanto, a determinação desse fator apresenta limitações em áreas de relevo complexo ou de grandes extensões, podendo levar a estimativas erradas 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 & Smith, 1978). 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 GIS (Van Remortel *et al.*, 2001).

Para o módulo de sedimentos foi implementada uma rotina computacional para determinar o fator  $LS$  automaticamente, para cada pixel  $k(l, c)$  do MDE. O fator  $L$  é obtido conforme apresentado por Desmet & Govers (1996) para aplicação em um terreno bidimensional usando o conceito de área de contribuição unitária (Kirkby & Chorley, 1967), ou seja, a área de contribuição acumulada por unidade de comprimento. Esta abordagem bidimensional considera explicitamente a convergência do escoamento e,

baseado em observações de campo, mostrou-se capaz de considerar não apenas os processos de erosão em sulco e entressulco, mas também a erosão em ravinas efêmeras (Desmet & Govers, 1997). O fator de declividade  $S$  é calculado pela equação de Wischmeier & 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 minibacias; 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:

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

sendo  $L$  [-] o fator de comprimento do pixel  $k$ ;  $Am$  [m<sup>2</sup>] 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 expoente  $m$  é obtido pelas expressões:

$$m = \begin{cases} 0,2 & se \quad Sf < 1 \\ 0,3 & se \quad 1 \leq Sf < 3 \\ 0,4 & se \quad 3 \leq Sf < 5 \\ 0,5 & se \quad Sf \geq 5 \end{cases} \quad (14)$$

onde  $Sf$  [%] é a declividade do pixel.

A declividade  $Sf$  mede a taxa de variação da elevação na direção do maior declive e é obtido no modelo para cada pixel, utilizando as elevações  $z$  [m] dos seus quatro vizinhos nas direções ortogonais, pela seguinte expressão (Wilson & Gallant, 2000):

$$Sf = \sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2} \quad (15)$$

onde  $\partial z/\partial x$  e  $\partial z/\partial y$  são as derivadas parciais de primeira ordem que descrevem a taxa de variação local da elevação  $z$  [m] com as distâncias ortogonais  $x$  e  $y$ . Estas derivadas são calculadas utilizando diferenças finitas centradas:

$$\frac{\partial z}{\partial x} \approx \frac{z_l^{c+1} - z_l^{c-1}}{2 \cdot Lp} \quad (16)$$

$$\frac{\partial z}{\partial y} \approx \frac{z_{l+1}^c - z_{l-1}^c}{2 \cdot Lp} \quad (17)$$

onde  $l$  e  $c$  são a linha e a coluna que determinam a posição do pixel na matriz  $k\langle l, c \rangle$ .

O fator de declividade  $S$  é dado por Wischmeier & Smith (1978):

$$S_k = 65,41 \cdot \sin^2(\theta_k) + 4,56 \cdot \sin(\theta_k) + 0,065, \quad (18)$$

sendo  $\theta$  o valor de  $S_f$  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 obtido por:

$$FG = \exp(-0,053 \cdot frocha) \quad (19)$$

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

#### ***Aporte de sedimentos das minibacias para a rede de drenagem***

Em cada passo de tempo, a carga total de sedimentos gerada em cada URH  $j$  de uma minibacia  $i$ , corresponde ao somatório das cargas estimadas em cada pixel  $k$  que compõe a URH. Porém, 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 considerar este retardo dos sedimentos aportados das minibacias para os trechos de rio, efetua-se a passagem deles por um reservatório linear (Figura 9), semelhantemente ao que foi adotado para o retardo do escoamento superficial.

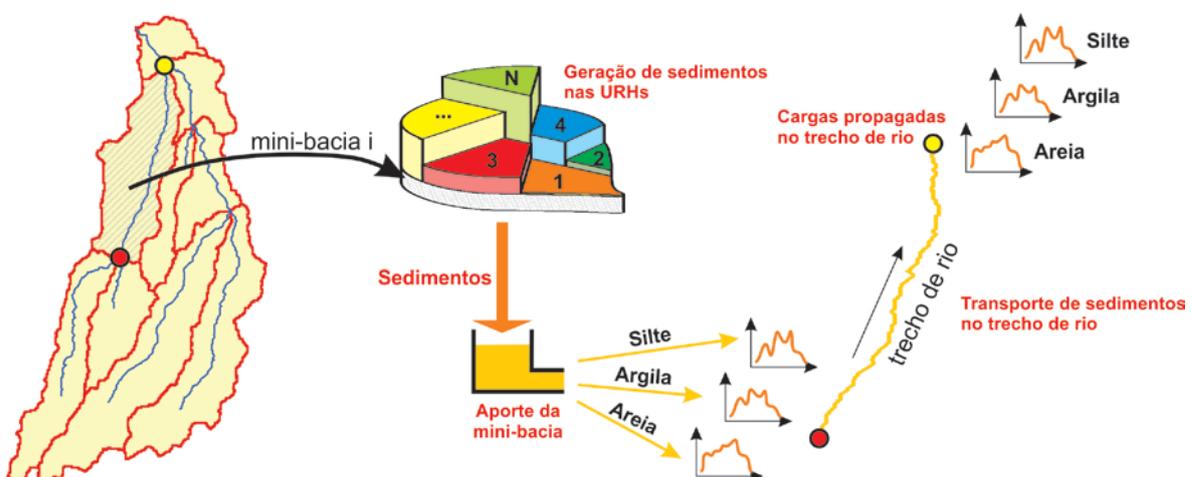


Figura 9 - Esquema dos processos de geração e propagação de sedimentos das minibacias e propagação de sedimentos na rede de drenagem.

O volume total de sedimentos gerados em cada URH de uma minibacia e armazenados no reservatório é computado por:

$$VSED_{i,j}^t = VSED_{i,j}^{t-1} + \sum_{k=1}^{NP_j} SED_{i,j}^k \quad (20)$$

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 linear é computada como uma função linear da respectiva carga armazenada e do tempo de retardo  $TKS$  [s] do reservatório superficial. A equação que estima a descarga sólida de saída para cada URH é:

$$QS_{i,j}^t = \frac{1}{TKS_i} VSED_{i,j}^t. \quad (21)$$

Por fim, o total de sedimentos aportado de cada minibacia é dividido 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:

$$SEDsil_i^t = \sum_{j=1}^{N_{URH}} (QS_{i,j}^t \cdot FRAC_{i,j}^t \cdot SIL_j) \cdot \Delta t \quad (22)$$

$$SEDarg_i^t = \sum_{j=1}^{N_{URH}} (QS_{i,j}^t \cdot FRAC_{i,j}^t \cdot ARG_j) \cdot \Delta t \quad (23)$$

$$SEDsan_i^t = \sum_{j=1}^{N_{URH}} (QS_{i,j}^t \cdot FRAC_{i,j}^t \cdot SAN_j) \cdot \Delta t \quad (24)$$

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 em cada passo de tempo  $\Delta t$ . O termo  $FRAC$  corresponde a fração do volume de sedimentos existente no reservatório correspondente a cada URH da minibacia, sendo obtido por:

$$FRAC_{i,j}^t = \frac{VSED_{i,j}^t}{\sum_{j=1}^{N_{URH}} VSED_{i,j}^t}. \quad (25)$$

### 3.3.2 Módulo Rio

Semelhantemente ao que ocorre com a vazão gerada em cada minibacia, as cargas de sedimentos correspondentes a cada uma das classes de tamanho de partículas são somadas às cargas de montante do rio principal para posterior propagação, separadamente, até o exutório da minibacia, ou consideradas diretamente como cargas no exutório, conforme o caso. Nas minibacias de cabeceira (aquelas que não possuem cargas vindo de montante) 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. Em todo caso, considera-se que a carga das minibacias que atingem a rede de drenagem são instantaneamente misturadas na coluna d'água. Da mesma maneira, considera-se que a mistura das cargas de dois cursos de água em uma confluência ocorra também instantaneamente.

A propagação da carga de sedimentos ao longo da rede de drenagem é realizada por trecho de rio das minibacias. Cada trecho é 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, continua ou intermitentemente, pelo escoamento; 2) material transportado através da interação do escoamento com as partículas do fundo do rio. Toda a carga de material fino correspondente as partículas de silte e argila mantém-se em suspensão durante toda a simulação, não havendo processos de deposição ou erosão destas partículas na calha do rio. Já as partículas de areia são transportadas como cargas de fundo. As possíveis alterações nas seções transversais devido aos processos de deposição e erosão da classe areia são desprezadas, assumindo que seus efeitos não sejam significativos, na escala espacial e temporal de aplicação do modelo, para alterar a dinâmica dos sedimentos nos trechos de rios.

#### *Transporte em suspensão*

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

$$\frac{\partial AC}{\partial t} + \frac{\partial AUC}{\partial x} = q_{sm} - q_{sfl} \quad ( 26 )$$

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.

A Equação 26 é resolvida numericamente, para cada classe de partícula em suspensão, através de um esquema implícito progressivo no tempo e no espaço, aplicado trecho a trecho, de montante para jusante:

$$\frac{A_i^t \cdot C_i^t - A_i^{t-1} \cdot C_i^{t-1}}{\Delta t} + \theta \cdot \frac{Q_i^t \cdot C_i^t - Q_{i-1}^t \cdot C_{i-1}^t}{\Delta x} + (1 - \theta) \cdot \frac{Q_i^{t-1} \cdot C_i^{t-1} - Q_{i-1}^{t-1} \cdot C_{i-1}^{t-1}}{\Delta x} = q_{sm}^t - q_{sfl}^t \quad (27)$$

sendo  $Q$  [ $m^3.s^{-1}$ ] a vazão líquida; os índices  $i-1$  e  $i$  referindo-se às seções transversais do rio a montante e a jusante do trecho; os índices  $t-1$  e  $t$  referindo-se ao início e ao final do intervalo de tempo;  $\Delta t$  [ $s$ ] o intervalo de tempo de cálculo;  $\Delta x$  o comprimento do trecho de rio ( $m$ ) da minibacia; e  $\theta$  o ponderador dos termos temporais, cujo valor varia entre 0 e 1.

Em todas as seções e em todos os intervalos de tempo os valores da vazão  $Q$  são conhecidos, resultantes do módulo hidráulico, e as correspondentes áreas molhadas das seções ( $A$ ) são obtidas para um canal retangular multiplicando a largura  $B$  do rio por uma profundidade  $h$  estimada pela equação de Manning com raio hidráulico  $Rh = h$ . Nos trechos de rios com propagação hidrodinâmica de vazões, a profundidade média  $h$  do escoamento é estimada pelo modelo e a área  $A$  pode ser obtida diretamente da equação de Manning. A concentração  $C$  é conhecida no tempo  $t-1$  em todas as seções e no tempo  $t$  apenas na seção  $i-1$ . Portanto, o único termo desconhecido é a concentração na seção  $i$  no tempo  $t$ , a qual pode explicitada diretamente da Equação 26:

$$C_i^t = \frac{\theta \cdot Q_{i-1}^t \cdot C_{i-1}^t - (1 - \theta)(Q_i^{t-1} \cdot C_i^{t-1} - Q_{i-1}^{t-1} \cdot C_{i-1}^{t-1})}{\frac{Vol^t}{\Delta t} + \theta \cdot Q_i^t} + \frac{\frac{Vol^{t-1}}{\Delta t} \cdot C_{i-1}^{t-1} + QS_m^t - QS_{fl}^t}{\frac{Vol^t}{\Delta t} + \theta \cdot Q_i^t} \quad (28)$$

sendo  $Vol = A\Delta x$  [ $m^3$ ] o volume médio de água no trecho;  $QS_m = q_{sm} \cdot \Delta x$  [ $t/s$ ] a descarga sólida (silte ou argila) proveniente da minibacia associada ao trecho de rio; e  $QS_{fl} = q_{sfl} \cdot \Delta x$  [ $t/s$ ] a descarga sólida entre o rio e a planície de inundação.

*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):

$$(1 - \lambda) \frac{\partial A_b}{\partial t} + \frac{\partial QS}{\partial x} - q_{sm} = 0 \quad (29)$$

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;  $q_{sm}$  [ $t \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ] é a contribuição lateral de sedimentos da minibacia; e  $\lambda$  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):

$$\Delta A_b = - \frac{\Delta t}{1 - \lambda} \left( \frac{\partial QS}{\partial x} - q_{sm} \right) \quad (30)$$

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 concentração que entra é a concentração proveniente do trecho de montante e da minibacia. Por outro lado, a concentração que sai do trecho depende da capacidade de transporte de sedimentos pelo escoamento. Desta forma, a equação acima é resolvida utilizando um esquema implícito considerando, inicialmente, que a concentração de sedimentos de fundo na seção de jusante do trecho ao final do intervalo de tempo corresponde à Capacidade de Transporte do escoamento nesta seção:

$$\Delta A'_{b_i}{}^t = - \frac{\Delta t}{1 - \lambda} \left[ \theta \frac{Q_i^t C T_i^t - Q_{i-1}^t C_{i-1}^t}{\Delta x} + (1 - \theta) \frac{Q_i^{t-1} C_{i-1}^{t-1} - Q_{i-1}^{t-1} C_{i-1}^{t-1}}{\Delta x} - \frac{QS_m^t + QS_m^{t-1}}{2 \cdot \Delta x} \right], \quad (31)$$

onde  $CT$  [ppm] é a concentração de sedimentos correspondente a Capacidade de Transporte do escoamento na seção  $i$  de interesse.

A equação da continuidade compara a Capacidade de Transporte do escoamento à carga que chega da seção de montante, em cada passo de tempo. A capacidade de transporte de um rio é uma medida da capacidade do escoamento de transportar o material, sendo muitas vezes superior à descarga sólida. 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, em um passo de tempo computacional do modelo, nem todo o excesso ou déficit de sedimentos no escoamento consegue ser convertido em depósito ou erosão, respectivamente, ao longo do trecho de rio. Para considerar estas restrições, 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, sendo obtido comparando a distância vertical efetiva ( $H_{ef}$ ) disponível para uma partícula percorrer até chegar ao fundo do canal com a distância vertical que a partícula percorre, em um intervalo de tempo, dada a sua velocidade de queda ( $\omega_s$ ). Entretanto, a distância vertical disponível depende do perfil de concentração da partícula na coluna d'água. Essa distribuição vertical da concentração em suspensão é representada no modelo pela divisão da coluna d'água em 4 zonas, propostas por Toffaleti (1968) *apud* Yang (1996), e adotadas no modelo HEC-RAS: superior, média, inferior e leito. As profundidades delas são consideradas as distâncias efetivas  $H_{ef}$ . De acordo com a divisão, as partículas de areia muito finas ou menores são consideradas completamente misturadas na coluna d'água, ou seja, ao longo das 4 zonas. As partículas de areia fina são consideradas uniformemente distribuídas nas zonas leito, inferior e média, numa região de profundidade igual a  $1/2,5$  da profundidade  $h$ . As demais são assumidas como distribuídas nas zonas baixa e de fundo, uma região correspondente a  $1/11,24$  da profundidade  $h$ . A zona do leito é uma fina camada próxima ao fundo de espessura  $\delta$ , a qual pode ser definida, por exemplo, como igual a  $2d$  ou  $0,05h$  ou  $\Delta/2$  (Wu, 2008), sendo  $d$  o diâmetro da partícula,  $h$  a profundidade e  $\Delta$  a altura da forma de fundo. Sendo assim, para cada classe de partícula define-se o coeficiente de eficiência da deposição ( $\alpha_d$ ) como:

$$\alpha_d = \frac{\omega_s \cdot \Delta t}{H_{ef}}, \quad (32)$$

sendo  $\omega_s$  [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ] a velocidade de queda da partícula e  $H_{ef}$  [m] a profundidade efetiva.

O limitador da erosão adotado é o mesmo utilizado no modelo HEC-RAS e se baseia no princípio do comprimento característico do escoamento e em observações experimentais em canais (Brunner, 2008). O coeficiente de eficiência para erosão considera que o escoamento necessita percorrer uma distância igual ou superior a 30 vezes a sua profundidade ( $h$ ) para entrar num processo contínuo de erosão, sendo escrito como um função exponencial que relaciona esta distância com o comprimento do trecho de rio (Brunner, 2008):

$$\alpha_e = \begin{cases} 1,368 \cdot \exp^{-\left(\frac{\Delta x}{30 \cdot h}\right)} & \text{para } \Delta x \leq 30h ; \\ 1 & \text{para } \Delta x > 30h . \end{cases} \quad (33)$$

Ambos limitadores são formulações empíricas e apresentam incertezas, porém buscam uma aproximação do processo físico real. O limitador da deposição assume uma distribuição uniforme das partículas e uma mistura completa em cada zona. Além disso, como não há memória da localização das partículas não depositadas em um dado intervalo de tempo, a carga não depositada é misturada à carga de entrada no próximo intervalo.

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:

$$DEP^t = (\Delta A'_b{}^t \cdot \alpha_d) \cdot \Delta x = \Delta A_b{}^t \cdot \Delta x \quad \text{se } \Delta A'_b{}^t > 0 \quad (34)$$

$$EROS^t = -(\Delta A'_b{}^t \cdot \alpha_e) \cdot \Delta x = -\Delta A_b{}^t \cdot \Delta x \quad \text{se } \Delta A'_b{}^t < 0, \quad (35)$$

sendo  $\Delta A_b$  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 Equação 31 por:

$$C_i^t = \frac{\left( \frac{QS_m^t + QS_m^{t-1}}{\Delta x} \right) + \theta \cdot Q_{i-1}^t C_{i-1}^t - (1 - \lambda) \Delta x \frac{\Delta A_b{}^t}{\Delta t}}{\theta Q_i^t} - \frac{(1 - \theta) \cdot (Q_i^{t-1} C_i^{t-1} - Q_{i-1}^{t-1} C_{i-1}^{t-1})}{\theta Q_i^t}, \quad (36)$$

sendo  $\Delta A_b$  [m<sup>2</sup>] 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):

$$\log CT_i^t = M_i^t + N_i^t \cdot \log \left( \frac{U_i^t \cdot S_f}{\omega_s} - \frac{U_{c_i}^t \cdot S_f^t}{\omega_s} \right) \quad (37)$$

sendo  $CT$  [ppm] a concentração por peso em partes por milhão;  $U$  [ $m \cdot s^{-1}$ ] a velocidade média na seção;  $U_c$  [ $m \cdot s^{-1}$ ] é a velocidade média crítica do escoamento;  $S_f$  é a declividade de atrito; e  $\omega_s$  [ $m \cdot s^{-1}$ ] é a velocidade de queda da partícula. Os coeficiente  $M$  e  $N$  são calculados para sedimentos com diâmetros  $d$  entre 0.063 mm e 2 mm de diâmetro por:

$$M_i^t = 5,435 - 0,286 \cdot \log\left(\frac{\omega_s \cdot d}{\nu}\right) - 0,457 \cdot \log\left(\frac{U_{*i}^t}{\omega_s}\right) \quad (38)$$

$$N_i^t = 1,799 - 0,409 \cdot \log\left(\frac{\omega_s \cdot d}{\nu}\right) - 0,314 \cdot \log\left(\frac{U_{*i}^t}{\omega_s}\right) \quad (39)$$

e para sedimentos de 2 mm até 10 mm de diâmetro por:

$$M_i^t = 5,435 - 0,286 \cdot \log\left(\frac{\omega_s \cdot d}{\nu}\right) - 0,457 \cdot \log\left(\frac{U_{*i}^t}{\omega_s}\right) \quad (40)$$

$$N_i^t = 1,799 - 0,409 \cdot \log\left(\frac{\omega_s \cdot d}{\nu}\right) - 0,314 \cdot \log\left(\frac{U_{*i}^t}{\omega_s}\right) \quad (41)$$

onde  $U_* = \sqrt{g \cdot Rh \cdot S_f}$  é a velocidade de cisalhamento,  $Rh$  é o raio hidráulico da seção e  $g$  [ $m \cdot s^{-2}$ ] é a aceleração da gravidade.

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

$$\frac{U_c}{\omega_s} = \begin{cases} 0,66 + \frac{2,25}{\left[\log\left(\frac{U_* \cdot d}{\nu}\right) - 0,06\right]} & 1,2 < \frac{U_* \cdot d}{\nu} < 70 \\ 2,05 & \frac{U_* \cdot d}{\nu} \geq 70 \end{cases} \quad (42)$$

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

$$\omega_s = \frac{M \cdot \nu}{N \cdot d} \left[ \sqrt{\frac{1}{4} + \left(\frac{4 \cdot N}{3 \cdot M^2} D_*^3\right)^{1/np}} - \frac{1}{2} \right]^{np}, \quad (43)$$

onde

$$M = 53,5 \cdot \exp(-0,65 \cdot S_p)$$

$$N = 5,65 \cdot \exp(-2,5 \cdot S_p)$$

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

$$D_* = d \cdot \left[ \frac{\left( \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) \cdot g}{\nu^2} \right]^{1/3},$$

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  $Rh = h$ . Com a aplicação do método de propagação hidrodinâmica, a profundidade em cada seção, em cada passo de tempo, é estimada pelo modelo e a declividade de atrito passa a ser calculada:

$$S_f^t = \frac{n^2 \cdot \bar{U}^t |\bar{U}^t|}{(Rh^t)^{4/3}} \quad (44)$$

onde  $n$  é o coeficiente de rugosidade de Manning e  $\bar{U}$  e  $Rh$  são a velocidade e o raio hidráulico médios no trecho, obtidos por:

$$\bar{U}^t = \frac{Q_{i-1}^{t-1} + Q_{i-1}^t + Q_i^{t-1} + Q_i^t}{2 \cdot (A_{i-1}^t + A_i^t)} \quad (45)$$

$$Rh^t = \frac{Rh_{i-1}^t + Rh_i^t}{2}. \quad (46)$$

### 3.3.3 Módulo Planície

Nos trechos de rios onde é adotado o método hidrodinâmico de propagação de vazões incorporado ao MGB-IPH por Paiva *et al.* (2009), o modelo de sedimentos permite a troca de cargas em suspensão entre os rios e as planícies de inundação. O modelo assume uma mistura completa de sedimentos nas planícies, de forma que as concentrações são constantes na vertical para cada classe de partícula.

Baseado no modelo de armazenamento simples das planícies adotado no módulo hidrodinâmico, onde a velocidade longitudinal do escoamento na planície é nula, apenas a troca lateral entre rios e planícies é permitida. Desta forma, as planícies funcionam apenas como áreas de armazenamento de sedimentos finos trocados com o rio principal, dentro das quais é permitida apenas a deposição das partículas finas.

A vazão líquida de troca rio-planície  $q_{fl}$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] é dada pela Equação A36 do Anexo A. 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. Para cada classe de partícula em suspensão (silte e argila), a descarga sólida  $QS_{fl}$  [ $t \cdot s^{-1}$ ] de troca entre rio e planície ao final do intervalo de tempo, neste caso, é estimada por:

$$QS_{fl}^t = q_{sfl}^t \cdot \Delta x = q_{fl}^t \cdot \left( \frac{C_i^t + C_{i-1}^t}{2} \right) \cdot \Delta x \quad (47)$$

Caso  $q_{fl}$  seja negativo, haverá fuga de água da planície para o rio com concentração igual à concentração  $C_{fl}$  [ $t \cdot m^{-3}$ ] existente na planície, resultando numa descarga sólida igual a:

$$QS_{fl}^t = q_{sfl}^t \cdot \Delta x = q_{fl}^t \cdot C_{fl}^t \cdot \Delta x. \quad (48)$$

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:

$$C_{fl}^{*t} = \frac{C_{fl}^{t-1} \cdot V_{fl}^{t-1} + \left( \frac{q_{fl}^{t-1} + q_{fl}^t}{2} \right) \cdot \Delta x \cdot \Delta t}{V_{fl}^t} \quad (49)$$

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. Entretanto, em cada intervalo de tempo, e para cada classe de partícula finas, parte da carga em suspensão na planície poderá depositar, reduzindo assim a concentração. O percentual de sedimentos depositados na planície é determinado comparando a profundidade média da planície  $H_{fl}$  com a distância vertical média percorrida por cada classe de partícula no intervalo de tempo, a qual é função da sua velocidade de queda  $\omega_s$  [ $m \cdot s^{-1}$ ]. O volume depositado ao final do passo de tempo é dado por:

$$DEP_{fl}^t = C_{fl}^t \cdot V_{fl}^t \cdot \left( \frac{\omega_s \cdot \Delta t}{H_{fl}} \right), \quad (50)$$

e a concentração ao final do intervalo de tempo é:

$$C_{fl}^t = C_{fl}^{*t} - \frac{DEP_{fl}^t}{V_{fl}^t}. \quad (51)$$

## Capítulo 4

# Bacia do Rio Madeira: Estudo de Caso

### 4.1 Introdução

O modelo MGB-IPH com o módulo de sedimentos foi aplicado como estudo de caso na bacia do rio Madeira (Figura 10), o principal tributário do sul da bacia Amazônica. A bacia possui uma área de drenagem de, aproximadamente,  $1,4 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ , da qual 51% pertencem à Bolívia, 7% ao Peru e o restante (42%) ao Brasil. O rio Madeira recebe este nome após a confluência dos rios Beni e Mamoré, sendo responsável por quase 35% ( $\sim 240 \cdot 10^6 \text{ t/ano}$ ) de toda a carga de sedimentos transportada pelo rio Amazonas ao Oceano, dos quais a sua maior parte vem das áreas Andinas da bacia (Guyot, 1993). 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).

### 4.2 Caracterização Geral da Bacia

A bacia do rio Madeira caracteriza-se pelo clima quente e úmido com estação seca pouco pronunciada, do tipo "Am" de acordo com a classificação de Koppen (1948 *apud* Queiroz *et al.*, 2011), temperatura anual média variando entre 25 e 27 °C e a umidade relativa do ar de, aproximadamente, 85% (Queiroz *et al.*, 2011). A descarga média anual da bacia é igual a, aproximadamente,  $31.200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  e, apesar da sua área corresponder a cerca de 23% da área total da bacia Amazônia, devido à baixa precipitação na bacia, uma vazão específica de  $22,0 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  e um coeficiente de escoamento de apenas 0,36 (Molinier *et al.*, 1994), o rio Madeira contribui apenas com 15% da descarga líquida total da Amazônia para o oceano. A região possui uma pluviosidade média anual de 1.960 mm, com um período chuvoso de janeiro a março, e uma época mais seca de junho a agosto. Na Figura 11 são apresentadas as isoietas de precipitação média anual (1985 a 2005) sobre a bacia extraídas de Clarke *et al.* (2010). Os valores apresentados na parte brasileira foram computados por interpolação das precipitações médias anuais de 36 postos pluviométricos

da Agência Nacional de Águas (ANA), enquanto que na parte estrangeira os valores foram obtidos por interpolação das precipitações médias anuais de pontos de grade do NCEP/NCAR, devido à falta de dados.

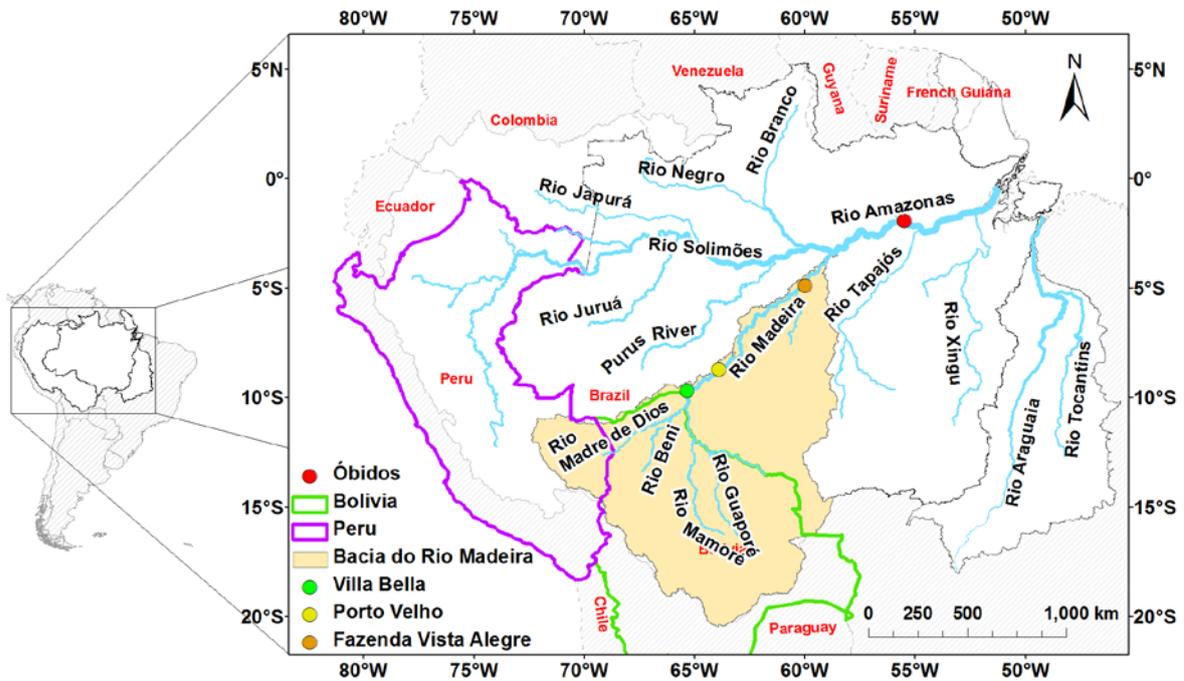


Figura 10 - Localização da bacia hidrográfica do Rio Madeira.

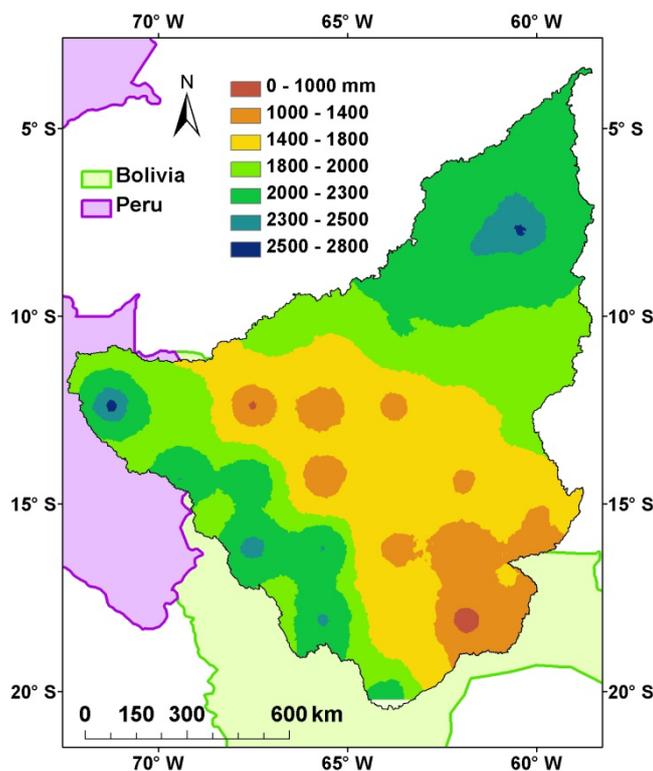


Figura 11 - Precipitação média anual (1985 a 2005) sobre a bacia do Rio Madeira. Os valores foram obtidos por interpolação das precipitações médias anuais de 36 postos pluviométricos da

Agência Nacional de Águas (ANA), na parte brasileira, e de pontos de grade do NCEP/NCAR na parte estrangeira bacia devido à falta de postos. Dados extraídos de Clarke *et al.* (2010).

Parte das características hidrológicas da bacia são definidas por suas unidades morfo-estruturais: escudo brasileiro; cordilheira dos Andes; planície Amazônica (Ribeiro Neto, 2006). O Rio Madeira é o único grande rio amazônico que drena, ao mesmo tempo, essas três unidades. O escudo brasileiro é formado por rochas cristalinas, sendo bastante erodido e com altitude média de cerca de 150m. A cordilheira dos Andes possui altas elevações, chegando a 6000m, e é responsável pela maior parte do sedimento transportado pela bacia (Guyot, 1993). Já as planícies são regiões de baixas declividades, formadas por áreas de inundação denominadas várzeas por onde correm rios com grandes concentração de sedimentos em suspensão. Estas zonas de inundação ocupam uma área de, aproximadamente, 163.000 km<sup>2</sup> por onde correm os rios Guaporé, Beni, Mamoré e Madeira.

Na Figura 12 é apresentado o relevo da bacia a partir do SRTM 90m, onde podem ser observadas as altas elevações da região Andina e algumas áreas a sudoeste da bacia, bem como as baixas elevações das regiões de inundações na parte central e trecho baixo do rio Madeira.

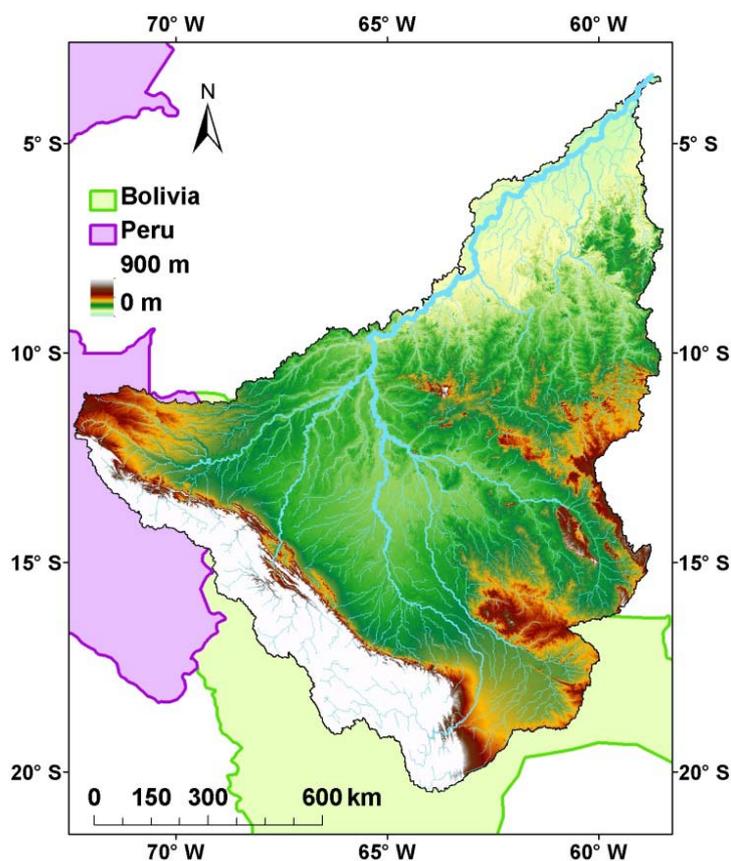


Figura 12 - Relevo da bacia do rio Madeira (Fonte: SRTM 90m).

### 4.3 Fluxo de Sedimentos na Bacia

De acordo com o Sistema de classificação Sioli (1957, *apud* Villar *et al.*, 2013)<sup>1</sup>, o rio Madeira é um rio de águas brancas, rico em materiais dissolvidos e sólidos em suspensão. Os principais tributários andinos do rio Madeira são os rios Beni, Madre de Dios e Mamoré (ver Figura 10), os quais drenam a cordilheira oriental do Peru e da Bolívia. De toda a contribuição de sedimentos em suspensão dos Andes para o rio Madeira, 72% vêm da bacia do rio Beni e 28% da bacia do rio Mamoré, enquanto que a participação de cada um deles na vazão é de 52% e 48%, respectivamente (Guyot, 1993). As maiores contribuições desses dois rios ocorrem no período de janeiro a março do ano civil e são da ordem de  $1,5 \cdot 10^6$  t.dia<sup>-1</sup> (Filizola, 1999). Dados de aportes de sedimentos mostram que a porção superior da bacia do rio Madeira detém as maiores taxas de erosão da bacia Amazônica, com valores variando entre 50 e 50.000 t.km<sup>-2</sup>.ano<sup>-1</sup> e uma média de 3.200 t.km<sup>-2</sup>.ano<sup>-1</sup> (Guyot *et al.*, 1996).

Na região Andina, a produção de sedimentos é regida por processos de erosão em massa, com desmoronamento de enconstras. Porém, Guyot (1993) mostrou que praticamente todo o material grosseiro proveniente dos Andes é retido na sua parte baixa. Guyot *et al.* (1999) mostraram a distribuição dos tamanhos de partículas de sedimentos de fundo na bacia do rio Madeira indica uma rápida deposição de material grosseiro (> 10 mm) a medida em que o rio deixa as Cordilheiras dos Andes para entrar na planície Amazônica. Nos Andes, o tamanho das partículas de sedimentos em suspensão varia entre 0,02 e 0,10 mm em diâmetro, enquanto que na planície a carga de sedimentos em suspensão é dominada por siltes finos, de tamanhos entre 7 e 13 µm em diâmetro.

Analisando dados coletado em campo no período de 1986 a 1989, Guyot *et al.* (1999) mostraram que na zona de transição entre os Andes e a área de planície há uma descontinuidade abrupta na composição dos sedimentos de fundo. Na base dos Andes foram encontrados sedimentos de fundo compostos de cascalhos e seixos com diâmetro médio ( $d_{50}$ ) de, aproximadamente, 30 mm no rio Beni. A medida em que o rio Beni entra na zona de planície, uma composição semelhante ainda foi observada nos primeiros 20 km de rio. A partir daí o diâmetro médio decresceu drasticamente ao longo de um percurso de cerca de 10 km e, em seguida, apresentou uma composição dos sedimentos de fundo mais estável ao longo de mais de 800 km de rio, com  $d_{50}$  variando entre 0,09 mm e 0,15 mm. Os autores notaram ainda que, amostras coletadas no rio Mamoré e seus tributários, desde a base dos Andes até próximo a sua confluência com o rio Beni, indicaram um decrescimento mais regular dos tamanhos de partículas. O diâmetro  $d_{50}$  dos sedimentos no rio Mamoré na região de planície variou de 0,02 a 0,08 mm, com uma média de 0,04 mm (Taborga, 1963 *apud* Guyot *et al.*, 1999). Já o diâmetro  $d_{50}$  dos sedimentos de fundo foi três vezes menor que o do rio Beni.

---

<sup>1</sup> Sioli, H., 1957. Sedimentation im Amazonasgebiet. Geologische Rundschau 45, 608 - 633.

Utilizando dados de 15 estações de medição de sedimentos em suspensão (1969 a 1990), na bacia do rio Grande, um dos principais tributários andinos do rio Mamoré, Guyot *et al.* (1994) puderam avaliar a variabilidade temporal do transporte de sedimentos dos Andes e concluíram que a maior parte do transporte ocorre no período de cheia (Janeiro a Março), chegando a representar até 90% da carga anual. A taxa anual de transporte de sedimentos estimada variou de 190 a 11600 t.km<sup>-2</sup>.ano<sup>-1</sup> e a contribuição total do Andes para a bacia foi da ordem de 162.10<sup>6</sup> t.ano<sup>-1</sup>, o equivalente a 2300 t.km<sup>2</sup>.ano<sup>-1</sup>. A concentração total de sedimentos em suspensão varia entre 84 e 891 mg.L<sup>-1</sup> de acordo com Dunne *et al.* (1998). Bouchez *et al.* (2010) estimaram uma concentração entre 500 mg.L<sup>-1</sup> e 1200 mg.L<sup>-1</sup> em um período de cheia ocorrido em março de 2006.

Villar *et al.* (2013) analisaram séries de concentrações de sedimentos em suspensão na superfície d'água (CSSS) da base de dados do ORE-HYBAM (2000 a 2010) e demonstraram que elas exibem um comportamento semelhante ao do ciclo hidrológico da bacia, com aumento da CSSS durante o período de aumento dos níveis d'águas e redução dos valores até o período de águas baixas. Por outro lado, os autores observaram que valores elevados de CSSS usualmente ocorrem de Dezembro a Fevereiro, um ou dois meses antes do pico da onda de cheia. Este comportamento reforça resultados apresentados por Filizola e Guyot (2009), os quais indicaram que na bacia do rio Madeira não existe uma relação simples entre descargas sólidas e líquidas. Em Vista Alegre, próximo a foz do rio Madeira, o pico da descarga de sedimentos em suspensão ocorre em março, mas o pico da onda de cheia ocorre apenas entre abril e maio. A variabilidade da concentração de sedimentos ao longo do rio Madeira é grande e apresenta uma redução para jusante, com valores entre 1,1 e 1950 mg/L em Porto Velho e entre 4,5 a 823 mg/L a jusante, em Fazenda Vista Alegre. Nestas duas localidades, a CSSS estimada por Villar *et al.* (2013) é de 440 e 202 mg/L, respectivamente. Guyot *et al.* (1996) analisaram dados da ANA entre 1978 e 1994 e encontraram uma concentração média de 483 mg/L em Porto Velho e de 181 mg/L em Fazenda Vista Alegre.

A bacia do rio Madeira possui, juntamente com a bacia do rio Negro, características bastante distintas em termos de dinâmica dos fluxos d'água e de sedimentos, desempenhando um papel peculiar no sistema Amazônico. Tais características influenciam significativamente o escoamento e o transporte de sedimentos ao longo do rio Amazonas (Guyot, 1993). Em Óbidos, local da última estação de medição de vazão e descarga sólida existente ao longo do rio Amazonas cujo efeito da maré pode ser desprezado, é possível verificar um sistema de controle da concentração de sedimentos em suspensão que depende das contribuições do rio Madeira durante um certo período de tempo e da ausência de contribuições de sedimentos do rio Negro em outro período de tempo (Bourgoin *et al.*, 2007).

Na Figura 13 é apresentado esse efeito em um gráfico que relaciona a vazão (Q) com a concentração de sólidos em suspensão média mensal (CSS) para o rio Amazonas, em

Óbidos, no período de 1996 a 2007. O gráfico foi desenvolvido com dados do programa ORE/HYBAM<sup>2</sup> (Environmental Research Observatory on Amazon Basin Hydrology, Geochemistry and Geodynamics) coletados a cada 10 dias e é uma atualização daqueles apresentados por Martinez *et al.* (2009) e Filizola *et al.* (2011), que explicaram o comportamento em "looping", no formato de um triângulo, distinguindo três situações temporal distintas. A primeira corresponde ao período entre setembro (SET) e novembro (NOV), localizado no lado inferior esquerdo da figura, que representa o momento do ciclo no qual os três rios principais (Madeira, Negro e Solimões) estão num período de águas baixas ( $Q_{mad}$ ,  $Q_{neg}$ ,  $Q_{sol}$ ). A segunda corresponde ao lado superior esquerdo, entre Fevereiro (FEV) e Abril (ABR), representando o momento do ciclo no qual tanto a vazão ( $Q_{mad}$ ) como o aporte de sedimentos do rio Madeira estão nos seus máximos. A terceira situação é registrada entre Maio (MAI) e Julho (JUL), à direita da figura, período no qual a vazão ( $Q_{neg}$ ) líquida no rio Negro está em seu máximo. Os dados coletados entre Dezembro (DEZ) e Janeiro (JAN), na lateral esquerda da figura, indicam o período de subida da vazão do rio Madeira ( $Q_{mad}$ ) introduzindo sedimentos ao sistema enquanto o rio Negro encontra-se em um período de descida dos seus níveis ( $Q_{neg}$ ). Em oposição, no período entre Março (MAR) e Maio (MAI) o rio Negro ( $Q_{neg}$ ) está em ascensão e com pouca carga de sedimentos, enquanto que o escoamento no rio Madeira ( $Q_{mad}$ ) está decrescendo. Neste período as águas do rio negro reduzem a concentração de sedimentos ao se misturarem com as águas do rio Madeira. Fechando o ciclo está o período correspondente à base da figura, entre Agosto e Setembro, no qual os três rios estão em redução das suas vazões.

Além da dinâmica de sedimentos nos rios, é importante considerar que boa parte dos sedimentos carregados nos trechos de rio interage com as suas planícies de inundação. As planícies de inundações, além de desempenharem um papel importante na dinâmica hidráulica da bacia, também são importantes no controle da dinâmica de sedimentos. Elas desempenham um grande papel no armazenamento de sólidos em suspensão transportados dos Andes. Nestas áreas ocorrem constantes deposição e re-suspensão de sedimentos. A medida que ocorre a redução dos níveis d'água no curso principal, as planícies são drenadas para dentro dos canais, enquanto que na subida da onda de cheia o escoamento do canal para a planície tende a re-suspender os sedimentos depositados na planície. Ao atravessar as áreas planas da Bolívia, 43% e 54% do aporte em suspensão dos Andes tendem a decrescer nos rios Beni e Mamoré, respectivamente, devido à sedimentação nas planícies (Guyot *et al.*, 1996).

---

<sup>2</sup> O projeto HiBam e o programa ORE/HYBAM são iniciativas de pesquisas envolvendo vários países "Amazônicos" (Brasil, Peru, Colômbia, Equador, Bolívia e Venezuela) e a França. Especificamente o ORE-HYBAM é um programa para avaliar os processos de transporte de matéria nos rios da Amazônia. Para isso, dados pontuais hidrológicos e de sedimentos são coletados diariamente e a cada 10 dias, respectivamente.

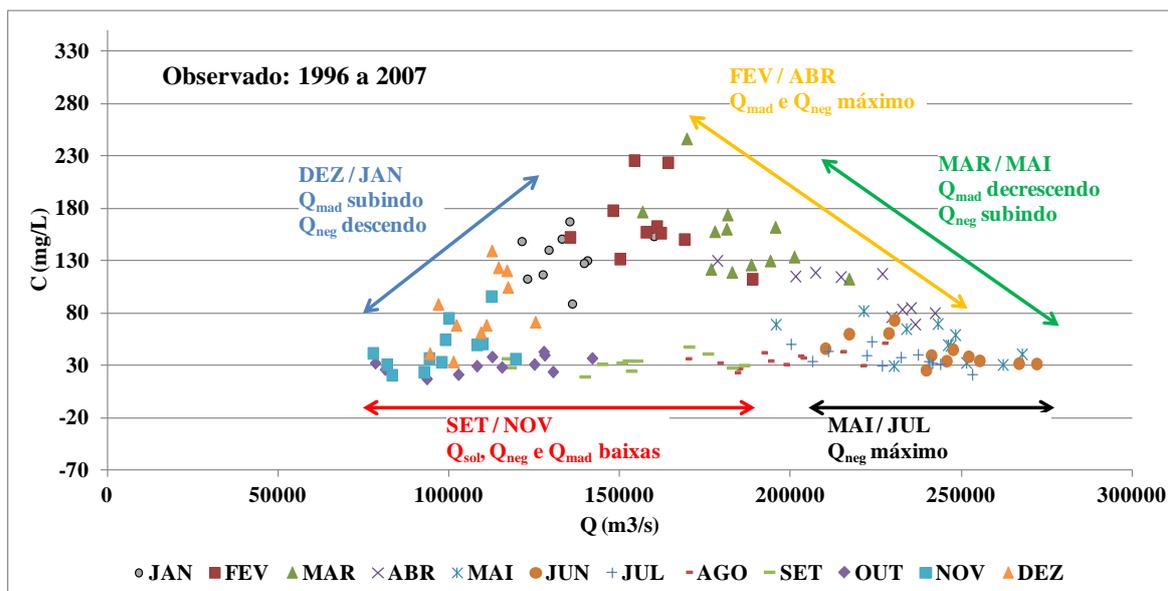


Figura 13 - Concentração de sedimentos em suspensão versus vazão para o rio Amazonas em Óbidos. Os valores são médias mensais de dados coletados a cada 10 dias no período de 1996 a 2007 e disponíveis pelo programa ORE/HYBAM. O gráfico é uma modificação dos apresentados por Martinez *et al.* (2009) e Filizola *et al.* (2011). As vazões dos rios Solimões, Negro e Madeira estão representadas, respectivamente, por  $Q_{sol}$ ,  $Q_{neg}$  e  $Q_{mad}$ .

#### 4.4 Monitoramento e Avaliação de Sedimentos na Bacia

O monitoramento do transporte de sedimentos é importante na bacia do rio Madeira para fornecer informações valiosas para as atividades econômicas que dependem tanto do escoamento fluvial como da vazão sólida dos rios, como a navegação em barcos. Além disso, a construção de duas grandes Hidroelétricas para geração de energia no trecho superior do rio Madeira, a montante de Porto Velho, pode afetar o transporte natural dos sedimentos. As preocupações com os impactos da construção de barragens, associados com o comportamento futuro das descargas de sedimentos em função de mudanças regionais no clima (Espinoza Villa *et al.*, 2009) fazem com que a dinâmica dos rios necessite ser cada vez mais conhecida e métodos de monitoramento e avaliação possam ser desenvolvidos e adaptados a grandes escalas.

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). Estudos como estes são possíveis graças à redes de monitoramento hidrométrico existentes na região, mantidas por entidades governamentais (ex: Agência Nacional de Águas - ANA) e bases de dados consolidadas de projetos/programas internacionais de pesquisa (ex: projeto HiBAM - Hydrology and

Geochemistry of the Amazon Basin, até 2001, atualmente programa ORE/HYBAM), que permitem acesso a dados de estações com amostragens de matéria em suspensão realizadas, bem como dados de satélites como o MODIS (ex: Martinez *et al.*, 2009; Villar *et al.*, 2012, 2013).

No entanto, as estimativas do volume anual de sedimentos no rio Madeira apresentam variações significativas entre os diferentes estudos devido às fontes de dados utilizados e as metodologias aplicadas nessas estimativas. Enquanto alguns adotam relações entre descargas líquidas e descargas sólidas, outros se baseiam em uma rede de estações na qual são coletadas amostras de água para determinação da concentração de partículas, mas ainda com diferentes frequência de coletas ou métodos de coletas (ex: integrada no vertical versus amostragens na superfície) (Vilar *et al.*, 2013).

Apesar de todos esses estudos, não existe uma abordagem integrada com o uso de modelos espaciais da erosão, do transporte de matéria e da sedimentação realizada especificamente na bacia. 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. Mangiarotti *et al.* (2013) utilizaram um método de mínimos quadrados generalizado incluindo um termo de propagação para propagar sinais de vazão e sedimentos em suspensão ao longo dos rios na bacia Amazônica, em uma região entre os municípios de Manacapuru (no rio Solimões) e Santarém (confluência dos rios Tapajós e Amazonas), considerando as contribuições dos rios Negro e Madeira através da aplicação da lei de conservação nas confluências. Os sinais foram os dados de descarga líquida obtidos com medição em campo e os de sedimentos em suspensão obtidos com medição em campo e derivados de imagens de satélite MODIS, propagados desde estações localizadas antes da confluência com os rios Madeira e Negro até estações localizadas no rio Amazonas, finalizando na estação de Óbidos. A abordagem utilizada mostrou-se eficiente na porção superior da região de estudo, até logo após as confluências do rio Amazonas com os rios Negro e Madeira, mas pouco eficiente na porção mais baixa da região, onde as interações entre o rio Amazonas e suas planícies de inundação possuem um papel importante na dinâmica do escoamento.

Desta forma, a escolha desta bacia como estudo de caso se deve, então, a diversos fatores, dentre eles:

- a) drena três unidades morfo-estruturais principais da Amazônia, ou seja, a cordilheira dos Andes (15%), o escudo Brasileiro (41% da bacia) e a planície Amazônica (44%) (Ribeiro Neto *et al.*, 2008; Queiroz *et al.*, 2011);
- b) é suficientemente extensa para testar a aplicação do modelo;

- c) é o mais importante de todos os tributários do sul da bacia Amazônia (Tomasella *et al.*, 2010) e influencia significativamente a dinâmica de sedimentos do rio Amazonas;
- d) juntamente com o rio Solimões constituem os dois principais contribuintes de sedimentos para o rio Amazonas (Martinez *et al.*, 2009; Bouchez *et al.*, 2010) e, sozinha, corresponde a 35% da carga média anual que chega ao oceano;
- e) embora poucos e mais concentrados no rio principal, a bacia possui dados de concentração de sedimentos em suspensão (ANA, ORE-HYBAM) ou na superfície d'água (ORE/HYBAM);
- f) apesar de não possuir informações de descargas de fundo (geralmente as campanhas de medição se limitam à estimativa da concentração em suspensão), há informações sobre locais com deposição de sedimentos nos rios, permitindo uma avaliação qualitativa dos resultados do modelo para esta variável;
- g) permite verificar os resultados do modelo frente a escassez de informações, situação comum em grandes bacias hidrográficas;
- h) carência de estudos/ferramentas que representem a dinâmica espacial e temporal da perda de solo e do transporte de sedimentos na bacia.

## Capítulo 5

# Preparação e Calibração do Modelo Hidrológico

### 5.1 Dados Utilizados

A limitação das informações é um dos maiores desafios para a modelagem hidrológica e de sedimentos na Amazônia, 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.

Em grandes bacias geralmente não se dispões de informações detalhadas sobre o uso do solo, cobertura vegetal e tipos de solos. É comum utilizar informações disponíveis em escalas globais ou continentais. Além disso, informações sobre a batimetria, largura e profundidade média de rios, extensões de planícies de inundações, entre outras informações necessárias para a modelagem também não estão disponíveis e sua extração a partir de mapas digitais de elevação é comum.

#### 5.1.1 Dados hidrológicos

Os dados hidrológicos necessários para aplicação do modelo MGB-IPH são referentes à chuva e à vazão. A ANA disponibiliza informações diárias de precipitação obtidas em postos pluviométricos localizados apenas dentro do território brasileiro. Entretanto a sua densidade é baixa, quando comparada com a de outras regiões do país. Além disso, existe grande dificuldade de obtenção de informações desta variável nos países vizinhos, parte por inexistência e parte por inacessibilidade junto às instituições operadoras das estações. Devido à limitação de dados de chuva na região fora do Brasil, e a importância desta variável como entrada no modelo, neste trabalho optou-se por utilizar dados diários de precipitação do satélite TRMM 3B42 (Huffman *et al.*, 2007), com

resolução espacial de  $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$ , no período de 1998 a 2005. Uma aplicação destes dados na Amazônia utilizando o modelo MGB-IPH pode ser encontrada em (Collischonn *et al.*, 2008) e diversos estudos têm analisado características da precipitação obtidas deste satélite na Amazônia (ex: Paiva *et al.*, 2011a; Clarke *et al.*, 2011; Buarque *et al.*, 2011c, Clarke & Buarque, 2013). Entretanto, a disponibilidade de informações do TRMM 3B42 inicia apenas em 1998.

A distribuição da precipitação média anual sobre a bacia de estudo utilizando os dados do TRMM 3B42 no período de 1998 a 2005 está apresentada na Figura 14. Embora a figura mostre uma menor precipitação média sobre a região Andina da bacia em comparação com o mapa da Figura 11, os valores estão coerentes com os do mapa apresentado por Ribeiro Neto (2006).

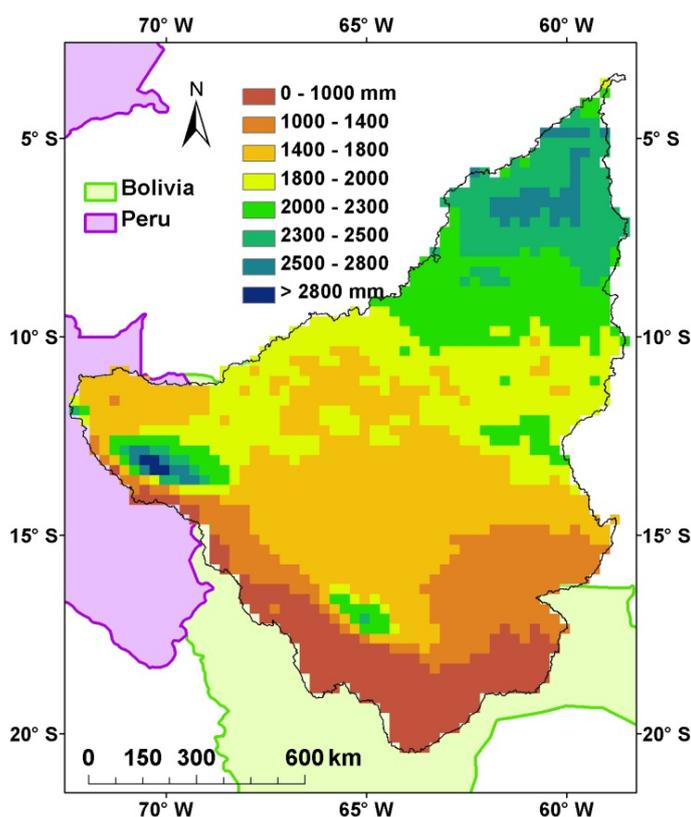


Figura 14 - Precipitação média anual (1998 a 2005) sobre a bacia do Rio Madeira para cada ponto de grade do TRMM 3B42.

Em relação à fluviometria, foram utilizadas séries diárias de vazão obtidas nas seções de medição de vazão de estações fluviométricas da base de dados da Agência Nacional das Águas (ANA) disponíveis no Sistema de Informações Hidrológicas (HidroWeb – <http://hidroweb.ana.gov.br>). Todas as estações utilizadas pertencem a parte brasileira da bacia, visto que não foram disponibilizadas informações pelos países vizinhos. Embora estejam disponíveis dados brutos e consistidos, foram utilizadas apenas aquelas estações contendo dados consistidos, somando um total de 65 estações, tendo o período

compreendido entre 1985 e 2005 como o que apresenta uma maior disponibilidade de informações.

A principal finalidade da utilização das séries de vazão é na calibração dos parâmetros do modelo MGB-IPH e validação dos resultados. Desta forma, foi realizada uma avaliação dos dados das estações disponíveis buscando selecionar aquelas com boa representatividade das informações. Dentre as 65 estações disponíveis, algumas apresentavam erros na localização geográfica das estações, os quais precisaram ser corrigidos e foram excluídas aquelas com localização geográfica duvidosa. Também foram excluídas aquelas com área de drenagem muito pequena e incompatível com a escala do modelo hidrológico utilizado neste estudo. Das estações restantes, 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. O resultado foi um total de apenas 25 estações fluviométricas na bacia contendo entre 13 e 21 anos de dados, mas apenas o período de 1998 a 2005 foi utilizado devido aos dados de chuva do TRMM iniciarem apenas em 1998. As 25 estações utilizadas estão apresentadas na Figura 15 e listadas na Tabela 1.

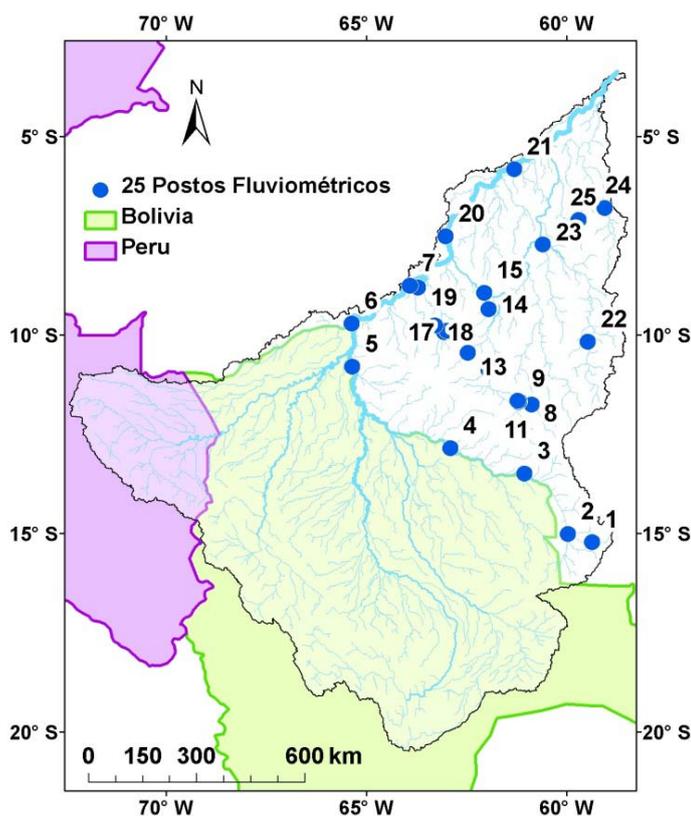


Figura 15 - Localização das estações fluviométricas com dados consistidos selecionadas na região de estudo.

Tabela 1 - Estações fluviométricas da ANA contendo 80% dos meses entre 1998 e 2005 com, no máximo, 5 dias sem dados.

No.	Código	Nome	A (km <sup>2</sup> )	Lat	Lon
1	15050000	PONTES E LACERDA	3140	-15,,21048	-59,,36016
2	15120001	MATO GROSSO	23814	-15,00756	-59,96014
3	15130000	PIMENTEIRAS	56215	-13,48562	-61,04847
4	15150000	PEDRAS NEGRAS	109788	-12,85185	-62,89815
5	15250000	GUAJARÁ-MIRIM	589497	-10,79342	-65,34815
6	15320002	ABUNÃ	899761	-9,70603	-65,36472
7	15400000	PORTO VELHO	954285	-8,74824	-63,91860
8	15552600	FAZENDA FLOR DO CAMPO	4230	-11,75167	-60,87269
9	15552700	PONTE COMEMORAÇÃO (PIMENTA BUENO)	5940	-11,66896	-61,18111
10	15558000	PIMENTA BUENO	10114	-11,68154	-61,19353
11	15559000	SÍTIO BELA VISTA	16092	-11,64824	-61,21467
12	15560000	JIPARANÁ	33012	-10,87287	-61,93961
13	15565000	JARU	3965	-10,44371	-62,46474
14	15575000	PIRATININGA	4854	-9,34784	-61,93928
15	15580000	TABAJARA	60212	-8,93161	-62,05573
16	15430000	ARIQUEMES	7795	-9,92719	-63,06009
17	15431000	FAZENDA RIO BRANCO	8469	-9,88558	-62,98101
18	15432000	MINERAÇÃO PONTE MASSANGANA	1015	-9,76042	-63,28909
19	15550000	SANTA ISABEL	12640	-8,79852	-63,70172
20	15630000	HUMAITÁ	1066240	-7,50205	-63,01475
21	15700000	MANICORÉ	1157516	-5,81473	-61,30596
22	15750000	HUMBOLDT	15213	-10,16878	-59,46468
23	15800000	BOCA DO GUARIBA	68612.85	-7,71053	-60,58943
24	15910000	SANTAREM SUCUNDURI	12631	-6,79376	-59,03953
25	15930000	ACARI BR-230	4594	-7,10204	-59,69348

### 5.1.2 Meteorológicos

Dada à escassez de dados meteorológicos na bacia, especialmente fora do Brasil, foram utilizados dados de reanálise, no período de 1998 a 2005, das seguintes variáveis: temperatura do ar próximo à superfície, pressão atmosférica, radiação solar, umidade relativa e velocidade do vento. A reanálise é basicamente a combinação de resultados de modelos climáticos e informação observada em estações meteorológicas. Os dados de reanálise utilizados foram os simulados pelo National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) dos EUA descritos em (Kalnay *et al.*, 1996) disponíveis na página do NOAA-CIRES ESRL/PSD (<http://www.cdc.noaa.gov/>).

### 5.1.3 Mapas de cobertura vegetal e de solo

O mapa de cobertura vegetal, ou mapa de uso do solo, escolhido para utilização neste trabalho é o Mapa de Vegetação de América do Sul (“A Vegetation Map of South America”), desenvolvido por Eva *et al* (2002), o qual possui resolução espacial de aproximadamente 1 km e foi desenvolvido a partir de revisões de levantamentos de cobertura vegetal anteriores e múltiplas imagens de satélite de diferentes resoluções e finalidades. Outras informações relativas às áreas alagadas (dados de radar do JERS-1), à cobertura de nuvens (DMSP) e ao relevo (GTOPO30) também foram incluídas pelos autores para compor o mapa. Para o presente estudo, embora produzido em 2002, esse mapa foi assumido como representativo da cobertura vegetal da bacia em todo o período de estudo (1998 a 2005).

Com relação aos tipos de solos, os dados referentes ao projeto RADAM Brasil (RADAMBRASIL, 1982) constituem as informações com maior detalhamento na Amazônia. Projeto RADAM Brasil constitui o maior projeto mundial de cobertura radargramétrica efetuada com radar aerotransportado e as informações de tipo de solo levantadas por ele são na escala 1:1.000.000. Porém, o mapa está disponível apenas na parte brasileira da bacia do rio Madeira. Sendo assim, na parte estrangeira foi utilizado o mapa de solos disponibilizado pela FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) (FAO, 2003), na escala 1:5.000.000, e o mapa de solos da América Latina – SOTERLAC (Soil and Terrain database for Latin América and Caribbean) do ISRIC (World Soil Information) descrito em Dijkshoorn *et al.* (2005) e disponível em ([www.isric.org](http://www.isric.org)) na escala 1:5.000.000. Este último é oriundo do mapa de solos da FAO, com revisões de outras bases de dados e inclusão de informações relacionadas à topografia.

## 5.2 Definição das Unidades de Respostas Hidrológicas

A variabilidade espacial da bacia dentro do modelo MGB-IPH é considerada através da discriminação de áreas com comportamento hidrológico similar, denominadas Unidades de Resposta Hidrológica (URHs). Considera-se que o comportamento hidrológico dos URHs possa ser explicado por características físicas relacionadas aos solos (e.g. capacidade de armazenamento d’água, profundidade, porosidade, condutividade hidráulica) e a cobertura vegetal (e.g. índice de área foliar, interceptação, profundidade das raízes, albedo). As URHs são geralmente definidas através da superposição de mapas de tipos de solo e de uso da terra e vegetação, ou mapa de "uso do solo" (Figura 16). Porém, adicionalmente podem ser considerados outros tipos de informação, como, por exemplo, a topografia e a litologia. O número de URH a ser gerada é subjetivo e depende das quantidades de classes de tipos e usos de solo, mas deve resultar em um custo computacional aceitável, em termos de tempo de processamento. O modelo MGB-IPH limita a quantidade de URH em 12 classes.

Os mapas de uso do solo e de tipos de solo escolhidos para aplicação neste trabalho apresentam diversas classes definidas por critérios que vão além da questão hidrológica, sendo necessário reclassificá-las em um número menor. Além disso, embora diferentes tipos de solos apresentem comportamentos diferentes aos processos erosivos, na escala de aplicação do modelo torna-se impraticável a distinção de solos que possam apresentar comportamentos semelhantes. Neste sentido, cada mapa de solo (RADAMBrasil, FAO e SOTERLAC) foi reclassificado e reagrupados em apenas 5 classes de comportamento hidrológico distintos (Figura 17), além da classe "água": 1) Argissolos; 2) Cambissolos e Neossolo Litólicos; 3) Gleissolos e Fluvisolos; 4) Latossolos; 5) Litossolos.

A classe "Argissolos" abrange todos os Argissolos e demais solos de comportamento hidrológico semelhante. Estes solos caracterizam-se pelo baixo potencial de geração de escoamento superficial devido à sua alta capacidade de armazenamento, entretanto baixa capacidade de drenagem (condutividade hidráulica). A classe dos "Cambissolos e Neossolos Litólicos" caracteriza-se pelo seu alto potencial de geração de escoamento superficial devido às suas baixas profundidades e capacidade de armazenamento, e abrange todos os Cambissolos e Neossolos (com exceção de Areias Quartzarenicas que foram agrupadas como Latossolos pela semelhança esperada no potencial de geração de escoamento). Todos os solos associados à várzeas, planícies de inundação, leitos de rio como gleissolos e fluvisolos foram agrupados na classe "Gleissolo e Fluvisolo", com médio a alto potencial de geração de escoamento superficial, devido às suas características esperadas de presença de altos níveis freáticos e índice de saturação mais elevado por estarem próximos a corpos d'água. A classe dos "Latosolos" é composta por Latossolos e demais solos com característica semelhante: solos arenosos, profundos e bem drenados, com baixo potencial de geração de escoamento superficial. Por fim, a classe dos Litossolos correspondem a solos rasos, predominante na região Andina, com elevado potencial de geração de escoamento superficial.

O Mapa de Vegetação de América do Sul ("A Vegetation Map of South America"), desenvolvido por Eva *et al* (2002) também foi reclassificado e teve suas classes simplificadas. As classes agrupadas foram (Figura 18): 1) Agricultura; 2) Água; 3) Campos e Cerrados, representando vegetação de pequeno porte; 4) Floresta; 5) Floresta Inundável; e 6) Vegetação esparsa ou dispersa. A classe 3 "Campos e Cerrados" predomina na região central da bacia, onde há áreas de inundação, e na porção mais elevada dos Andes. Porém, nos Andes essa classe corresponde mais à áreas montanhosas sem (ou pouca) vegetação, com altos valores de geração de sedimentos. A última classe "Vegetação esparsa ou dispersa" tem pouco representatividade na bacia devido a sua pouca ocorrência (ver Figura 18), de acordo com o mapa de vegetação adotado.

Os dois mapas reclassificados de uso e tipo do solo apresentados foram sobrepostos para a criação de classes de unidades de resposta hidrológica. Entretanto, algumas das combinações geradas simplesmente não são diferenciáveis e o resultado da sobreposição

foi ainda reavaliado, conforme mostra a Tabela 2. O mapa de Unidade de Resposta Hidrológica para a região em estudo ficou composto por 12 classes. Na análise final, as classes de uso "Campos, cerrados e estepes" e "Solo com vegetação esparsa" foram considerados simplesmente "Vegetação de baixo porte".

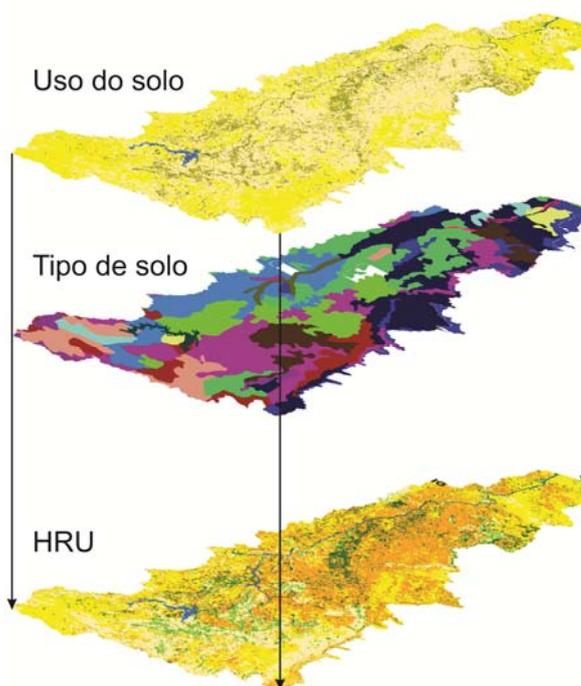


Figura 16 - Representação esquemática da sobreposição de mapa de tipos de solo e mapa de cobertura vegetal para compor um mapa de Unidades de Resposta Hidrológica (URH).

Além dos mapas de cobertura vegetal e tipos de solo, também foi adicionado ao mapa de URH um mapa de áreas próximas aos rios onde possivelmente ocorrem interações entre a vegetação e o lençol freático, ou onde o lençol encontra-se próximo da superfície, tornando-a permanentemente saturada. Este mapa foi definido utilizando o descritor de terreno HAND (Height Above the Nearest Drainage) desenvolvido por Rennó *et al.* (2008), o qual tem mostrado robustez na identificação destas áreas. O método consiste em determinar a altura relativa entre cada pixel do MDE e o pixel da rede de drenagem que recebe a sua contribuição. As áreas saturadas foram definidas como as regiões com altura relativa dos pixels de 10m, baseado em comparações com imagens de satélite, com o próprio MDE e com valores sugeridos pelos autores na Amazônia. Com a utilização deste mapa, todas as classes "Florestas" localizadas na região de HAND igual ou inferior a 10m foram agrupadas à URH "2 - Floresta em solo de várzeas". As demais classes, com exceção da classe "Água", localizadas nestas regiões foram agrupadas à URH "11 - Vegetação de baixo porte em solo de várzea". Na Figura 19 é apresentado o mapa final de URH para a bacia do rio Madeira adotado neste estudo e na Tabela 3 as principais informações são apresentadas de forma resumida.

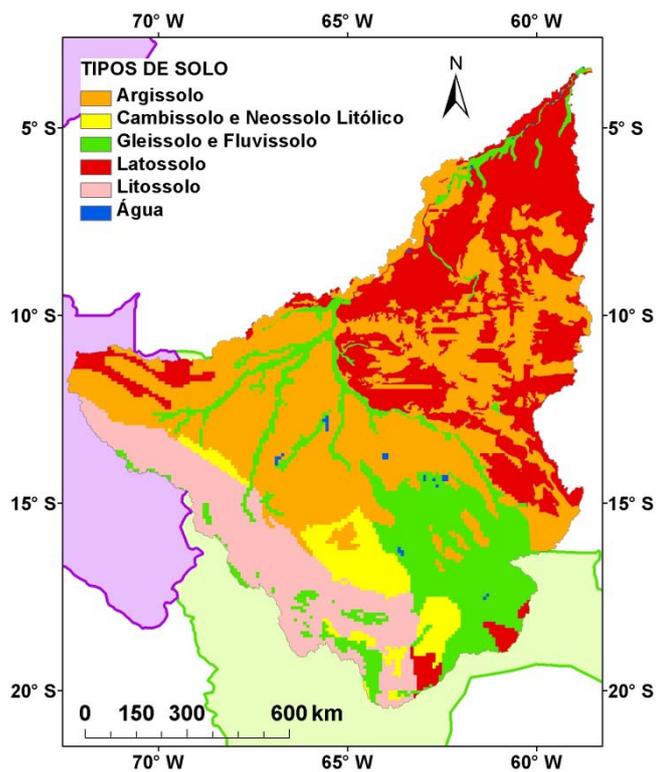


Figura 17 - Mapas de solos do RADAMBrasil (dentro do país), FAO e SOTERLAC (fora do país) reclassificados para geração das Unidades de Resposta Hidrológica - URH.

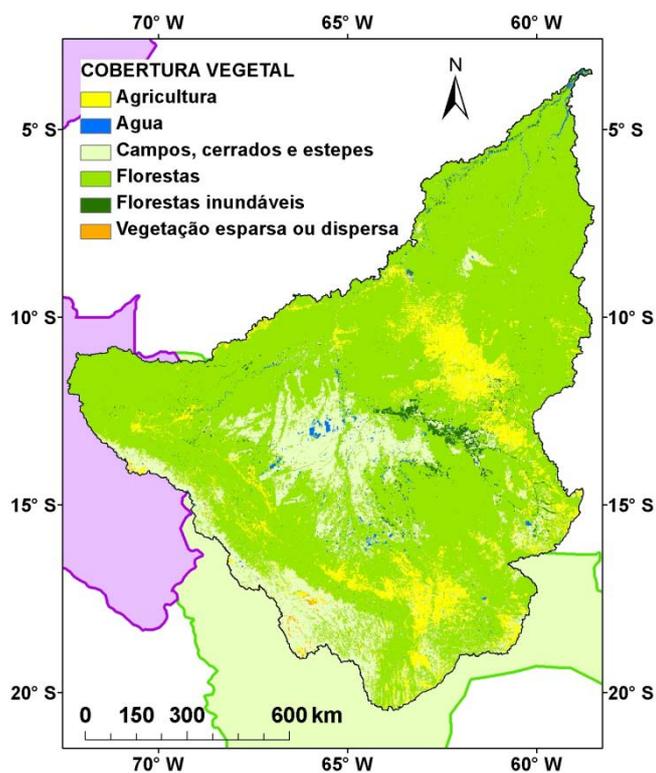


Figura 18 - Mapa de Vegetação de América do Sul (Eva *et al.*, 2002) reclassificado para geração das Unidades de Resposta Hidrológica - URH.

Tabela 2 - Codificação das Unidades de Resposta Hidrológica em função das classes de cobertura vegetal e de tipo de solo.

	Água	Argissolo	Cambissolo e Neossolo Litólico	Gleissolo e Fluvisso	Latossolo	Litossolo
<b>Água</b>	12	12	12	12	12	12
<b>Agricultura</b>	12	10	6 <sup>1</sup>	11 <sup>2</sup>	9	6 <sup>1</sup>
<b>Campo, cerrado e estepe</b>	12	8	6 <sup>1</sup>	11	7	6
<b>Floresta</b>	12	3	5	2	4	5
<b>Floresta inundável</b>	12	1	1	1	1	1
<b>Vegetação esparsa ou dispersa</b>	12	8	6 <sup>1</sup>	11	7	6

<sup>1</sup>Combinação insignificante e agrupada na classe "vegetação de baixo porte em solo raso"

<sup>2</sup>Combinação insignificante e agrupada na classe "vegetação de baixo porte em solo de várzea"

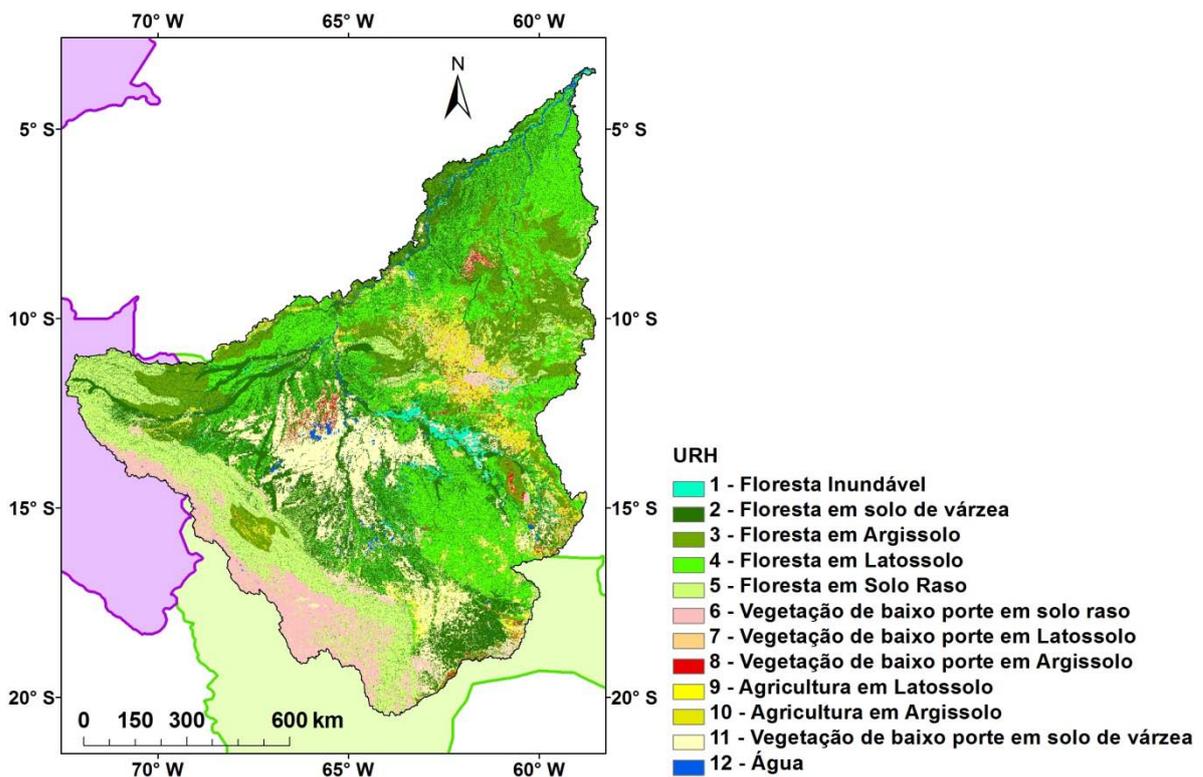


Figura 19 - Mapa de Unidades de Resposta Hidrológica (URH) para a bacia do rio Madeira.

## 5.1 Discretização da Bacia

Conforme mencionado no item 3.2.4, o modelo MGB-IPH possui três níveis de divisão dos dados espaciais: a bacia, correspondente a área total que será representada no

modelo hidrológico; as sub-bacias, que são unidades maiores do que as minibacias e menores do que a bacia, geralmente definidas a partir de pontos de interesses como estações fluviométricas e reservatórios, as quais podem ser utilizadas para a definição de valores de parâmetros do modelo hidrológico e para os procedimentos de calibração; e as minibacias, que são os elementos de discretização interconectados pela rede de drenagem. A definição das minibacias e sub-bacias neste trabalho estão apresentadas a seguir.

Tabela 3 - URH definidas para a bacia do rio Madeira.

URH	DESCRIÇÃO	SOLO PREDOMINANTE	Área (km <sup>2</sup> )	% Área Total
1	Floresta inundável	Fluvisso	221040,3	3,15
2	Floresta em solo de várzea	Gleissolo	481114,0	6,85
3	Floresta em Argissolo	Argissolo	2164441,8	30,83
4	Floresta em Latossolo	Latossolo	1666261,6	23,74
5	Floresta em Solo Raso	Cambissolo e Litossolo	827427,4	11,79
6	Vegetação de baixo porte em solo raso	Litossolo	449851,3	6,41
7	Vegetação de baixo porte em Latossolo	Latossolo	202129,3	2,88
8	Vegetação de baixo porte em Argissolo	Argissolo	205165,1	2,92
9	Agricultura em Latossolo	Latossolo	284698,4	4,06
10	Agricultura em Argissolo	Argissolo	255825,6	3,64
11	Vegetação de baixo porte em solo de várzea	Gleissolo	142538,2	2,03
12	Água	-	119617,3	1,70

### 5.1.1 Minibacias

Conforme mencionado no item 3.2.4, a discretização em minibacias consiste do preenchimento de depressões espúrias do MDE e da definição do plano de direções de escoamento de cada pixel, definição do plano de área acumulada, definição do plano de rede de drenagem, identificação de confluências e trechos de rios e, por fim, na definição das minibacias associadas a cada trecho de rio. Todos os algoritmos utilizados baseiam-se no Modelo Digital de Elevação como principal fonte de informação, dado o fato de a topografia ser o principal elemento que define a direção e a velocidade dos escoamentos superficiais.

Entretanto, dada as dimensões da bacia de estudo e a existência de extensas áreas planas, definidas principalmente pelas planícies de inundações e erros devido à vegetação, grande parte dos modelos digitais de elevação possui dificuldades em representar adequadamente padrões hidrológicos, como a rede de drenagem (Callow *et al.*, 2007). A posição adequada da rede está associada com a definição da direção de escoamento entre os pixels do MDE e posterior definição da drenagem, cuja geração depende do método utilizado e da qualidade do MDE (Buarque *et al.*, 2009). Para evitar esses problemas e melhorar a definição das direções de escoamento nas regiões planas da bacia, neste trabalho foi utilizado o procedimento conhecido como “stream-burning” (Hutchinson,

1989), disponível na ferramenta ArcHYDRO com o algoritmo de nome AgreeDEM (Hellweger, 1997). Esta técnica consiste em pré-processar o MDE através da incorporação de uma rede hidrográfica vetorial existente, de forma a torná-lo hidrológicamente compatível, deixando as direções de fluxo resultantes em conformidade com tal rede vetorial (Hutchinson, 1989; Graham *et al.*, 1999; Callow *et al.*, 2007). A rede vetorial utilizada no pré-processamento do MDE foi obtida do mapa vetorial de hidrografia proveniente da Base Hidrográfica Ottocodificada da Agência Nacional de Águas (ANA, 2006) na escala do milionésimo.

O Modelo Digital de Elevação (MDE) utilizado possui resolução espacial de 15'' (aproximadamente 500 m) e foi obtido a partir dos dados provenientes do HydroSHEDS. (Hydrological data and maps based on SHuttle Elevation Derivatives at multiple Scales), descrito em Lehner *et al* (2006) e disponível em <http://hydrosheds.cr.usgs.gov>. O HydroSHEDS é um conjunto de produtos cartográficos digitais de informações hidrográficas para aplicações em escalas regional e global, baseados no levantamento topográfico de alta resolução originado da missão SRTM (Space Shuttle flight for NASA's Shuttle Radar Topography Mission), além de bases de dados de corpos d'água e hidrografia vetorial. O MDE com resolução espacial de, aproximadamente, 90m apresentado na Figura 12 não foi utilizado devido ao excessivo custo computacional, tanto para a etapa de pré-processamento como para a etapa de simulação, para sua aplicação em toda a bacia do rio Madeira.

Considerando que todo o escoamento gerado a partir de cada pixel do MDE possui um caminho a ser percorrido até um pixel final, é possível determinar um plano de rede de drenagem formado pelo arranjo de pixels cujas áreas acumuladas são iguais ou superiores a um valor limite. Assim, supõe-se que existe um limite mínimo de área de drenagem que caracteriza o início da formação de cursos d'água. Quanto maior este valor, menor será a densidade de drenagem e, como consequência, menor será o número de minibacias associadas aos trechos de drenagem gerados. Este valor pode ser denominado "área de cabeceira",  $A_c$ . Adotando valor para  $A_c$ , determina-se um plano de rede de drenagem contendo apenas os pixels com área acumulada maior ou igual a este valor. Neste trabalho foi adotado  $A_c = 625 \text{ km}^2$  (aproximadamente 2.500 pixels), o que gerou uma rede de drenagem composta por cerca de 1443 trechos de rios (Figura 20a).

Uma vez definida a rede de drenagem, foram delimitadas as 1443 minibacias apresentadas na Figura 20b, cada uma correspondendo à área de contribuição para cada trecho de rio. Observa-se que o tamanho dos elementos variam devido à variabilidade espacial da topografia que determina, por sua vez, a configuração da rede de drenagem.

Na Tabela 4 é apresentada uma organização do número de minibacias geradas em classes de acordo com seus tamanhos, bem como o percentual do total de minibacias em cada classe. Na Figura 21 são apresentados os números de minibacias existentes em cada

classe. Observa-se uma uniformidade dos tamanhos das minibacias geradas entre 100 e 5.000 km<sup>2</sup>, sendo que a grande parte das minibacias apresentou área entre 100 e 1.000 km<sup>2</sup> (~60 %), e outra grande quantidade com áreas variando entre 1.000 e 5.000 km<sup>2</sup> (35,4 %). Pouco menos de 7 % tiveram área entre 10 e 100 km<sup>2</sup>. Apenas 0,6 % das minibacias apresentaram áreas inferiores a 1km<sup>2</sup> e pouco mais de 1 % entre 1 e 10 km<sup>2</sup>.

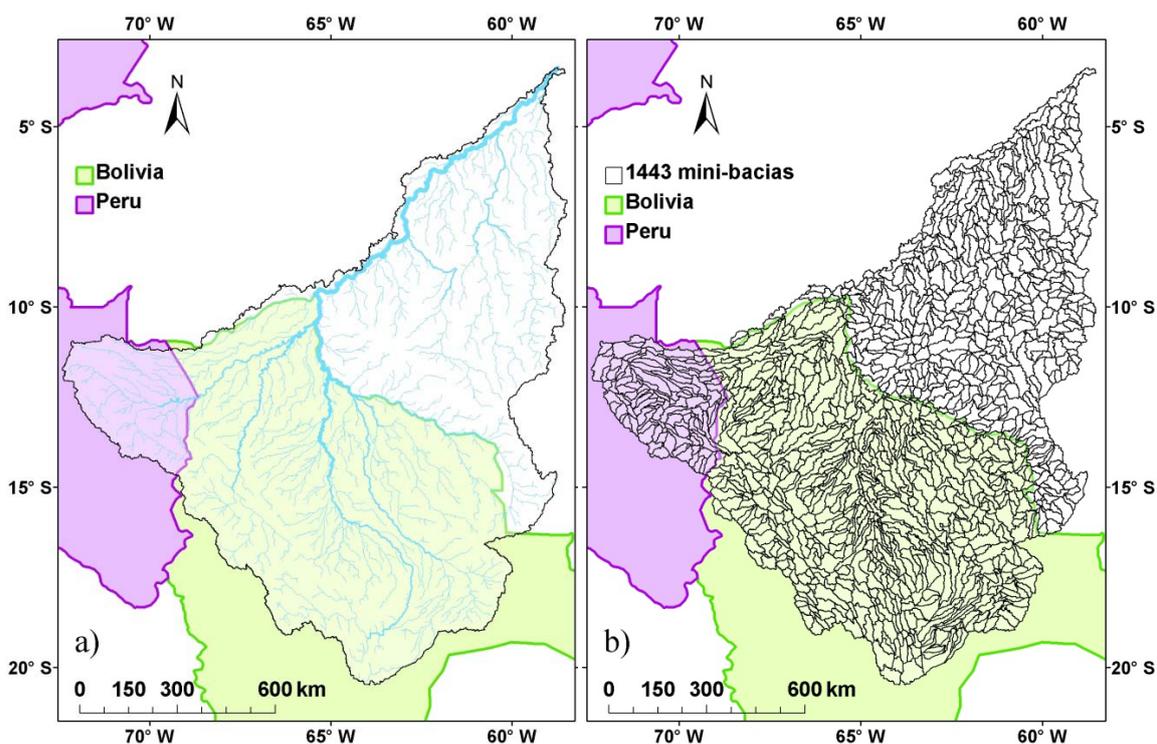


Figura 20 - Rede de drenagem gerada para a bacia do rio Madeira utilizando o MDE do SRTM (~500m) e área de cabeceira de 625 km<sup>2</sup> (a); Minibacias geradas para cada trecho de rio da rede de drenagem (b).

Tabela 4 - Percentual do número de minibacias geradas, agrupadas em faixas de tamanho de áreas de drenagem.

Intervalo de Áreas (km <sup>2</sup> )		Número de Minibacias	% do total
0	- 1	8	0,6
1	- 10	16	1,1
10	- 100	98	6,8
100	- 1000	806	55,9
1000	- 5000	511	35,4
5000	- 10000	3	0,2
>	10000	1	0,1
<b>total</b>		<b>1443</b>	<b>100,00</b>

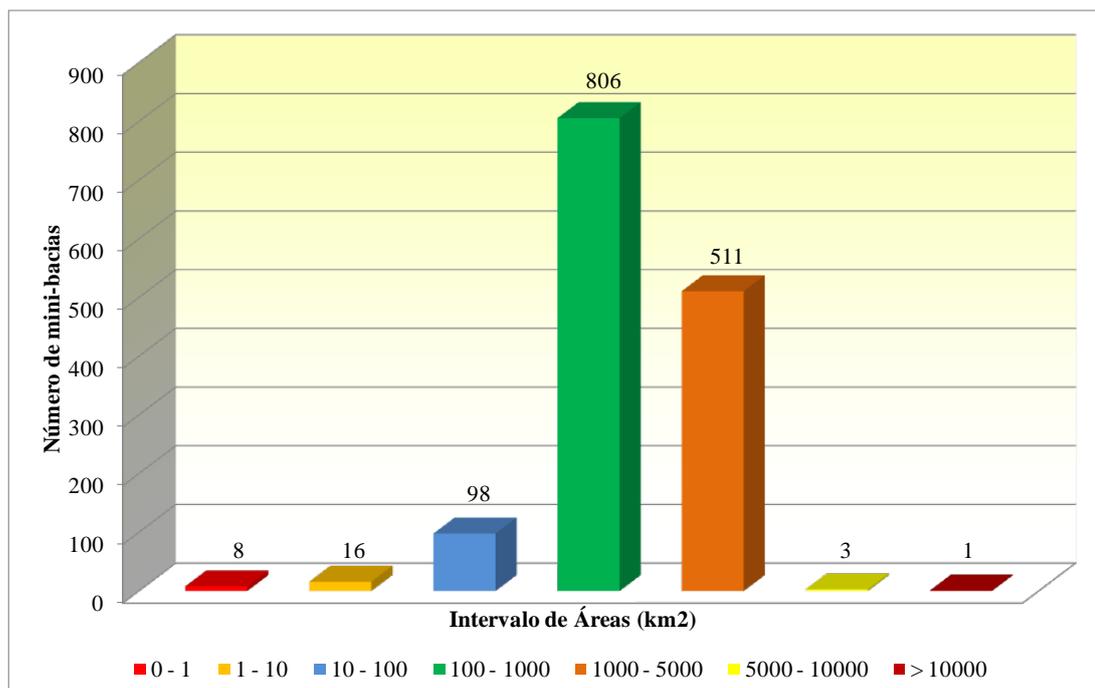


Figura 21 - Número de minibacias geradas agrupadas em faixas de tamanho de áreas de drenagem.

### 5.1.2 Sub-bacias

A bacia do rio Madeira foi ainda sub-dividida em bacias menores, porém maiores que as minibacias. Estas sub-bacias foram definidas com o objetivo de facilitar a calibração do modelo hidrológico, cujos parâmetros calibráveis serão associados à elas, ou seja, cada sub-bacia terá um conjunto de parâmetros diferente para cada uma das suas URHs.

Para a delimitação das sub-bacias foram utilizadas pontos correspondentes as localizações dos 25 postos fluviométricos selecionados (Figura 15) e do exutório da bacia. Para cada ponto foi definida sua área de influência (bacia incremental) utilizando o ArcGIS. Foi gerado um total de 26 sub-bacias, as quais foram numeradas de montante para jusante ao longo dos rios de forma que uma determinada sub-bacia não fique localizada a montante de outra com numeração inferior. A Figura 22 apresenta as sub-bacias geradas.

## 5.1 Seleção de Trechos para o Modelo Hidrodinâmico

Neste trabalho o modelo MGB-IPH foi aplicado na bacia do rio Madeira utilizando uma combinação entre os dois métodos de propagação de vazão nos trechos de rios: Muskingum-Cunge e Hidrodinâmico. O modelo Hidrodinâmico (HD) é importante na bacia devido à existência de planícies de inundações, as quais trocam água e sedimentos com os trechos de rios que as atravessam, e pelos efeitos de remanso existentes. Para aplicação do método de propagação de vazões por Muskingum-Cunge, as características físicas e

topológicas das minibacias foram extraídas do MDE utilizando o algoritmo PrePRO-MGB (ver seção 3.2.5).

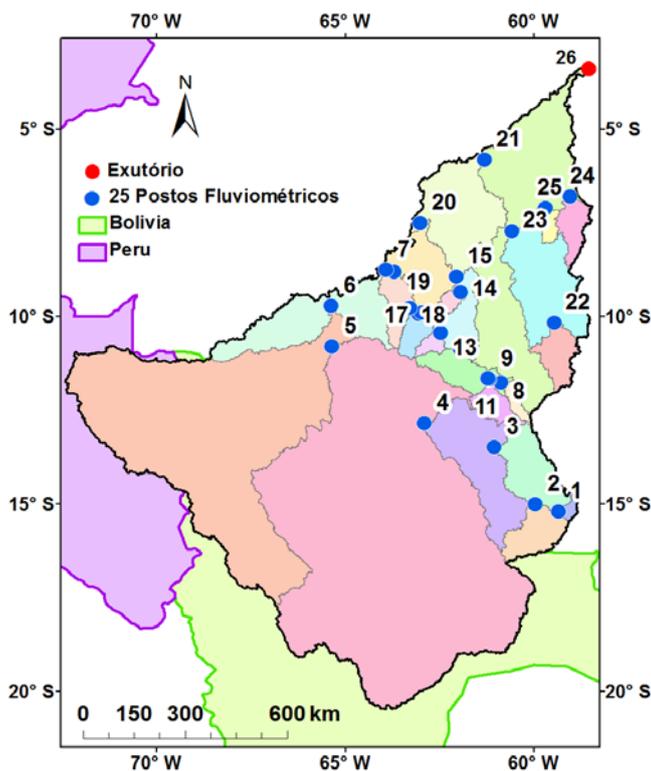


Figura 22 - Sub-bacias (áreas incrementais de influência) das estações fluviométricas selecionadas para a calibração do modelo MGB-IPH e do exutório da bacia do rio Madeira.

Os trechos de rios simulados com o modelo hidrodinâmico foram selecionados por (Paiva *et al.*, 2013) seguindo os seguintes critérios: (i) rios com declividades inferiores a 20 cm/km, baseado no critério de Ponce (1989) de aplicabilidade do modelo de onda cinemática; e (ii) presença de grandes planícies de inundação identificadas visualmente pelo MDE. Cada trecho de rio das minibacias foi discretizado considerando uma distância entre seções de cálculo de 10 km. A discretização temporal adotada foi de 3600s. Na Figura 23 são apresentados os trechos selecionados para aplicação do modelo hidrodinâmico.

Todos os parâmetros necessários para aplicação do modelo hidrodinâmico foram obtidos utilizando os procedimentos e rotinas computacionais apresentadas em Paiva (2009) e Paiva *et al.* (2011b), incluindo a estimativa dos níveis de fundo dos rios e relações nível e área alagada para simulação das planícies de inundação, a partir do MDE. Nos locais correspondentes às classes "florestas" definidas para as URHs, foi ainda feita uma redução das elevações do MDE em 17 m (altura média da vegetação) buscando reduzir os erros devido à vegetação presentes no MDE do SRTM (Paiva 2011b).

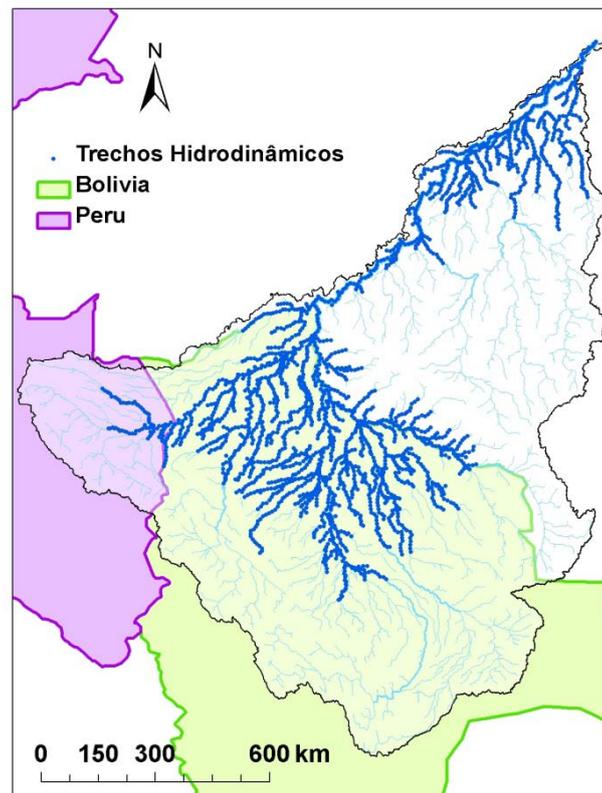


Figura 23 - Trechos de rios selecionados para aplicação do modelo de propagação hidrodinâmica de Paiva (2009).

## 5.2 Seções Transversais

Seções transversais de cálculo foram consideradas retangulares, cujos parâmetros geométricos de largura  $B$  [m] e máxima profundidade  $H$  [m] são estimadas como função da área de drenagem  $Ad$  [km<sup>2</sup>] utilizando relações geomorfológicas. Tais relações foram desenvolvidas para a bacia Amazônica por Paiva (2009) através de dados de perfis transversais das seções de medição de vazão oriundas de 341 estações fluviométricas localizadas da ANA existentes nas bacias dos rios Amazonas e Tocantins, dentro do território brasileiro.

Para cada uma das estações fluviométricas, ajustou-se uma seção tipo representada por um modelo matemático da cota  $y$  em função de  $x$ . Os parâmetros da seção tipo foram otimizados com o objetivo de minimizar o erro médio quadrático entre as cotas obtidas da batimetria fornecida pela ANA e as calculadas pelo modelo da seção tipo. Para cada seção tipo, as profundidade  $H$  e larguras  $B$  foram relacionadas com a área de drenagem e ajustada uma equação de regressão, utilizada para determinar os parâmetros  $H$  e  $B$  em todas as seções de cálculo do modelo. Para a bacia do rio Madeira, as equações definidas por Paiva (2009) são dadas por:

$$B = 1,30 \cdot A_d^{0,46} \quad e \quad H = 1,25 \cdot A_d^{0,20}. \quad (5.52)$$

### 5.3 Calibração do Modelo Hidrológico

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 que os parâmetros mais sensíveis do modelo precisam ser calibrados. Os parâmetros relativos às características da vegetação, tais como albedo, resistência superficial, altura e o índice de área foliar foram definidos com auxílio de dados contidos na literatura (e.g. Shuttleworth, 1993; Collischonn, 2001), bem como em aplicações anteriores do modelo (ex: Silva *et al.*, 2007; Tucci *et al.*, 2003; Collischonn *et al.*, 2007; Collischonn *et al.*, 2008; Ribeiro Neto, 2006; Getirana *et al.*, 2010; Paiva, 2009; Paiva *et al.*, 2013). Os valores utilizados são apresentados da Tabela 5 a Tabela 8, onde a numeração da URH corresponde à descrição apresentada na Tabela 3. O albedo é a parcela da radiação solar que é refletida ao atingir a superfície do solo, considerando sua cobertura vegetal. O Índice de Área Foliar é um parâmetro adimensional ( $m^2 \cdot m^{-2}$ ) que expressa a relação entre a área das folhas de todas as plantas e da área de uma parcela de solo. A resistência superficial [ $s \cdot m^{-1}$ ] representa a resistência ao fluxo de umidade do solo, através das plantas, até a atmosfera.

Outros parâmetros relacionados ao balanço de água no solo foram calibrados com dados de vazão: armazenamento máximo de água no solo  $W_m$ ; parâmetros relacionados aos escoamentos sub-superficial,  $K_{int}$ , e subterrâneo,  $K_{bas}$ ; parâmetros relacionados ao tempo de propagação dos escoamentos superficial,  $CS$ , subsuperficial,  $CI$ , e subterrâneo,  $CB$ . Além destes, alguns parâmetros associados às URH e possíveis de serem calibrados foram apenas previamente estimados e não passaram por calibração: parâmetro  $XL$  que controla a redução da drenagem intermediária ou sub-superficial do solo; parâmetro  $CAP$  associado à capilaridade; e o parâmetro  $WC$  representando o limite de armazenamento para haver fluxo ascendente ou descendente no solo. O coeficiente de rugosidade de Manning não foi calibrado, mas adotado igual a 0,03 para toda a bacia.

A calibração dos parâmetros sensíveis foi realizada em duas etapas, utilizando dados no período de 1998 a 2005. Na primeira foi feito um ajuste dos parâmetros fazendo alterações manuais nos seus valores, buscando assim aproximar ao máximo os hidrogramas calculados dos observados. Na segunda etapa, os parâmetros previamente estimados por calibração manual são recalibrados automaticamente utilizando o algoritmo de otimização MOCOM-UA (Yapo *et al.*, 1998), como descrito em Collischonn *et al.* (2007). Foram adotados conjuntos de parâmetros para cada sub-bacia, cujos valores foram calibrados buscando ajustar as vazões simuladas e observadas em cada estação fluviométrica que original uma sub-bacia.



Tabela 8 - Valores da Resistência Superficial [ $s.m^{-1}$ ].

URH	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
<b>1</b>	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70
<b>2</b>	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70
<b>3</b>	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70
<b>4</b>	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70
<b>5</b>	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70
<b>6</b>	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
<b>7</b>	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
<b>8</b>	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
<b>9</b>	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
<b>10</b>	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
<b>11</b>	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
<b>12</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Em cada sub-bacia definida por uma das estações fluviométricas selecionadas, 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), índice de eficiência de Nash e Sutcliffe entre o logaritmo das vazões observadas e simuladas (ENSlog) e o erro no volume total ( $\Delta V$ ). O índice de Eficiência de Nash-Sutcliffe indica o quanto as previsões do modelo são melhores que aquelas de um modelo que prevê simplesmente a média dos dados observados. O índice para o logaritmo das vazões favorece ajustes nas vazões menores.

Todos os parâmetros foram otimizados para cada sub-bacia. Durante a calibração o modelo foi executado utilizando apenas o modelo MC para a propagação das vazões, evitando um excessivo custo computacional. Desta forma, somente as estações fluviométricas localizadas nos trechos de rio com o modelo MC foram utilizadas. As estações localizadas nos trechos de rio com modelo HD foram utilizadas apenas para ajuste do volume, ou seja, considerando uma única função objetivo: a do erro no volume total ( $\Delta V$ ), e posterior validação com o modelo HD. Os parâmetros calibrados para cada sub-bacia encontram-se no Anexo B.

### 5.3.1 Resultados da calibração

A calibração dos parâmetros utilizando o modelo Muskingum-Cunge (MC) apresentou bons resultados. Na Tabela 9 são apresentadas as estatísticas de desempenho do modelo para cada sub-bacia. As linhas em negrito na tabela correspondem às estações localizadas em trechos de rios cuja propagação de vazão foi realizada com o modelo hidrodinâmico (HD) na simulação mista (MC + HD), para as quais apenas o erro do volume foi considerado na calibração. No total foram, inicialmente, calibrados um conjunto de parâmetros para cada uma das 25 estações fluviométricas que controlam as

sub-bacias delimitadas (exceto a sub-bacia exutório, por não possuir estação com dados medidos), considerando trechos de rios com propagação de vazões pelo modelo MC. Verificou-se que em cerca de 82% das estações calibradas os índices ENS foram maiores que 0,6, tendo quase 60% delas um índice acima de 0,7. Em aproximadamente 88% das estações foram verificados valores de ENSlog acima de 0,6, sendo que quase 77% obtiveram valores deste índice acima de 0,7. Quanto ao erro no volume, verificou-se que em pouco mais de 80% das estações os valores foram inferiores a 10%, sendo mais da metade inferior a 5%. As bacias com os piores resultados foram as bacias de cabeceira devido, principalmente, a serem constituídas por muitas minibacias nas quais não há propagação do escoamento no rio, conforme detalhado na metodologia do modelo MGB-IPH. Nas estações de trechos com modelo HD os erros dos volumes foram sempre abaixo de 1%, com exceção de duas estações que controlam uma região pequena que drena para o rio Madeira já próximo à sua foz.

Nas Figura 24a a Figura 26a são apresentadas as estatísticas obtidas em cada sub-bacia distribuídas em classes de valores. Na entrada do país, próximo à confluência entre os rios Beni e Mamoré, a região drena uma área de terreno plano com extensas planícies de inundação, cujas cabeceiras são formadas pelas cordilheiras dos Andes. Estes são os dois maiores afluentes em termos de cargas de sedimentos transportas. Desta forma, na calibração buscou-se gerar bons resultados nesta região, bem como ao longo de todo o rio Madeira. Assim, espera-se que o bom ajuste nestes trechos contribua para uma melhor estimativa das cargas de sedimentos simuladas.

Com os parâmetros calibrados utilizando apenas o modelo MC, foi então simulado o mesmo período (1998-2005) com a simulação mista MC + HD. Nessa simulação, os trechos de rio selecionados foram simulados com o modelo HD e os demais com o modelo MC. Os resultados com a simulação (MC + HD) mostraram uma excelente concordância entre os dados observados e simulados. As estatísticas de avaliação do desempenho do modelo estão apresentadas na Tabela 9 e uma visão espacial dos resultados estão nas Figura 24b a Figura 26b. Os hidrogramas de vazões diárias resultantes estão apresentados na Figura 27. Observa-se nos hidrogramas um amortecimento das vazões calculadas com o modelo HD, em relação às obtidas com o modelo MC, devido à consideração dos efeitos de remanso e das planícies de inundações.

Na sub-bacia 4 (estação 15150000), que drena o rio Guaporé, verifica-se que as estatísticas ENSlog e  $\Delta V$  foram boas, mas o ENS foi de apenas 0,5. Entretanto, neste ponto a área de drenagem é muito pequena comparada com a sub-bacia de jusante, cujos resultados indicaram ENS = 0,84, ENSlog = 0,84 e  $\Delta V$  = 0,76. A partir daí, todos os valores das estatísticas foram maiores nos trechos com modelo HD ao longo dos rios Mamoré e Madeira.

Tabela 9 - Estatísticas de desempenho do modelo obtidas após calibração: índice de eficiência de Nash e Sutcliffe entre vazões observadas e simuladas (ENS) , índice de eficiência de Nash e Sutcliffe entre o logaritmo das vazões observadas e simuladas (ENSlog) e o erro no volume total ( $\Delta V$ ).

SUB-BACIA	ESTAÇÃO	Modelo MC			Modelo MC + HD		
		ENS	ENSlog	$\Delta V$	ENS	ENSlog	$\Delta V$
1	15050000	0,65	0,70	1,81	0,65	0,70	1,81
2	15120001	0,65	0,63	6,65	0,65	0,63	6,65
3	15130000	0,72	0,84	7,35	0,72	0,84	7,35
<b>4</b>	<b>15150000</b>	0,40	0,81	2,14	<b>0,50</b>	<b>0,82</b>	<b>2,07</b>
<b>5</b>	<b>15250000</b>	0,18	0,51	2,25	<b>0,84</b>	<b>0,86</b>	<b>0,76</b>
<b>6</b>	<b>15320002</b>	0,63	0,71	0,28	<b>0,88</b>	<b>0,89</b>	<b>-2,10</b>
<b>7</b>	<b>15400000</b>	0,61	0,68	0,52	<b>0,89</b>	<b>0,89</b>	<b>0,24</b>
8	15552600	0,57	0,67	-7,26	0,57	0,67	-7,26
9	15552700	0,69	0,79	-11,47	0,69	0,79	-11,47
10	15558000	0,79	0,84	-1,15	0,79	0,84	-1,15
11	15559000	0,78	0,85	-1,76	0,78	0,85	-1,76
12	15560000	0,79	0,86	-2,73	0,79	0,86	-2,73
13	15565000	0,59	0,57	5,93	0,59	0,57	5,93
14	15575000	0,67	0,58	2,37	0,67	0,58	2,37
15	15580000	0,83	0,86	-5,38	0,83	0,86	-5,38
16	15430000	0,79	0,88	3,04	0,79	0,88	3,04
17	15431000	0,42	0,77	34,85	0,42	0,77	34,85
18	15432000	0,81	0,82	-0,45	0,81	0,82	-0,45
19	15550000	0,87	0,92	4,06	0,87	0,92	4,06
<b>20</b>	<b>15630000</b>	0,66	0,71	-3,69	<b>0,92</b>	<b>0,91</b>	<b>-3,90</b>
<b>21</b>	<b>15700000</b>	0,56	0,62	-7,01	<b>0,92</b>	<b>0,92</b>	<b>-7,22</b>
22	15750000	0,90	0,91	0,21	0,90	0,91	0,21
23	15800000	0,71	0,91	12,44	0,71	0,91	12,44
<b>24</b>	<b>15910000</b>	0,49	0,16	29,93	<b>0,47</b>	<b>0,15</b>	<b>30,00</b>
<b>25</b>	<b>15930000</b>	0,00	-0,08	41,04	<b>-0,39</b>	<b>-0,23</b>	<b>40,20</b>

Linhas em negrito indicam estações que controlam trechos de rios selecionados para propagação HD e foram utilizadas apenas para validação.

As sub-bacias 24 e 25 foram as que apresentaram os piores ajustes, mesmo com o modelo HD, com erros de mais de 40% no volume e coeficientes ENS e ENSlog muito baixos, chegando a ser negativos na sub-bacia 25. Esta, por exemplo, é uma sub-bacia de cabeceira que drena uma área muito pequena (cerca de 0,4% da área total da bacia), com vazão média de 230,5 m<sup>3</sup>/s, o que representa menos de 1% da vazão média total.

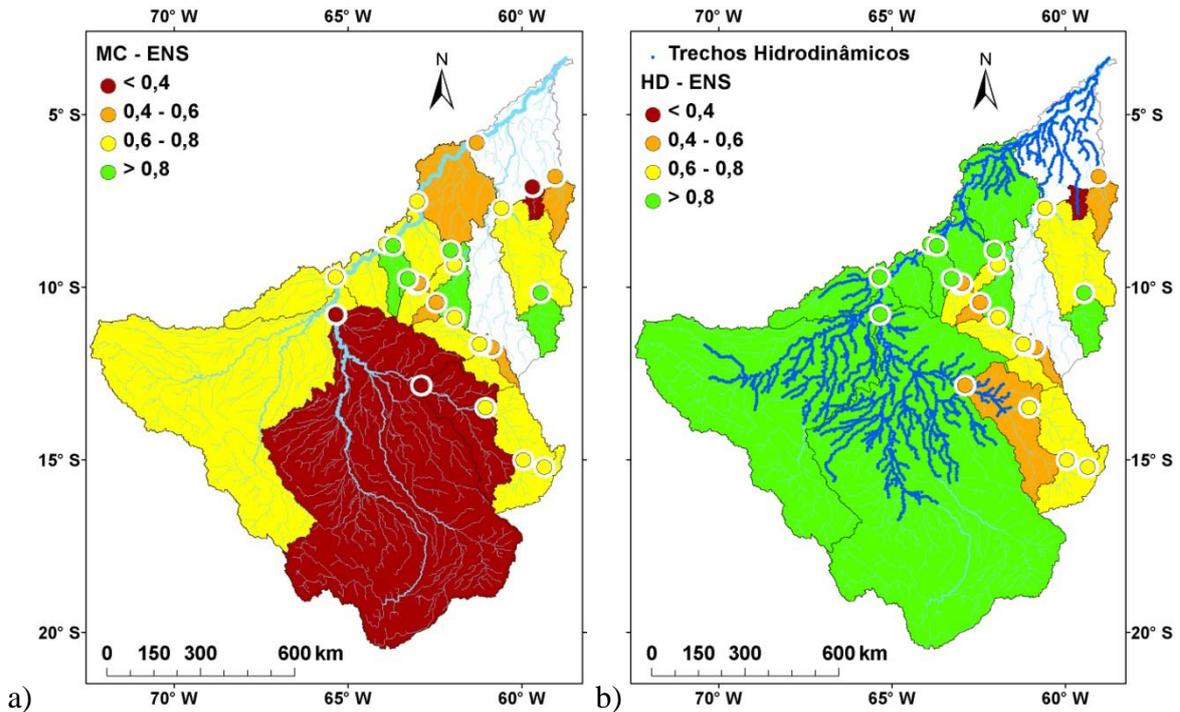


Figura 24 - Índice de eficiência de Nash e Sutcliffe entre vazões observadas e simuladas (ENS): a) utilizando propagação MC; b) utilizando propagação combinada MC e HD.

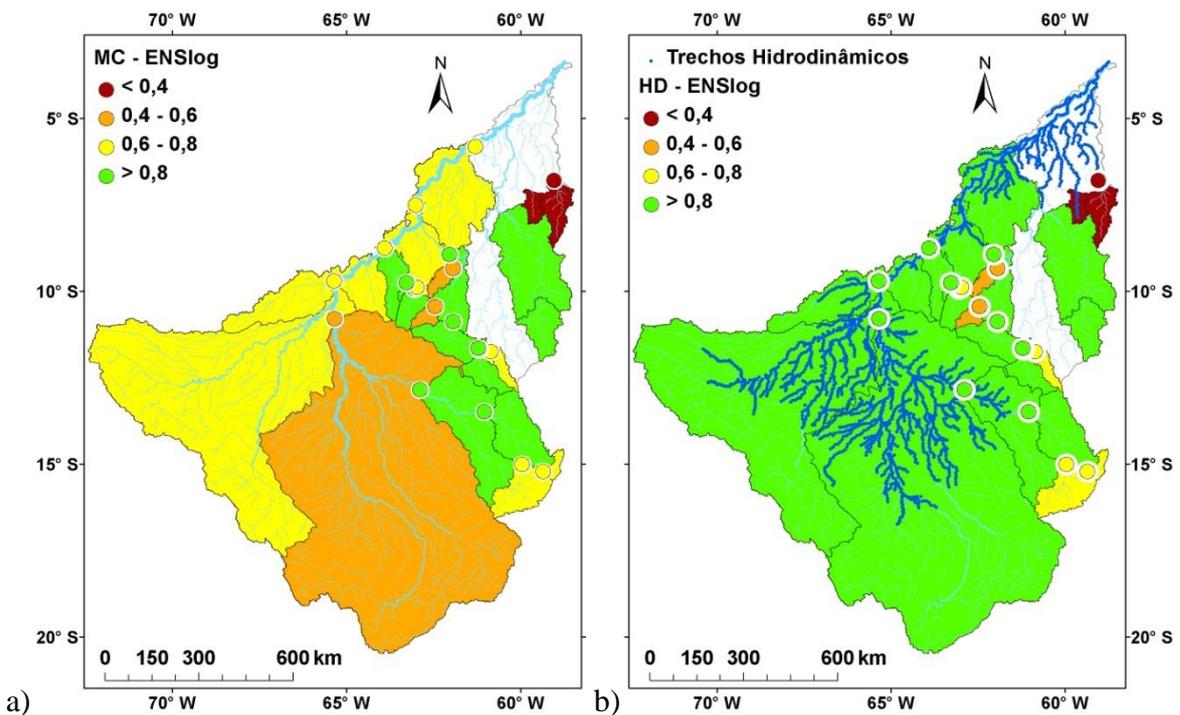


Figura 25 - Índice de eficiência de Nash e Sutcliffe entre o logaritmo das vazões observadas e simuladas (ENSlog): a) utilizando propagação MC; b) utilizando propagação combinada MC e HD.

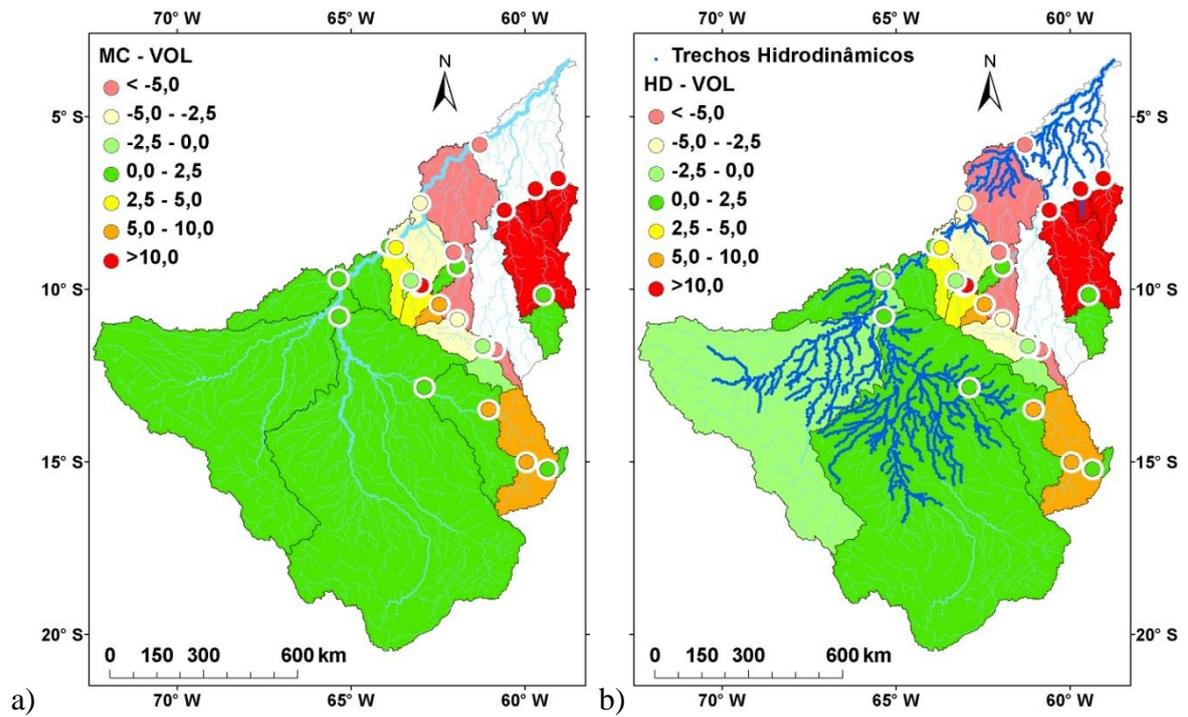


Figura 26 - Erro no volume total ( $\Delta V$ ): a) utilizando propagação MC; b) utilizando propagação combinada MC e HD.

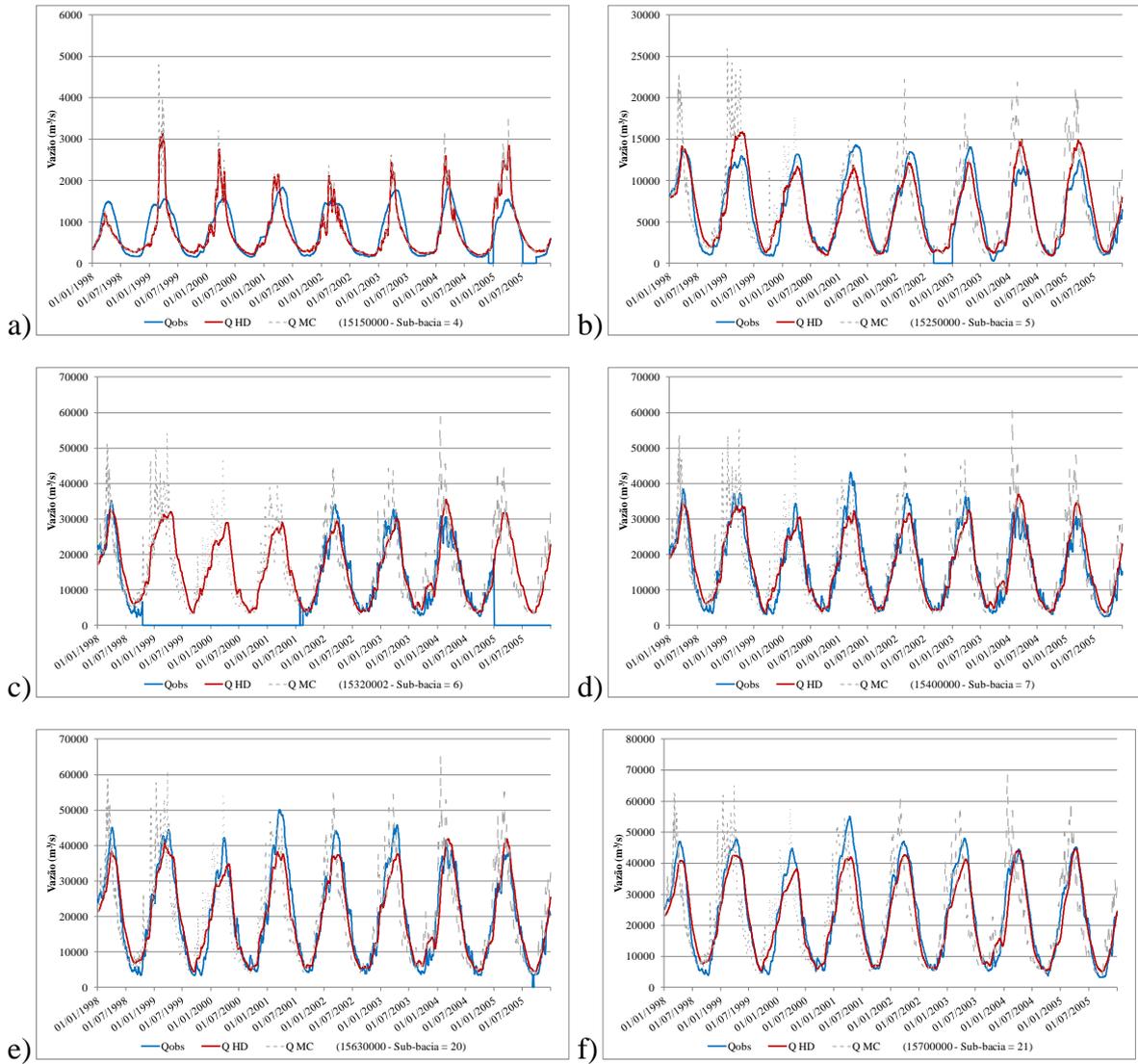


Figura 27 - Hidrogramas de vazões diárias observadas (linhas azuis) e simuladas pelo modelo MC (linhas cinzas tracejadas) e pelo modelo HD (linhas vermelhas).

## Capítulo 6

### Aplicação do Modelo de Sedimentos

Uma vez calibrados os parâmetros do modelo hidrológico e hidráulico, foram realizadas simulações incluindo o módulo de sedimentos. O período simulado foi de 1998 a 2005, adotando os seguintes critérios:

- Simulações realizadas com o módulo de propagação de vazões pelo método Hidrodinâmico (HD), com e sem a consideração da troca lateral de sedimentos rio-planície.
- A concentração inicial de sedimentos nos trechos de rios foi considerada igual à capacidade de transporte do trecho para a vazão inicial adotada pelo modelo HD;
- Os parâmetros do modelo de sedimentos relacionados à MUSLE foram ajustados de acordo com faixas de valores obtidas da literatura para os usos e tipos de solo simplificados conforme as URHs. Seus valores estão apresentados na próxima seção;
- Os diâmetros médios das partículas de areia, silte e argila adotados foram, respectivamente:  $d_{\text{san}} = 0,8$  mm (areia);  $d_{\text{sil}} = 0,016$  mm (silte); e  $d_{\text{arg}} = 0,001$  mm (argila).

Embora nem todos os trechos de rios tenham sido simulados com o modelo de propagação de vazão hidrodinâmico (conforme apresentado no item 5.1), os resultados apresentados serão referenciados a este modelo e diferenciados em função da consideração (HD\_Plan) ou não (HD) da troca de sedimentos em suspensão entre os trechos de rios simulados e suas respectivas planícies de inundação.

#### 6.1 Dados de Sedimentos Utilizados

Devido a falta de dados da descarga de fundo na bacia, foram utilizados apenas dados de concentração de sedimento em suspensão observada nos rios, úteis para

comparação com as concentrações simuladas pelo modelo, e aos parâmetros da MUSLE. Os dados de concentração de sedimentos são obtidos através de monitoramento da descarga líquida e sólidos em suspensão realizado em locais estratégicos para permitir um balanço preciso de água e de sedimento na bacia Amazônica (Martinez *et al.* 2009). Apesar disso, tanto a cobertura espacial como a temporal das informações são bastante descontínuas, principalmente dada a dimensão da bacia.

A ANA disponibiliza dados de concentração de sedimentos em suspensão obtida em estações de medição dentro do território brasileiro. As amostragens são obtidas a cada ano, mas esporadicamente, com média de 4 medições por ano (Filizola & Guyot, 2009). A metodologia de amostragem e procedimentos de laboratórios usados pela ANA seguem recomendações internacionais. As amostragens envolvem os métodos de Igual Incremento de Largura (*Equal Width Increment - EWI*) ou Igual Velocidade de Trânsito (*Equal Transit Rate - ETR*), obtidas ao mesmo tempo em que se determina a velocidade do escoamento. As amostras são homogeneizadas em laboratório para obter uma única amostra para a seção. A concentração de sedimentos em suspensão é determinada por filtração vertical usando filtros pré-tratados (Filizola, 1999; Cervelho *et al.*, 2000).

Na bacia do rio Madeira foram encontradas 19 estações da ANA (Figura 28), das quais apenas 13 possuem informações entre 1998 (início dos dados de chuva do TRMM 3B42) e 2005 (final do período com dados consistidos de vazão utilizados). Entretanto, a frequência das medições geraram séries temporais bastante limitadas e descontínuas para a sua utilização na comparação com os resultados de concentrações diárias do modelo e, por este motivo, as mesmas não foram utilizadas neste trabalho. Por outro lado, valores médios anuais das concentrações obtidos por estudos utilizando dados destas estações (ex: Filizola & Guyot, 2009) foram utilizados por serem úteis para comparação com a carga média anual de sedimentos em suspensão estimada pelo modelo.

Dados com melhor distribuição temporal foram utilizados do monitoramento com amostragem de sedimentos em suspensão a cada 10 dias realizado pelo programa ORE/HYBAM do IRD (Institut de Recherche pour le Développement) (<http://www.ore-hybam.org>), embora alguns locais de monitoramento não possuam uma série muito longa da concentração de sedimentos em suspensão. Para obter os dados, um operador local coleta amostras da concentração de sedimentos em suspensão na superfície da água a cada 10 dias, em pontos fixos. As garrafas de amostragens são armazenadas e coletadas a cada 6 meses para serem processadas em um laboratório da Universidade Federal de Manaus. As amostras são filtradas usando filtros de acetato de celulose previamente secados por 24 h, a 60° C, e pesado. Após a filtragem, os filtros são secados por 24h a 60° C e, novamente, pesado. A concentração de material em suspensão é obtida pela diferença entre os pesos do filtro antes e depois da filtragem, dividido pelo volume de água coletado. No monitoramento também são medidas as descargas líquidas relacionadas às coletas de

sedimentos, permitindo determinar as descargas sólidas em cada estação. Porém estes dados correspondem apenas à concentração de sedimentos na superfície da água.

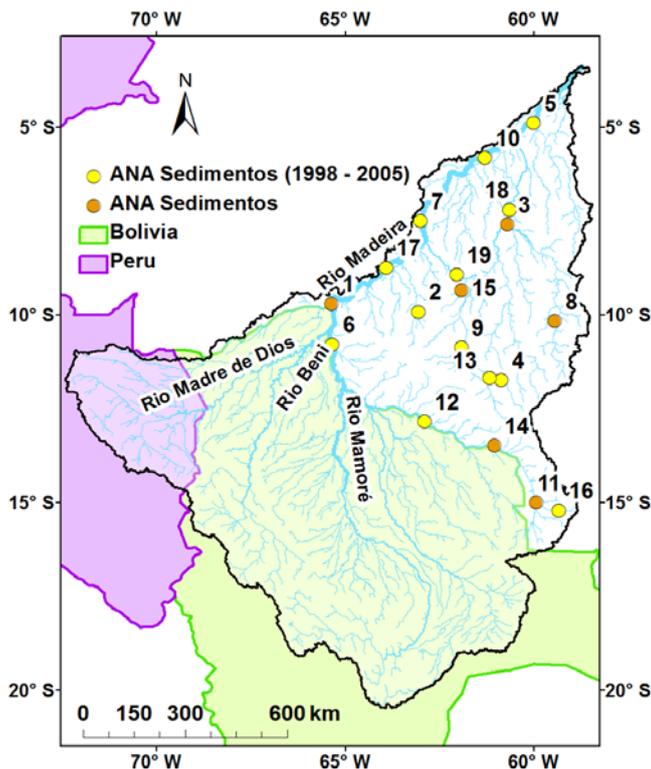


Figura 28 - Localização das estações com dados de concentração de sedimentos no período de 1998 a 2005, disponibilizados pela Agência Nacional das Águas - ANA (<http://www.ana.gov.br>).

As amostragens de sedimentos na superfície têm sido realizadas pelo programa ORE/HYBAM para verificar o quanto elas representam da descarga de sedimentos em suspensão total. Segundo Filizola *et al.* (2011), a relação média entre sólidos suspensos totais e sólidos suspensos na superfície é de 28%, ou seja, a concentração de sólidos em suspensão total é, em média, 28% superior à concentração de sólidos em suspensão na superfície, porém este percentual varia com a sazonalidade e ao longo do rio, não devendo ser considerado constante ao longo do ano. Filizola (2003) mostrou que um aumento da concentração de sólidos em suspensão com a profundidade nem sempre corresponde a um aumento da descarga sólida na vertical. No rio Madeira, próximo a sua foz, o autor mostrou que a concentração em suspensão aumenta com a profundidade, mas os valores das descargas sólidas não seguem o mesmo padrão de aumento e parecem ser influenciados pela velocidade da água, a qual é reduzida a medida que se aproxima do fundo do rio. Esse comportamento heterogêneo com a profundidade é mais suave nos períodos de águas baixas.

Apesar da maior frequência de medições do programa ORE/HYBAM em relação às medições realizadas pela ANA, a densidade espacial destes dados é pequena. Na bacia do

rio Madeira, existem disponíveis 8 estações das quais apenas 3 possuem dados no período de 1998 a 2005. A localização destas estações está apresentada na Figura 29. Na FIGURA estão apresentadas as distribuições temporais das concentrações de sedimentos na estação Porto Velho (estação 2 da Figura 29) fornecidas pela ANA e pelo HYBAM, na qual é nítida a baixa frequência das amostras da primeira em relação a segunda fonte. As estações com dados no período de 1998 a 2005 estão listadas na Tabela 10, os quais foram utilizados para uma comparação com os valores simulados.

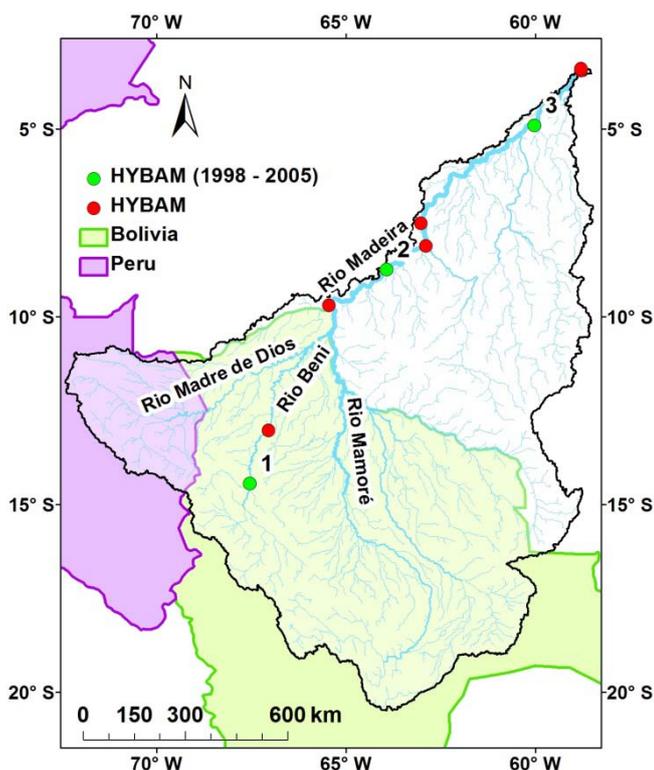


Figura 29 - Localização das estações com dados de concentração de sedimentos na superfície d'água no período de 1998 a 2005, disponíveis pelo programa ORE/HYBAM (<http://www.ore-hybam.org>).

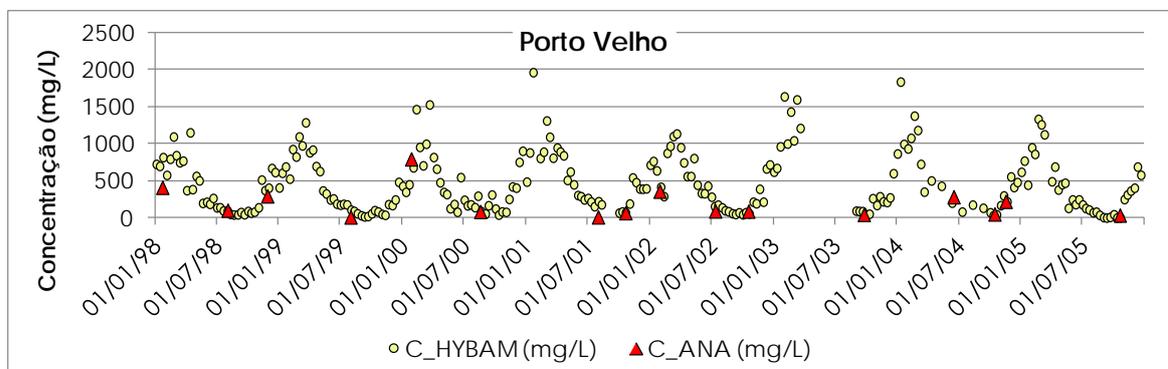


Figura 30 - Concentrações de sedimentos em suspensão na estação de Porto Velho, disponíveis pela ANA e pelo HYBAM.

Tabela 10 - Estações do programa ORE/HYBAM com dados de concentração de sedimentos na superfície d'água no período de 1998 a 2005.

N.	Código	Nome	Rio	Lat	Lon
1	15275100	RURRENABAQUE	Rio Beni em Rurrenabaque	-14,4453	-67,5343
2	15400000	PORTO VELHO	Madeira em Porto Velho	-8,7367	-63,9203
3	15860000	FAZ. VISTA ALEGRE	Madeira em Faz. Vista Alegre	-4,8972	-60,0253

## 6.2 Definição dos Parâmetros da MUSLE

Além dos dados de concentração de sedimentos em suspensão, úteis para avaliar os resultados do modelo, para a simulação de sedimentos são necessários dados relativos aos parâmetros da MUSLE (Equação 5). Todos os seus parâmetros, exceto o fator de comprimento e declive  $LS$ , são estimados para cada Unidade de Resposta Hidrológica (URH) da bacia. Foi definido um conjunto de parâmetros igual para todas as sub-bacias. Apenas o fator  $LS$  é determinado na etapa de pré-processamento, para cada pixel do MDE, utilizando uma rotina computacional específica, embora mantenham-se as informações a respeito da minibacia e da URH à qual pertence cada pixel. Na determinação do fator comprimento de "L", seu valor máximo foi limitado ao tamanho do pixel do MDE.

Na MUSLE o índice de erosividade do evento  $EI_{30}$  da USLE/RUSLE foi alterado para considerar explicitamente o escoamento superficial. Com esta alteração, o fator de erodibilidade  $K$  a ser utilizado deveria ser recalculado para considerar a alteração feita, assim como os demais fatores também deveriam ser recalculados. No entanto, na área de estudo não existem dados disponíveis que permitam recalcular esses fatores. Sendo assim, o fator de erodibilidade  $K$  da MUSLE é calculado pelo modelo (Equação 8) com base nas informações dos percentuais de silte ( $SIL$ ), argila ( $ARG$ ), areia ( $ARE$ ) e carbono orgânico ( $orgC$ ) de cada tipo de solo, semelhante ao cálculo realizado no modelo SWAT. Valores médios desses percentuais foram obtidos para cada tipo de solo das URHs a partir das informações disponíveis no mapa de solo da Food and Agriculture Organization of the United Nations - FAO (FAO, 2003), e estão apresentados na Tabela 11.

Os valores do parâmetro de cobertura e manejo do solo  $C$  para cada classe de uso das URHs foram definidos com base em valores apresentados em outros estudos (ex: Brito *et al.*, 1998; Tomazoni *et al.* 2005; Farinasso *et al.*, 2006; Beskow *et al.*, 2009; Julien, 2010). Este fator foi ajustado, dentro da faixa de valores apresentados na literatura. É importante destacar que a URH 12 ocorre na parte alta dos Andes, onde há pouca ou nenhuma vegetação, deixando o solo praticamente exposto e induzindo a altos valores de geração de sedimentos. Por este motivo, o valor de  $C$  desta URH foi maior que os valores atribuídos as URHs 7 e 8.

Devido à falta de informações detalhadas, distribuídas espacialmente, a respeito de medidas conservacionistas do solo, o fator de práticas conservacionistas *P* foi adotado igual a 1 para todas as URH (de Vente *et al.*, 2008; Wilkinson *et al.*, 2009). O fator de fragmentos grosseiros *FG* também foi considerado igual a 1 em toda a bacia.

Tabela 11 - 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	Fluvisso	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	Argissolo	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	0,160	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.

## 6.3 Resultados e Discussões

### 6.3.1 Estimativa da geração de sedimentos na bacia

O modelo procura representar a variabilidade espacial da carga total de sedimentos gerada em cada minibacia, em cada passo de tempo, que segue para a rede de drenagem, servindo como condição de contorno para o módulo de transporte nos trechos de rios. Este volume de sedimentos é de difícil verificação em campo, devido ao tamanho da bacia e a falta de monitoramento, de forma que a avaliação dos resultados do modelo só pode ser feita de forma qualitativa na bacia. Por outro lado, os parâmetros do modelo podem ser calibrados para fornecer estimativas da concentração de sedimentos em suspensão nos trechos de rios, e estas podem ser validadas utilizando dados medidos da concentração de sedimentos em suspensão. As principais fontes de tais informações para a região são os dados da Agência Nacional de Águas - ANA e da rede do programa ORE/HYBAM.

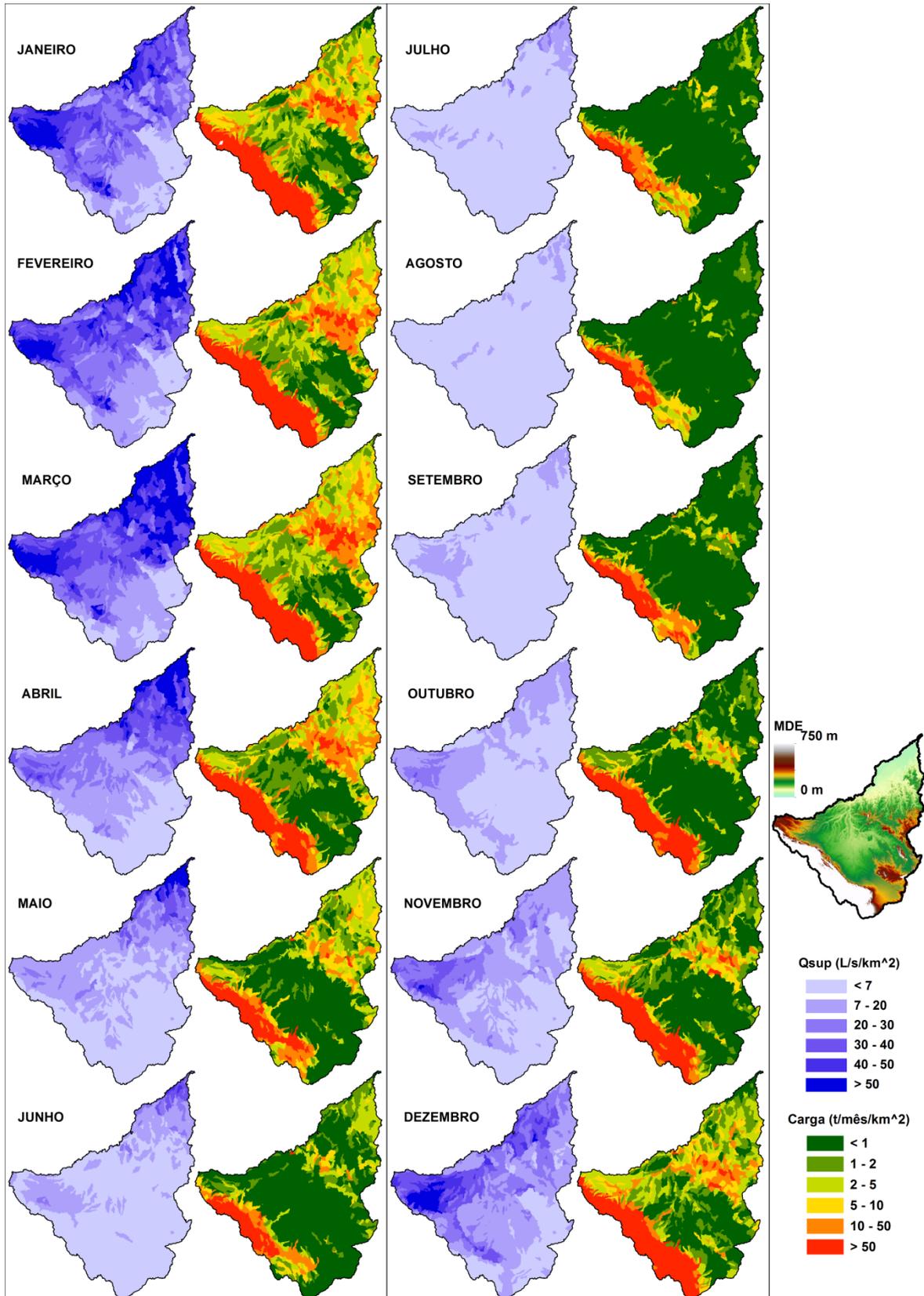


Figura 31 - Volume médio mensal específico do escoamento superficial (L/s/km<sup>2</sup>) e carga média mensal específica de sedimentos (t/mês/km<sup>2</sup>) das minibacias para os trechos de rios.

Para uma avaliação qualitativa, na Figura 31 é apresentada a variabilidade espacial da vazão média mensal específica de escoamento superficial ( $L/s/km^2$ ) e da correspondente descarga média mensal específica de sedimentos ( $t/mês/km^2$ ) gerados em cada minibacia e lançados à rede de drenagem. Observa-se que o pico destas duas variáveis aportadas pelas minibacias, ocorre entre fevereiro e abril, sendo o período de menor volume de escoamento superficial verificado no período entre julho e setembro. Na região dos Andes, na bacia incremental do rio Madeira até a divisa entre Brasil e Bolívia, o período de maior volume de escoamento superficial corresponde ao período chuvoso dessa região, entre dezembro e fevereiro (Guyot, 1993, Guyot *et al.*, 1994). Da Figura observa-se que a maior parte da carga de sedimentos simulada e que chega aos rios é proveniente das regiões Andinas localizadas parte na Bolívia e parte no Peru. Estas regiões são formadas por solos rasos (com alto potencial de geração de escoamento superficial) como os Cambissolos e Litossolos, e cobertas com florestas e vegetação de baixo porte. Devido às suas altas declividades e solos erosivos, o volume de sedimentos aportado dos Andes para os rios são consideráveis, mesmo nas épocas mais secas do ano. Já nas regiões muito planas, como na parte central da bacia, ao longo do rio Mamoré até a divisa entre a Bolívia e o Brasil, a geração de sedimentos é baixa.

Por outro lado, o modelo proposto não é capaz de representar o processo de deposição de sedimentos ao longo da paisagem. Sendo assim, embora indique locais com maior ou menor geração de sedimentos na bacia, o modelo não indica locais onde há deposição na superfície da minibacia. Como descrito na metodologia do modelo, todo o volume de sedimentos gerados na minibacia passa por um processo de retardo temporal através de reservatórios lineares, equivalente ao realizado para o escoamento superficial, antes de chegar aos cursos d'água e serem transportados por eles.

É importante destacar que o modelo utiliza uma equação empírica (MUSLE) que não foi desenvolvida para aplicação em locais onde os processos erosivos dominantes não sejam a erosão laminar e em sulcos, como é o caso da região Andina. Apesar dessa região ser a principal fonte de geração de sedimentos em suspensão para o rio Madeira, os principais processos erosivos existentes são decorrentes de erosão em massa, com desmoronamento de encostas (Guyot, 1993; Guyot *et al.* 1996). A utilização do fator LS bidimensional por Desmet & Govers (1997) possibilitou a ampliação dos processos erosivos considerados na MUSLE com a inclusão de erosão em ravinas e voçorocas em bacias na Bélgica. Porém, Guyot (1993) mostrou que todo o material grosseiro proveniente dos Andes é retido na sua parte baixa, de forma que o material efetivamente transportado em suspensão pelos rios restringe-se à granulometrias como areia, silte e argila.

O elevado aporte de sedimentos em suspensão estimado pelo modelo como proveniente dos Andes pode ainda estar relacionado também com o valor do fator topográfico LS, que é um parâmetro com grande sensibilidade e que afeta diretamente as estimativas do modelo. Como os valores de comprimento (L) e declividade (S) são obtidos

por pixel do MDE com resolução espacial de 500 m, o maior valor permitido pelo modelo para o fator L é igual ao limite da dimensão de cada pixel. Apesar de limitado pela resolução do dado de topografia utilizado, o valor máximo é grande e pode fazer com que as estimativas da erosão laminar do solo em áreas íngremes, como nos Andes, seja superestimado (EPA, 2004).

Acredita-se que, embora os processos erosivos representados pela MUSLE sejam limitados nos Andes e, conseqüentemente, a equação não se mostre eficiente para aplicação em uma região íngreme como esta, o modelo apresenta de forma espacialmente distribuída a importância dos Andes na geração e no aporte de sedimentos finos para a bacia do rio Madeira, com cargas consideravelmente mais elevadas do que as verificadas nas demais áreas da bacia. Além disso, resultados satisfatórios em termos de material fino produzido e transportado pelos cursos d'água nesta região podem ser verificados pelos ajustes obtidos entre as cargas de sedimentos em suspensão simuladas e as observadas ao longo dos principais rios da bacia do rio Madeira.

### 6.3.2 Erosão líquida nos trechos de rio

O modelo permite que haja deposição das partículas de areia, consideradas como cargas de fundo, no leito do rio ou erosão do leito do rio introduzindo mais partículas de areia ao escoamento. A possibilidade de erosão ou deposição que ocorre no leito é avaliada a cada passo de tempo de acordo com a capacidade de transporte do escoamento, dada pela equação de Yang, conforme apresentado na metodologia deste estudo. No entanto, os resultados obtidos de erosão e deposição nos cursos d'água, bem como da descarga de fundo simulada, são difíceis de avaliar quantitativamente devido à falta de informações medidas dessas descargas na bacia, sendo então considerados apenas em termos qualitativos e de representatividade espacial.

Na Figura 32a está apresentada a rede de drenagem simulada, com indicação de alguns dos principais rios da bacia de estudo. Na Figura 32b é apresentada a distribuição espacial da tendência à erosão ou deposição da carga de fundo (areia) em cada trecho de rio no período simulado (1998 a 2005). Esta tendência é aqui observada pelo cálculo da "erosão líquida", estimada como sendo a diferença entre o total de sedimentos erodido do leito e o total de sedimentos depositado no período de simulação. Valores positivos indicam que houve uma tendência maior do trecho de rio de sofrer erosão de fundo ao longo do tempo, enquanto valores negativos indicam o oposto, ou seja, no trecho de rio a tendência foi de deposição da carga de sedimentos de fundo, no período simulado. Como apenas partículas de areia são depositadas ou erodidas no leito do rio, o resultado apresentado refere-se tanto à simulação desprezando o efeito da troca de sedimentos entre o rio e sua respectiva planície quanto à simulação que considera essa troca, pois esse processo é realizado no modelo apenas com partículas mais finas, de silte e argila.

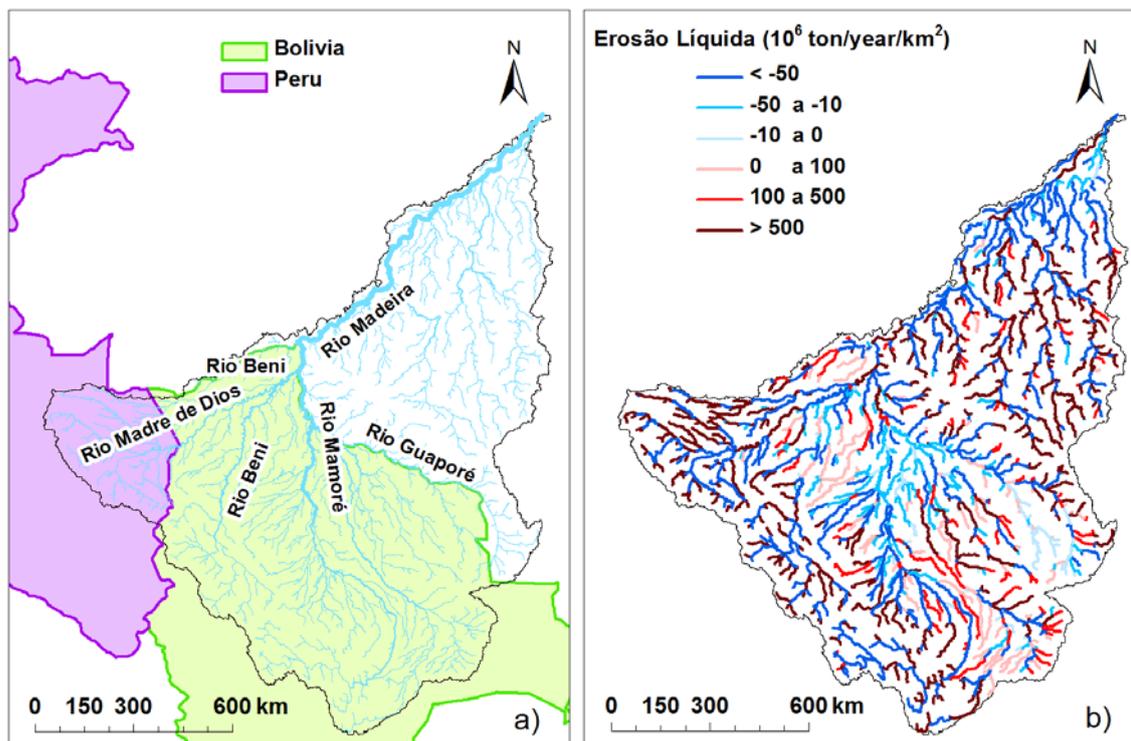


Figura 32 - Rede de drenagem da bacia do rio Madeira com indicação dos principais rios (a) e erosão líquida simulada (total erodido menos o total depositado no período de 8 anos simulados) ( $10^3$  t/ano) nos trechos de rio (b). Valores negativos indicam que há tendência à deposição de sedimentos no período simulado.

Observa-se na Figura 32b que a maioria dos trechos de rios de cabeceira, especialmente na região Andina, tende a sofrer um processo de erosão de fundo, provavelmente devido à elevada capacidade de transporte do escoamento nos locais de altas declividades em relação ao aporte de areia vindo das minibacias. Nos trechos mais a jusante, a carga de sedimentos existente, somada com às cargas provenientes das minibacias, tendem a exceder a capacidade de transporte e o resultado final é uma maior tendência à deposição nestes trechos, no período simulado.

Na região próxima à confluência dos rios Mamoré e Guaporé verifica-se uma extensa área de inundação com grande deposição de sedimentos, semelhante à descrita por Guyot *et al.* (1999), devido à redução na velocidade do escoamento e da capacidade de transporte. Uma grande região de deposição de sedimentos pode ser observada também ao longo do rio Mamoré e seus afluentes até a divisa entre o Brasil e a Bolívia, bem como na região da confluência dos rios Beni e Madre di Dios. Estas são regiões planas, com bastante planícies de inundações (ver modelo digital de elevação na Figura 12), na qual é depositada grande parte dos sedimentos provenientes do Andes. Essa deposição é observada especialmente nos sedimentos em suspensão, mas também nas cargas de fundo, representadas no modelo

pelas partículas de areia. Segundo Guyot *et al.* (1988, 1999), um balanço regional de sedimentos na bacia do rio Madeira mostrou que mais de 50% dos sedimentos em suspensão exportados dos Andes são depositados nas planícies de inundação Amazônica. Os resultados apresentados na Figura 32b indicam uma zona de deposição coincidente com a zona relatada nos estudos, embora aqui esteja representada apenas as cargas de fundo simuladas (partículas de areia) e deposição no leito do rio nas regiões de planícies.

Os valores de cargas de fundo (areia) transportadas nas calhas dos rios também são de difícil validação devido à falta de informações, visto que sua medição é extremamente difícil dada a escala de aplicação e geralmente não é contemplada com regularidade nas campanhas de medição. Geralmente as medições estão voltadas apenas à carga de sedimentos em suspensão, mas é comum aceitar que a taxa de transporte de carga de fundo seja, aproximadamente, de 5 a 25% da carga em suspensão (Yang, 1996; Wu, 2008), embora para materiais mais grosseiros um maior percentual possa ser transportado como carga de fundo (Yang, 1996). Estes valores, porém, não se aplicaria aos rios da região Andina, onde ocorre fluxo de massa, mas podem ser considerados nos demais rios, visto que o material mais grosseiro aportado pelos Andes é retido nas zonas de planícies. Em termos de valores médios anuais simulados das cargas em suspensão e de fundo, os resultados do modelo mostram que os seus percentuais estão dentro desta faixa de valores nos principais rios da bacia (Mamoré, Madre de Dios, Beni, Guaporé e Madeira), bem como em alguns dos seus afluentes (Figura 33). Por outro lado, em vários trechos o percentual de carga de fundo é bem maior, principalmente na região Andina, composta por Litossolos e Cambissolos, com percentuais de areia mais elevados que os de silte e argila (FAO, 2003), e com elevada tendência a erosão (ver Figura 32). Além dos Andes, a região da margem direita do rio Madeira também apresenta alta tendência a erosão do rio e elevada porcentagem de carga de fundo em relação ao sedimentos finos transportados em suspensão.

### 6.3.3 Estimativa da carga anual de sedimentos em suspensão nos trechos de rio

A carga de sedimentos em suspensão no rio Madeira é composta quase que em sua totalidade (~ 90%) de material fino (silte e argila), sendo a restante composta de areia fina (Carvalho *et al.*, 2010a; Carvalho *et al.*, 2010b). Em relação à granulometria dos sedimentos de fundo, tanto no rio Madeira como em seus maiores afluentes (ex.: rios Aripuanã, Manicoré e Machado), mais de 90% é composta de areia e o restante de silte e argila (Queiroz *et al.*, 2011). A carga média anual de sedimentos em suspensão simulada na bacia do rio Madeira, desprezando a troca de sedimentos finos entre o rio e as planícies, está apresentada na Figura 34a. 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 anual média específica de sedimentos em suspensão, a qual está apresentada na Figura 34b.

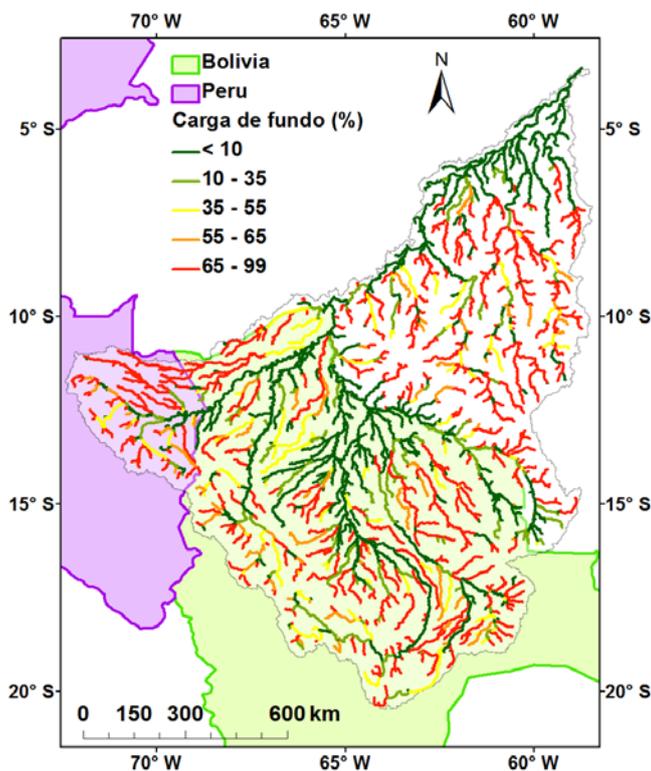


Figura 33 - Percentual de carga de fundo, em relação à carga total, nos trechos de rio.

Os trechos com maior carga média anual de sedimentos em suspensão são aqueles com origem na região Andina. Nos trechos do rio Madre de Dios, com nascente no Peru, e do rio Beni, com nascente na Bolívia, foi estimada uma carga média anual de sedimentos de, aproximadamente,  $325.10^6$  t/ano após a confluência entre eles, enquanto que o rio Mamoré apresentou carga variando entre  $35.10^6$  t/ano próximo aos Andes e  $92.10^6$  t/ano na sua confluência com o rio Beni. A partir desta confluência, quando o rio passa a ser conhecido como rio Madeira, verificaram-se cargas médias anuais superiores a  $400.10^6$  t/ano. Os demais afluentes do rio Madeira apresentaram cargas inferiores a  $1.10^6$  t/ano, sugerindo que os afluentes da margem direita, individualmente, pouco contribuem com sedimentos para o rio principal e que, dadas as elevadas cargas vindo dos rios Beni e Mamoré, a principal fonte de geração de sedimentos em suspensão transportados pelo rio Madeira é, de fato, a região Andina.

Com os resultados da simulação desconsiderando a troca de sedimentos em suspensão entre rio e planície, apresentados na Figura 34a, observou-se que cerca de 78% da contribuição de sedimentos em suspensão vindo dos Andes ( $420.10^6$  t/ano) para o rio Madeira foi proveniente da bacia do rio Beni, enquanto que 22% veio da bacia do rio Mamoré. Em termos percentuais de contribuição dos principais afluentes, essas estimativas são semelhantes às fornecidas por Guyot (1993) e Guyot *et al.* (1999), os quais também verificaram um percentual de 78% proveniente da bacia do rio Beni e 22% da bacia dor

rio Mamoré. No entanto, o valor estimado por estes autores para o total aportado dos Andes ao rio Madeira é bem inferior ao simulado, da ordem de  $230.10^6$  t/ano. Observou-se ainda que, do total lançado pela bacia do rio Beni, cerca de 47% foi proveniente da bacia do rio Madre de Dios, enquanto que de toda a carga que chega ao rio Madeira através da bacia do rio Mamoré, apenas 6% é devida ao rio Guaporé e menos ainda (~1%) aos demais afluentes. A jusante da confluência dos rios Beni e Mamoré, todos os tributários do rio Madeira simulados apresentaram baixo aporte de sedimentos em suspensão, pois drenam áreas planas da Amazônia no escudo Brasileiro. Características semelhantes desses tributários também foram apresentadas por Villar *et al.* (2012, 2013). A distribuição espacial da carga média anual específica de sedimentos em suspensão transportado pelos rios, apresentada na Figura 34b, mostra que a mesma é muito maior na região Andina do que nas demais regiões, com grande destaque para a contribuição das bacias dos rios Madre de Dios e Beni. No rio Mamoré, observa-se uma menor contribuição dos Andes para a concentração de sedimentos em suspensão, a qual é ainda reduzida devido à pequena geração de sedimentos em regiões planas de planícies de inundações por onde passa o rio. O aporte específico de sedimentos em suspensão estimado para os rios Madre de Dios e Beni, na confluência entre eles, foi pouco superior a  $1.10^3$  t/ano/km<sup>2</sup>, sendo estes os dois rios mais importantes em termos de aporte de sedimentos para o rio Madeira. O rio Mamoré apresentou um aporte específico de  $0,15.10^3$  t/ano/km<sup>2</sup>.

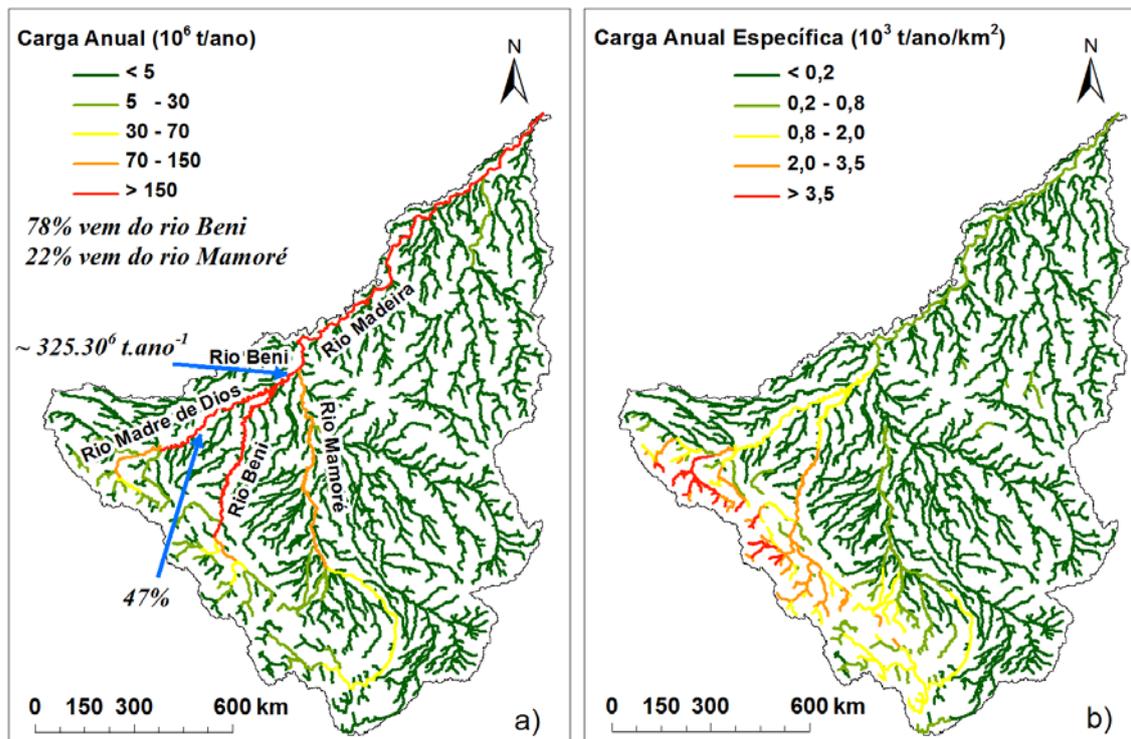


Figura 34 - Carga anual (a) e carga anual específica (b) de sedimentos em suspensão (silte e argila) nos trechos de rios da bacia do rio Madeira, desprezando o módulo de fluxo rio-planície de sedimentos em suspensão.

Os resultados apresentados até então desprezam a possível troca de sedimentos entre o rio e suas planícies de inundação. Porém, ao considerar esta troca nas simulações, estima-se que cerca de 35% do volume de sedimentos em suspensão simulado proveniente dos Andes é retido nas planícies de inundação. Embora este valor seja inferior ao estimado por Guyot (1993) e Guyot *et al.* (1996, 1999), os quais relatam ao menos 50% de perda do aporte em suspensão para as planícies, o seu impacto na distribuição da dinâmica temporal do transporte em suspensão foi considerável e o ajuste das estimativas aos valores observados foram melhores, como apresentado na continuação.

A carga média anual de sedimentos em suspensão simulada na bacia do rio Madeira, considerando a troca de sedimentos finos entre o rio e as planícies, está apresentada na Figura 35a. A distribuição espacial da carga anual média específica de sedimentos em suspensão está apresentada na Figura 35b. Conforme será visto mais adiante, o efeito observado com a inclusão do fluxo de sedimentos em suspensão rio-planície foi o de redução das concentrações e, conseqüentemente, das cargas de sedimentos transportados em suspensão devido às deposições ocorridas nas planícies. Com isso a dinâmica do transporte dos sedimentos em suspensão foi melhor representada, ainda indicando os trechos com maior carga média anual de sedimentos em suspensão como aqueles de origem na região Andina.

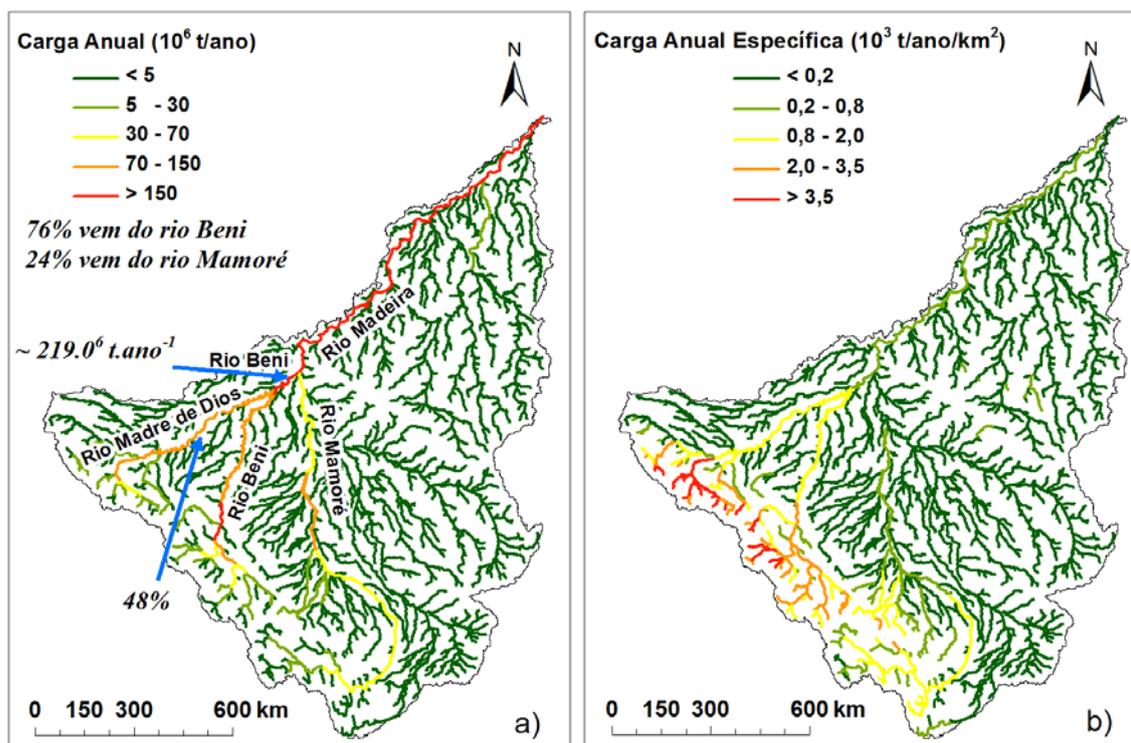


Figura 35 - Carga anual (a) e carga anual específica (b) de sedimentos em suspensão (silte e argila) nos trechos de rios da bacia do rio Madeira, considerando o módulo de fluxo rio-planície de sedimentos em suspensão.

Os resultados desta simulação indicaram que os trechos dos rios Madre de Dios e Beni possuem uma carga média anual de sedimentos estimada em, aproximadamente,  $220.10^6$  t/ano após a confluência entre eles, enquanto que o rio Mamoré apresentou carga variando entre  $30.10^6$  t/ano próximo aos Andes e  $70.10^6$  t/ano na sua confluência com o rio Beni. A partir desta confluência, quando o rio passa a ser conhecido como rio Madeira, verificaram-se cargas médias anuais pouco superiores a  $280.10^6$  t/ano. Os demais afluentes do rio Madeira apresentaram cargas inferiores a  $1.10^6$  t/ano, sugerindo que os afluentes da margem direita, individualmente, pouco contribuem com sedimentos para o rio principal e que, dadas as elevadas cargas vindo dos rios Beni e Mamoré, a principal fonte de geração de sedimentos em suspensão transportados pelo rio Madeira é, de fato, a região Andina.

Estima-se que, na simulação levando-se em consideração a troca de sedimentos em suspensão entre rio e planície, apresentados na Figura 35a, cerca de 76% da contribuição de sedimentos em suspensão vindo dos Andes ( $285.10^6$  t/ano) para o rio Madeira foi proveniente da bacia do rio Beni, enquanto que 24% veio da bacia do rio Mamoré. Essas estimativas são mais parecidas com as fornecidas por Guyot (1993) e Guyot *et al.* (1999), os quais estimaram que de um total de  $230.10^6$  t/ano aportados dos Andes ao rio Madeira, um percentual de 72% é proveniente da bacia do rio Beni e 28% da bacia do rio Mamoré. Do total de  $219.10^6$  t/ano de sedimentos em suspensão aportados pela bacia do rio Beni, cerca de 48% foi proveniente da bacia do rio Madre de Dios, enquanto que de toda a carga que chega ao rio Madeira através da bacia do rio Mamoré, apenas 7% é devida ao rio Guaporé e menos ainda (~1%) devido aos demais afluentes.

Como pode ser observado, os resultados de descarga sólida anual de sedimentos em suspensão obtidos das simulações considerando uma troca lateral de sedimentos entre rio e planícies apresentou valores reduzidos em relação à simulação sem essa troca. O modelo MGB-IPH considera uma representação simplificada da troca líquida rio-planície, o que produz impacto significativo nos hidrogramas das vazões simuladas com o modelo hidrodinâmico, com atenuação e retardo da onda de cheia e suavização dos picos de vazões (Paiva *et al.*, 2013). Embora seja uma representação simplificada, a adaptação feita para permitir o fluxo lateral de sedimentos em suspensão no modelo tem permitido considerar grande parte dos efeitos das planícies no transporte de sedimentos do rio Madeira, especialmente a retenção de sedimentos por deposição. Por outro lado, as planícies têm papel importante tanto no armazenamento como na liberação de sedimentos em diferentes escalas (Meade, 1994) e o modelo não considera esse segundo, ou seja, sem o efeito da resuspensão de sedimentos depositados, parte das cargas transportadas em suspensão pode estar sendo definitivamente retida nas planícies.

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<sup>-1</sup>]) 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. Na bacia do rio Madeira, foram estimados os fluxos de sedimentos em suspensão em 11 destas estações, cujas localizações estão apresentadas na Figura 36, utilizando 3 métodos diferentes (QS1, QS2, QS3), comumente descritos na literatura como:

$$QS1 = c \cdot Q \cdot CSS \quad (53)$$

$$QS2 = f(Q) \quad (54)$$

$$QS3 = f(Q, dH/dT_5) \quad (55)$$

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 usado 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. O índice  $dT_5$  é baseado no uso de uma variação de 2 dias para cada dia central, sendo dois dias antes e dois dias depois da amostragem de sedimentos em suspensão.

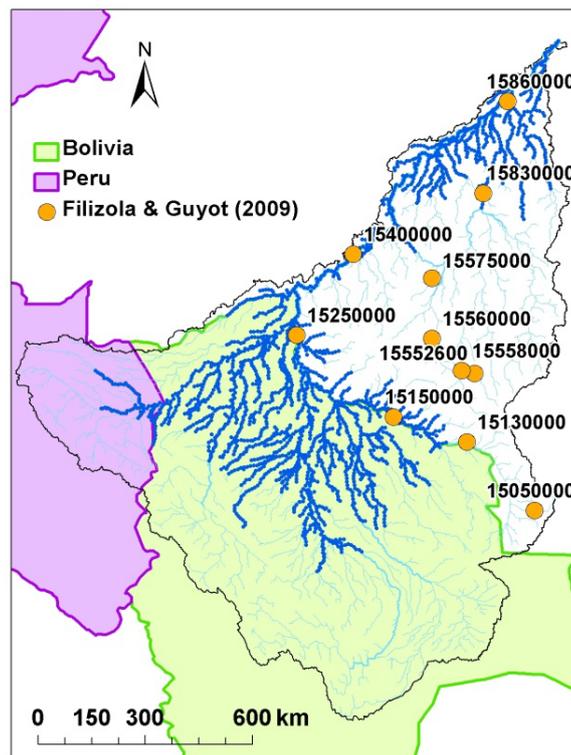


Figura 36 - Estações de sedimentos totais em suspensão na bacia do rio Madeira utilizadas por Filizola e Guyot (2009) para estimativa da carga anual de sedimentos em suspensão.

A comparação foi realizada com as simulações sem (indicada pela sigla "HD") e com (indicada pela sigla "HD\_Plan") consideração da troca rio-planície de sedimentos em suspensão.

Na Figura 37 e na Figura 38 os resultados obtidos pelo modelo são relacionados com as estimativas de Filizola & Guyot (2009). Os valores das figuras estão resumidos na Tabela 12, na qual *QS1*, *QS2* e *QS3* correspondem as cargas de sedimentos em suspensão determinadas por cada um dos métodos utilizados pelos autores. As estações destacadas na tabela correspondem aquelas localizadas em trechos de rios com planícies de inundações, cuja propagação de vazões foi realizada pelo modelo hidrodinâmico. Observa-se uma boa concordância entre os resultados do modelo e as estimativas a partir de medições, especialmente para valores elevados, embora superestimativas sejam verificadas em valores menores que  $10 \cdot 10^6$  t/ano.

Como esperado, os resultados das simulações são semelhantes nos trechos onde não há consideração de planícies de inundações, mas uma considerável redução das cargas é observada nos trechos onde as planícies são consideradas, especialmente ao longo do trecho principal do rio Madeira. Nas estações ao longo dos rios Mamoré e Madeira os valores simulados considerando a troca de sedimentos entre os rios e as planícies estão dentro da faixa de variação dos valores de referência *QS1*, *QS2* e *QS3*, principalmente se considerarmos que erros existem até mesmo entre os valores obtidos por cada método, os quais variam de 9% em Porto Velho e Fazenda Vista Alegre até 40% em Guajará Mirim.

Valores mais elevados da carga de sedimentos estimada pelo modelo em relação à estimada com dados de campo são verificados em estações próximas à cabeceira dos cursos d'água, cuja calibração dos parâmetros do modelo MGB-IPH foi mais difícil. Os valores elevados de carga de sedimentos em suspensão simulados em Pimenteiras e Pedras Negras, em relação aos valores de referência, se devem aos elevados volumes de escoamentos produzidos na bacia. Como exemplo, os hidrogramas observados e simulados em Pedra Negra, apresentados na Figura 27a, bem como os resultados estatísticos de desempenho da calibração dos parâmetros do modelo MGB-IPH nesta estação (Tabela 9), indicam que, embora o erro de volume tenha sido pequeno (~2%) e o coeficiente de Nash e Sutcliffe entre o logaritmo das vazões observadas e simuladas (ENSlog) tenha sido elevado (~ 0,8), o coeficiente de Nash e Sutcliffe entre as vazões observadas e simuladas (ENS) foi de apenas 0,5 e, visualmente, os hidrogramas simulados mostram picos mais acentuados e com valores mais elevados que nos hidrogramas observados. Considerando que o comportamento do hidrograma observado é, também, reflexo do aporte de escoamento gerado na bacia para os rios, este último apresentou picos mais concentrados no tempo, levando a maior geração de sedimentos na bacia e a um maior aporte destes para o rio. Além disso, a consideração de um único conjunto de parâmetros do modelo de sedimentos para toda a bacia pode ter induzido uma maior geração em locais onde a perda de solo seria menor. Uma espacialização dos parâmetros da MUSLE por sub-bacia, assim como realizado para a calibração do modelo hidrológico, dentro das quais um conjunto distinto de parâmetros pode ser aplicado, pode melhorar as estimativas da geração de sedimentos nesses locais.

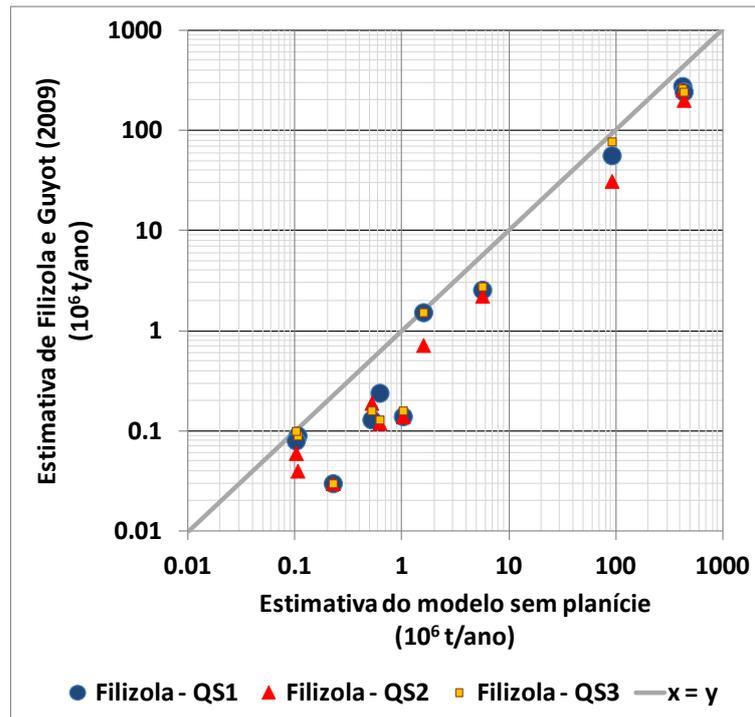


Figura 37 - Comparação entre a carga anual de sedimentos em suspensão estimada pelo modelo nos locais onde se encontram as estações apresentadas na Figura 36, e as carga anuais estimadas por Filizola & Guyot (2009) com dados nestas estações. Os resultados desprezam a troca rio-planície de sedimentos em suspensão.

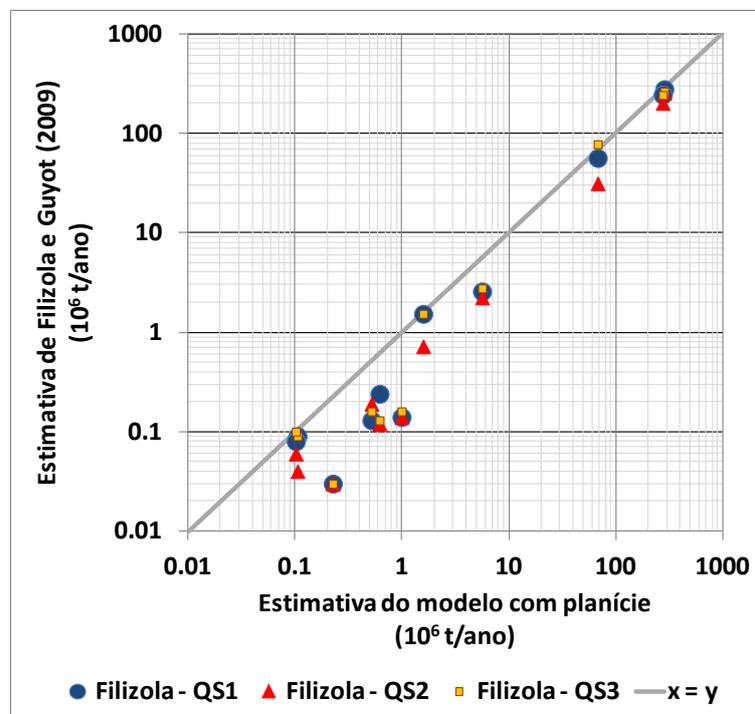


Figura 38 - Comparação entre a carga anual de sedimentos em suspensão estimada pelo modelo nos locais onde se encontram as estações apresentadas na Figura 36, e as carga anuais estimadas por Filizola & Guyot (2009) com dados nestas estações. Os resultados consideram a troca rio-planície de sedimentos em suspensão.

Tabela 12 - Comparação entre a carga anual de sedimentos em suspensão estimada pelo modelo nos locais onde se encontram as estações apresentadas na Figura 5, e as carga anuais estimadas por Filizola & Guyot (2009) com dados nestas estações.

Estação	Nome	Rio	Simulado		Filizola & Guyot (2009)		
			HD	HD_Plan	QS1	QS2	QS3
<b>(10<sup>6</sup> t/ano)</b>							
15050000	Pontes e Lacerda	Guaporé	0,11	0,11	0,09	0,04	0,09
15130000	Pimenteiras	Guaporé	0,62	0,62	0,24	0,12	0,13
<b>15150000</b>	<b>Pedras Negras</b>	<b>Guaporé</b>	<b>1,02</b>	<b>0,99</b>	<b>0,14</b>	<b>0,14</b>	<b>0,16</b>
<b>15250000</b>	<b>Guajará-Mirim</b>	<b>Mamoré</b>	<b>91,59</b>	<b>67,82</b>	<b>56,45</b>	<b>31,30</b>	<b>77,73</b>
<b>15400000</b>	<b>Porto Velho</b>	<b>Madeira</b>	<b>418,98</b>	<b>284,16</b>	<b>277,48</b>	<b>255,87</b>	<b>262,87</b>
15552600	Faz. Flor do Campo	Comemoração	0,10	0,10	0,08	0,06	0,10
15558000	Pimenta Bueno	Pimenta Bueno	0,52	0,52	0,13	0,19	0,16
15560000	Jiparaná	Jiparaná	1,58	1,58	1,53	0,72	1,53
15575000	Piratininga	Machadinho	0,23	0,23	0,03	0,03	0,03
<b>15830000</b>	<b>Prainha(velha)</b>	<b>Aripuanã</b>	<b>5,63</b>	<b>5,62</b>	<b>2,57</b>	<b>2,23</b>	<b>2,77</b>
<b>15860000</b>	<b>Faz. Vista Alegre</b>	<b>Madeira</b>	<b>431,15</b>	<b>275,19</b>	<b>244,28</b>	<b>201,34</b>	<b>243,23</b>

### 6.3.4 Transporte de sedimentos em suspensão nos rios

Na seção anterior foi possível apresentar os valores médios das cargas de sedimentos nos trechos de rio simulados, comparando-os com valores estimados a partir de dados de estações de medição, o que indicou boa concordância entre eles. Entretanto, os valores médios filtram a variabilidade diária dos fluxos, que são importantes para conhecer a dinâmica dos sedimentos na bacia e nos trechos de rio. Para isso é necessário observar os resultados das simulações a cada intervalo de tempo. Sendo assim, os resultados apresentados aqui consideram valores diários e médias mensais dos resultados das simulações com e sem a planície de inundação.

As concentrações de sedimentos em suspensão (CSS) (mg/L) simuladas, diárias e médias mensais, foram determinadas em cada uma das 3 estações do programa ORE/HYBAM que possuem dados de concentrações de sedimentos na superfície d'água no período simulado de 1998 a 2005 (ver Figura 29 e Tabela 10). Da Figura 39 a Figura 44 estão apresentados os valores simulados e medidos nas três estações referidas, com intervalos médios de 10 dias. A estação de 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. 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), com possibilidade de troca de sedimentos em suspensão entre os rios e suas planícies

Em todas as figuras observa-se que os resultados do modelo representam a variabilidade temporal dos sedimentos em suspensão ao longo do rio Madeira. Nas estações onde o modelo considerou a troca de sedimentos entre rio e planície, as concentrações de sedimentos foi menor e mais próximas dos valores observados. Essa redução se deve ao efeito da supressão de cerca de 35% de toda a carga de sedimentos que chega a zona de planície da bacia proveniente dos Andes.

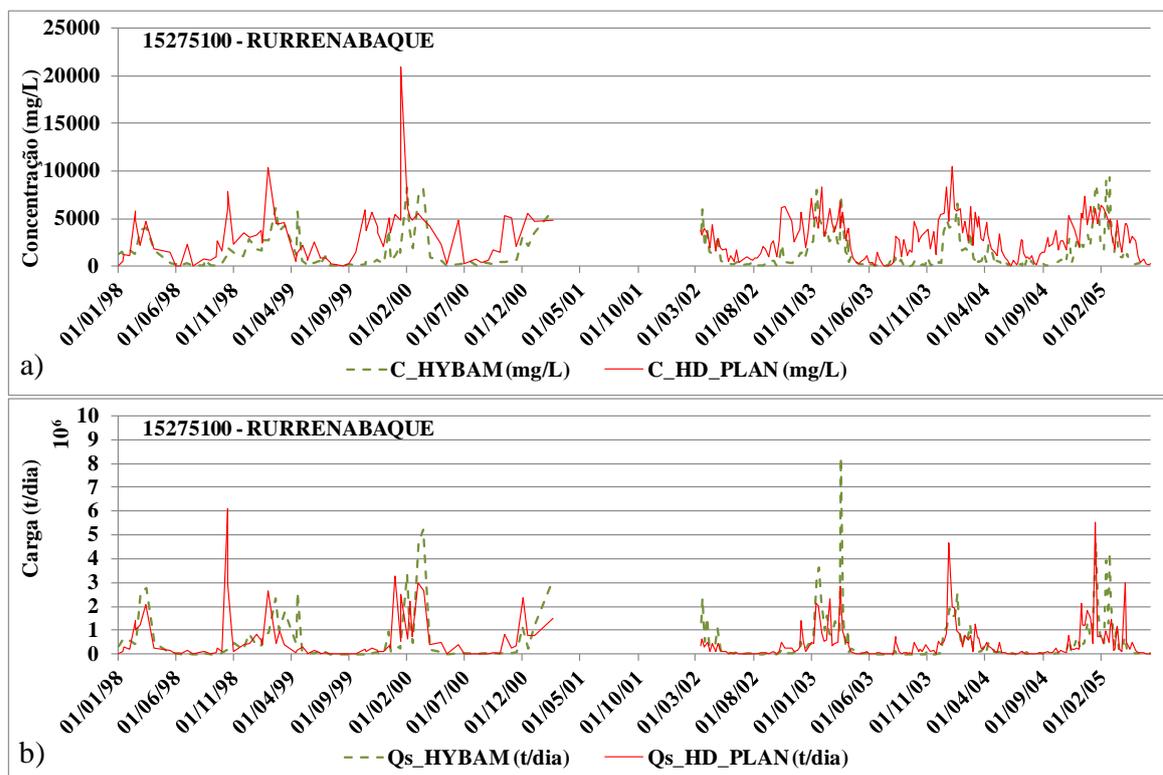


Figura 39 - Comparação entre as concentrações (a) e as cargas (b) diárias de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Rurrenabaque (15275100).

A estação Rurrenabaque está localizada no rio Beni, na parte da bacia cuja calibração do modelo hidrológico adotou um único conjunto de parâmetros para toda a sub-bacia dos rios Beni e Madre de Dios, para qual o resultado do hidrograma simulado foi avaliado apenas na fronteira entre Brasil e Bolívia. Embora os coeficientes de Nash e Sutcliffe entre as vazões e o logaritmo das vazões observadas e simuladas terem sido elevados ( $> 0,8$ ) no local monitorado, toda a sub-bacia está desprovida de estações para calibração do modelo. Sendo assim, não houve controle quanto à geração de escoamento distribuído nessa sub-bacia, a não ser para ajustar os resultados das vazões no seu exutório. Como consequência, a geração de sedimentos também pode estar prejudicada em toda esta região, visto que a equação da MUSLE considera explicitamente o escoamento superficial para estimar o volume de material erodido. Apesar disso, observando-se a Figura 39a verifica-se que a distribuição temporal das concentrações de sedimentos em suspensão simuladas se assemelha à das observadas e apresenta picos da mesma ordem de magnitude, mas com

períodos de valores mínimos reduzidos. Efeito semelhante também é verificado com as concentrações médias mensais, apresentadas na Figura 40a. Tanto no intervalo de tempo diário como no mensal, os instantes onde ocorrem os picos foram bem representados.

Um melhor ajuste dos resultados do modelo com os dados observados ocorre para as cargas de sedimentos em suspensão. Na Figura 39b estão apresentadas as cargas diárias obtidas diretamente da multiplicação da concentração pela descarga líquida e o fator 0,0864 para conversão de unidades. Na Figura 40b estão apresentadas as cargas médias mensais. Os coeficientes  $R^2$  entre as cargas simuladas e observadas foram 0,65 e 0,8 para as escalas diárias e mensais, respectivamente. O coeficiente de Nash e Sutcliffe foi, respectivamente, 0,4 e 0,6.

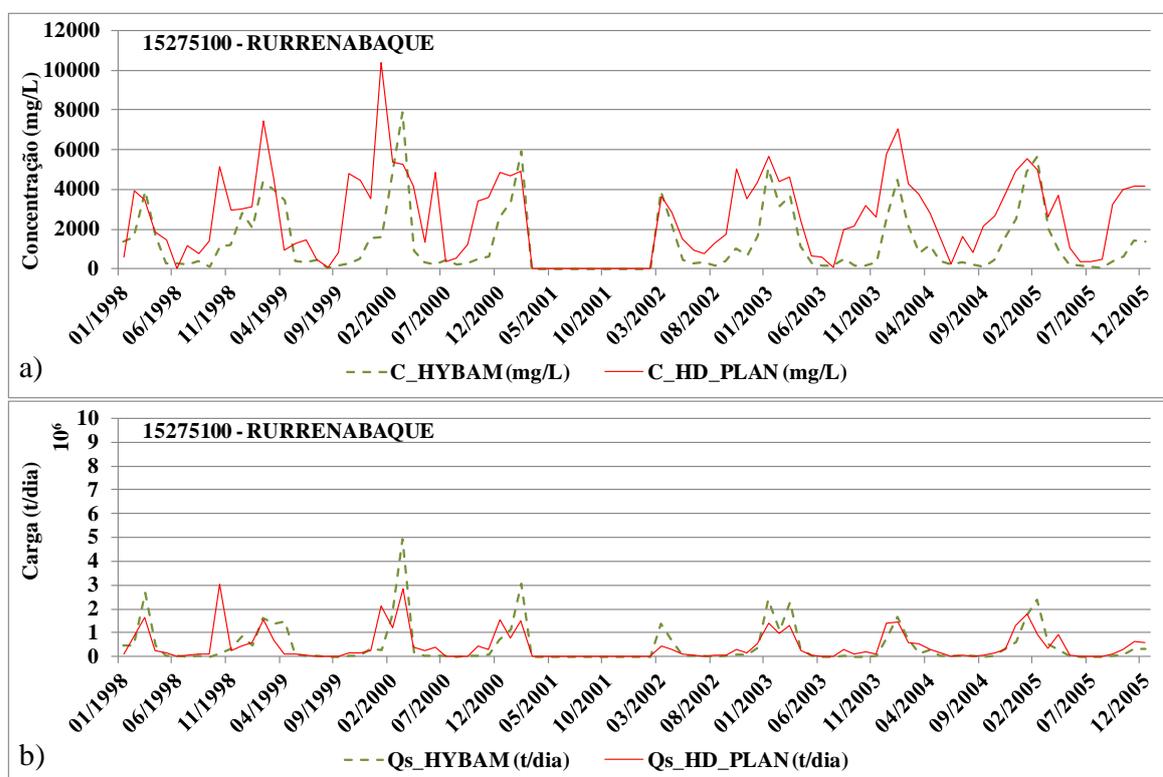


Figura 40 - Comparação entre as concentrações (a) e as cargas (b) diárias médias mensais de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Rurrenabaque (15275100).

Nas estações de Porto Velho (Figura 41a) e Fazenda Vista Alegre (Figura 43a) verifica-se que a distribuição temporal das concentrações de sedimentos em suspensão simuladas se assemelha à das observadas e apresenta picos da mesma ordem de magnitude. Efeito semelhante também é verificado com as concentrações médias mensais, apresentadas na Figura 42a e na Figura 44a para Porto Velho e Fazenda Vista Alegre, respectivamente. Tanto no intervalo de tempo diário como no mensal, a sazonalidade dos picos foi bem representada.

Nessas estações é possível ainda observar o efeito das planícies de inundação na variabilidade das concentrações de sedimentos em suspensão, em que os sedimentogramas (HD\_Plan) se mostram mais atrasados no tempo em relação àqueles obtidos sem a

consideração das planícies (HD), o que se deve à retenção de sedimentos nas planícies no período de elevação dos níveis d'água e o retorno de sedimentos para o rio no período de redução dos níveis d'água. Esse efeito é ainda mais visível quando se observam os valores médios mensais (Figura 42a e Figura 44a para Porto Velho e Fazenda Vista Alegre, respectivamente), especialmente das cargas de sedimentos em suspensão, conforme apresentado na Figura 42b e Figura 44b para Porto Velho e Fazenda Vista Alegre, respectivamente.

Em ambas estações, um melhor ajuste dos resultados do modelo com os dados observados ocorre para as cargas de sedimentos em suspensão. Na Figura 41b e na Figura 43b estão apresentadas as cargas diárias obtidas diretamente da multiplicação da concentração pela descarga líquida em Porto Velho e Fazenda Vista Alegre, respectivamente, e o fator 0,0864 para conversão de unidades. Na Figura 42b e na Figura 44b estão apresentadas as cargas médias mensais nessas estações. Na estação de Porto Velho, os coeficientes  $R^2$  entre as cargas simuladas e observadas foram próximos a 0,85 para as escalas diárias e mensais, enquanto que o coeficiente de Nash e Sutcliffe foi 0,7. Na estação Fazenda Vista Alegre, os coeficientes  $R^2$  entre as cargas simuladas e observadas foram próximos a 0,85 para as escalas diárias e mensais, enquanto que o coeficiente de Nash e Sutcliffe foi 0,7 e 0,6, respectivamente.

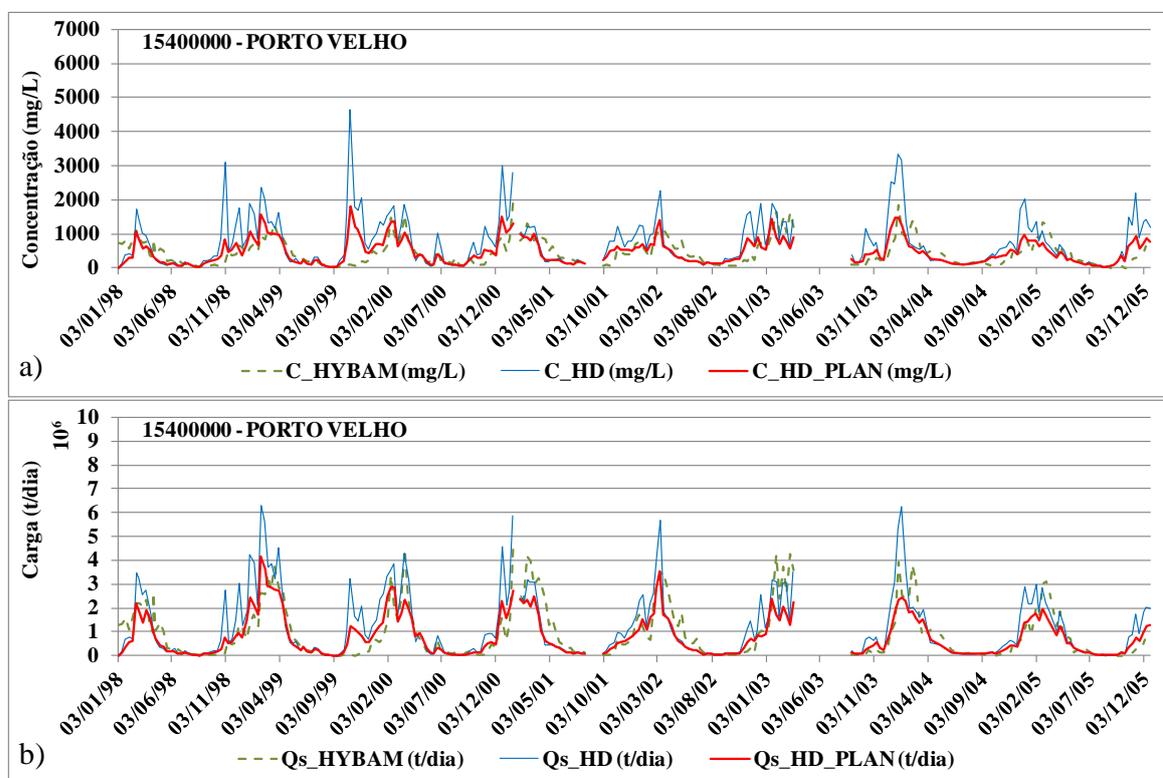


Figura 41 - Comparação entre as concentrações (a) e as cargas (b) diárias de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Porto Velho (15400000).

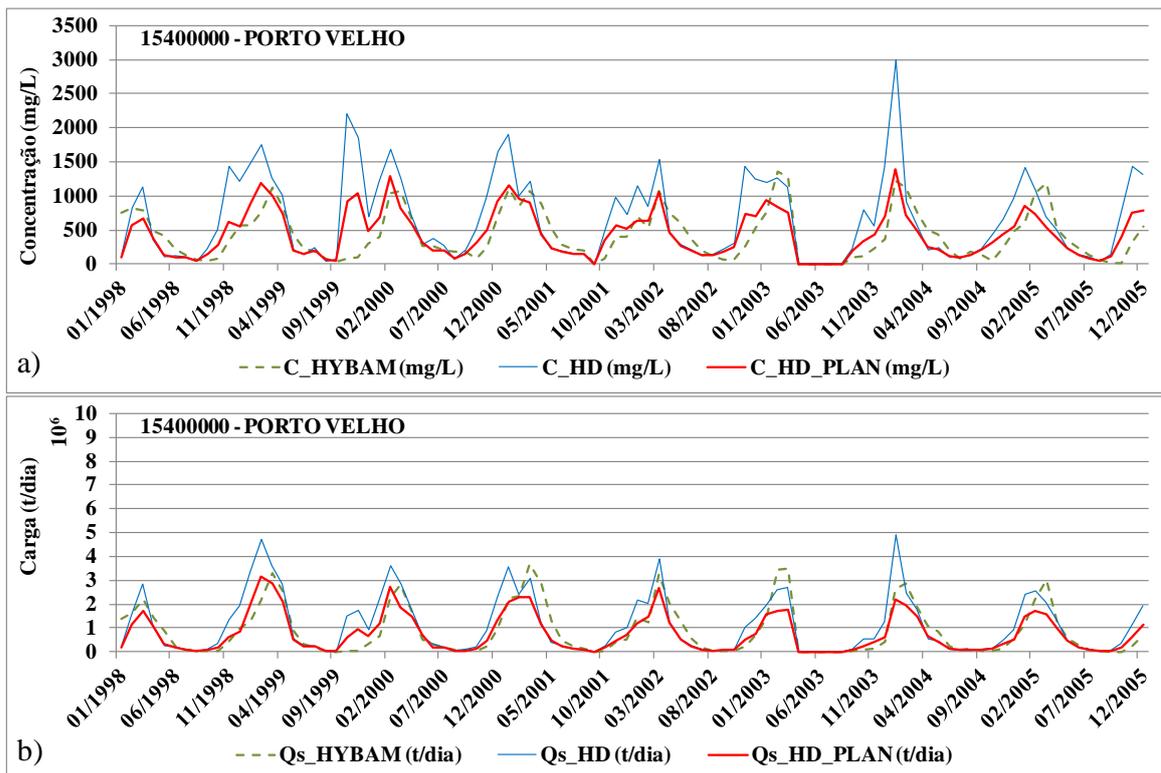


Figura 42 - Comparação entre as concentrações (a) e as cargas (b) diárias médias mensais de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Porto Velho (154000000).

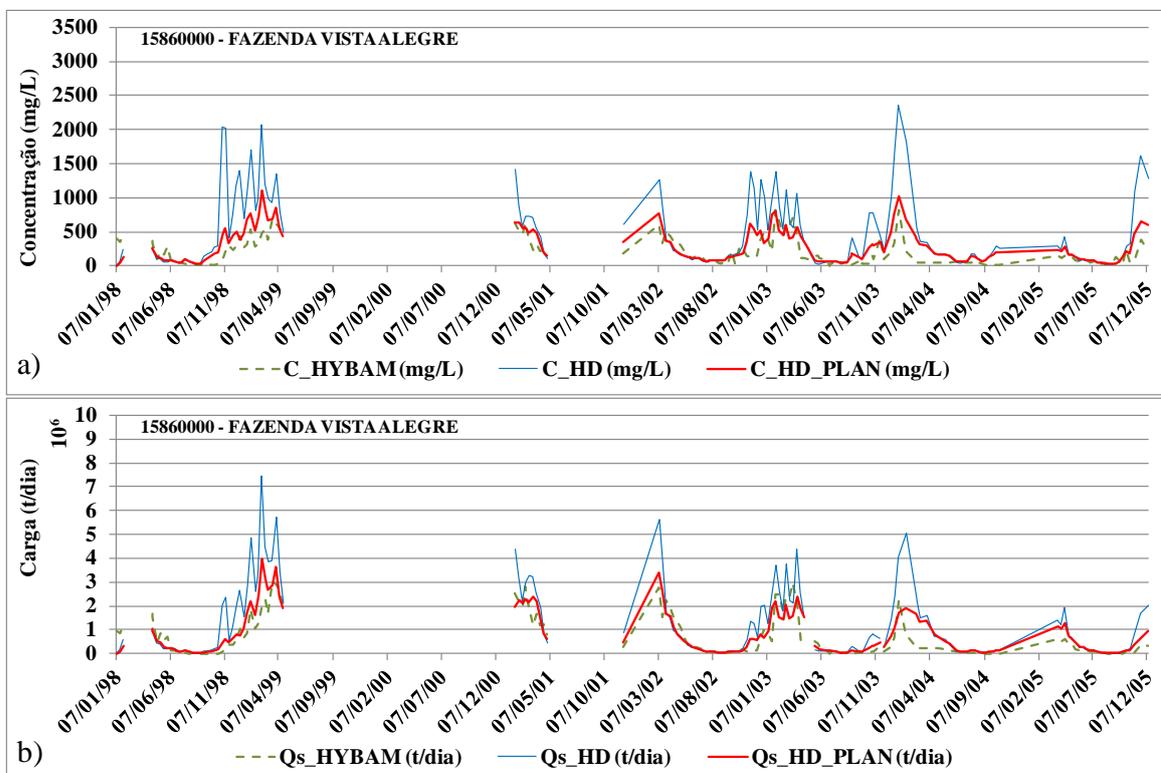


Figura 43 - Comparação entre as concentrações (a) e as cargas (b) diárias de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Fazenda Vista Alegre (15860000).

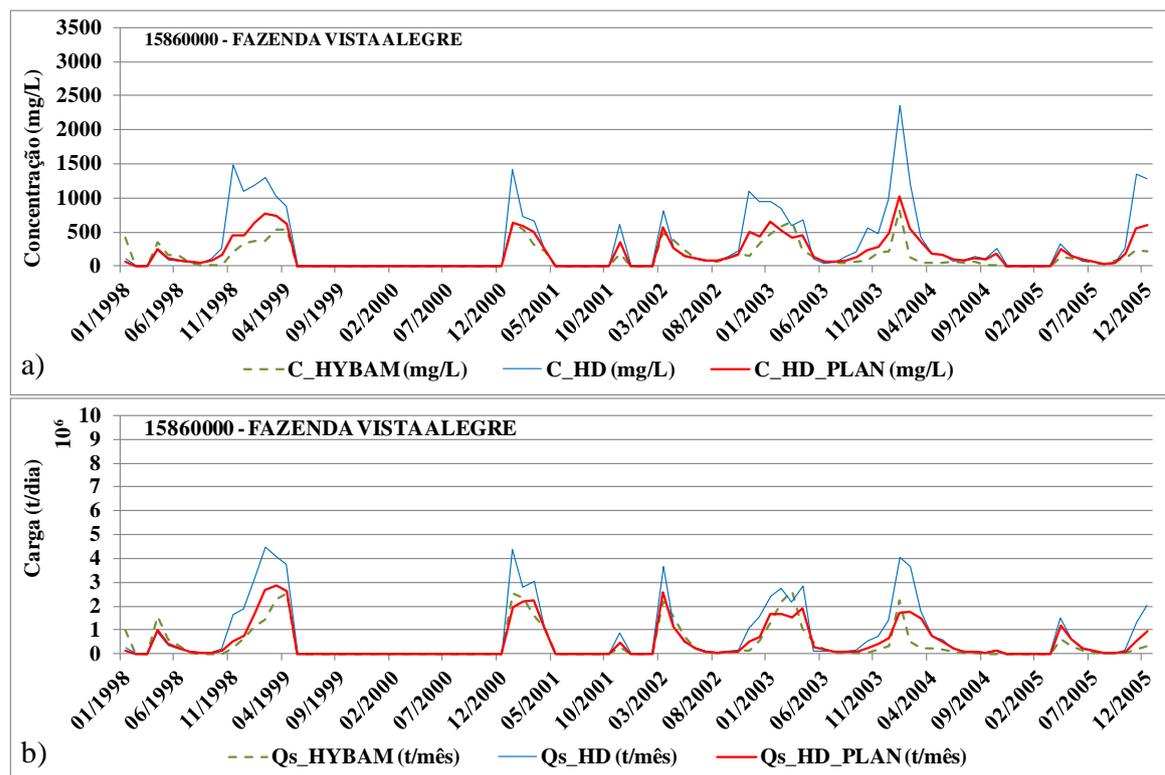


Figura 44 - Comparação entre as concentrações (a) e as cargas (b) diárias médias mensais de sedimentos em suspensão simuladas e observadas na estação Fazenda Vista Alegre (15860000).

### 6.3.5 Variabilidade sazonal dos sedimentos em suspensão nos rios

Conhecer a sazonalidade do transporte de sedimentos em suspensão na bacia do rio Madeira é importante para entender a dinâmica global do fluxo de sedimentos na bacia e seus efeitos no fluxo de sedimentos rio Amazonas. A bacia do rio Madeira, juntamente com outros grandes tributários do rio Amazonas, tais como os rios Negro, Solimões, Tapajós e Xingu, tem papel importante na sazonalidade do transporte de sedimentos deste rio para o Oceano (Filizola *et al.*, 2011; Park and Latrubesse, 2014), bem como no acúmulo da concentração de sedimentos ao longo do seu percurso. A carga de sedimentos em suspensão total proveniente da bacia do rio Madeira é estimada entre 248 e 600.10<sup>6</sup> t/ano (ex; Wittmann *et al.*, 2011; Guyot *et al.*, 1996; Martinelli *et al.*, 1993), equivalente a quase 50% de todo o aporte do rio Amazonas ao Oceano. No rio Solimões, em Manacapuru, essa carga é estimada em 400.10<sup>6</sup> t/ano, enquanto que em Óbidos chega a 1300.10<sup>6</sup> t/ano. Por outro lado, enquanto estes dois rios têm grandes aportes, outros grandes rios como Negro, Tapajós e Xingu se caracterizam por baixas cargas de sedimentos em suspensão, variando entre 10 e 20.10<sup>6</sup> t/ano.

Para verificar se o modelo proposto de sedimentos consegue representar a variabilidade sazonal do transporte de sedimentos em suspensão durante o ciclo hidrológico, serão apresentados resultados das concentrações médias mensais e das descargas médias mensais simuladas em 6 localidades ao longo do rio Madeira. A última

delas corresponde a foz (FOZ) com o rio Amazonas e as cinco restantes correspondem a localização de estações fluviométricas mantidas pela ANA e indicadas na Figura 45: Abunã (ABU), a montante da confluência do rio Madeira com o rio Abunã; Porto Velho (PV); Humaitá (HUM); Manicoré (MAN) e Fazenda Vista Alegre (FVA). Destas, as quatro primeiras foram utilizadas para a calibração dos parâmetros do modelo hidrológico MGB-IPH, conforme apresentado no item 5.3. Estas estações também foram utilizadas em uma análise de sazonalidade por Villar *et al.* (2013), os quais observaram máximos de vazão ocorrendo de Março a Abril e águas baixas entre Agosto e Setembro e utilizaram dados de concentração de sedimentos em suspensão na superfície da água.

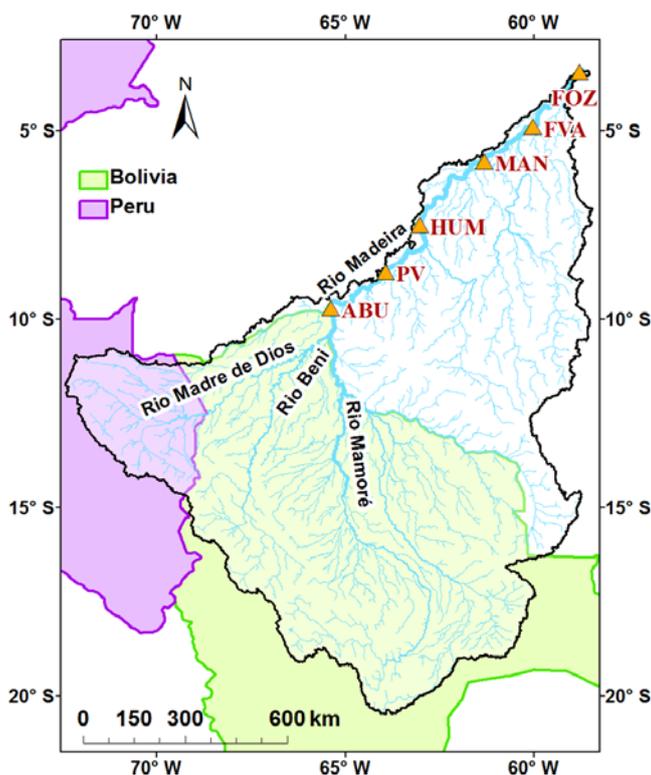


Figura 45 - Localidades ao longo do rio Madeira para verificação da sazonalidade do transporte de sedimentos em suspensão.

Na Figura 46 estão apresentadas as concentrações médias mensais (1998 a 2005) de sedimentos em suspensão total simulados ao longo do rio Madeira, desde Abunã (ABU) até a foz (FOZ), agrupadas em três períodos hidrológicos distintos conforme Villar *et al.* (2013): a) águas crescente, de Setembro a Janeiro; b) vazões máximas, de Fevereiro a Abril; c) águas baixas, de Junho a Agosto. Na figura é possível verificar uma redução da concentração de sedimentos ao longo do rio Madeira, desde a confluências dos rio Beni e Mamoré até a sua foz. Essa redução está relacionada com a retenção de material nas planícies de inundação e com o aumento do aporte líquido ao rio a medida em que a área de contribuição aumenta, o que é proporcionalmente muito maior que o possível aumento do aporte de sólidos das bacias contribuintes, cuja geração de sedimentos é muito baixa em relação à geração da região Andina. Essa redução está visível também nos gráficos de

concentrações médias mensais, obtidas no período simulado de 1998 a 2005, apresentados na Figura 47.

Na Figura 46a observa-se que, embora haja redução da concentração para jusante, há um aumento da concentração a medida que os níveis de água no rio Madeira se elevam. O oposto ocorre no período em que as vazões são máximas e começa a haver redução dos níveis d'água (Figura 46b) e no período de águas baixas (Figura 46c). O aumento observado das concentrações varia pouco entre os locais avaliados, mas os percentuais diferem entre os meses, variando de 67% em Setembro a 40% em Janeiro. Comportamento semelhante é observado no período de Fevereiro a Maio, porém com redução das concentrações a medida em que há redução dos níveis de água. Entre Junho e Julho as concentrações são mais baixas e é possível verificar uma maior taxa de redução das concentrações para jusante entre Abunã (ABU) e Manicoré (MAN).

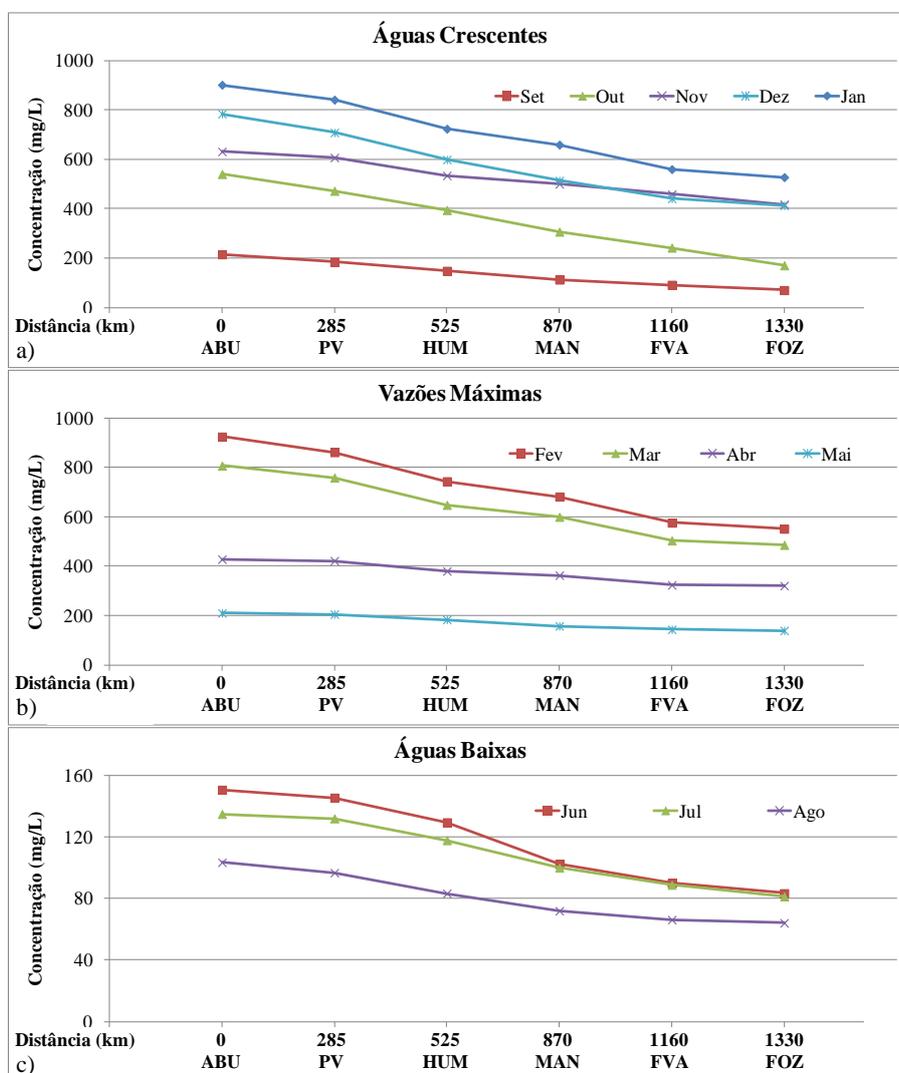


Figura 46 - Concentrações de sedimentos em suspensão total simulados ao longo do rio Madeira, desde Abunã (ABU) até a foz (FOZ). Os dados foram separados em três períodos hidrológicos: a) águas crescente, de Setembro a Janeiro; b) vazões máximas, de Fevereiro a Abril; c) águas baixas, de Junho a Agosto.

Na Figura 47 são apresentados gráficos de concentrações e vazões simuladas médias mensais, obtidas no período simulado de 1998 a 2005, nos 6 locais de avaliação. Os resultados das simulações mostram um comportamento das séries temporais de sedimentos em suspensão semelhante ao comportamento do ciclo hidrológico. Esse comportamento tem sido relatado em outros estudos (ex: Filizola e Guyot, 2009; Villar *et al.*, 2013) e indicam um aumento da concentração de sólidos em suspensão durante o período de elevação dos níveis d'água e um decrescimento das concentrações no período de redução dos níveis d'água, com valores máximos ocorrendo de Dezembro a Fevereiro (um ou dois mês antes do pico das vazões). As concentrações simuladas médias mensais indicam este comportamento, com pico das concentrações ocorrendo em fevereiro, cerca de um ou dois meses antes do pico das vazões que ocorre entre março e abril. Nesta figura também fica visível a redução da concentração de sedimentos transportados em suspensão ao longo do rio Madeira entre Abunã (ABU) e a sua foz no rio Amazonas (FOZ). Em Abunã (ABU) as concentrações de sedimentos em suspensão simuladas variam de 103 a 924 mg/L, nos meses de Agosto e Fevereiro, respectivamente. Já na foz (FOZ) os valores variam de 64 a 550 mg/L nestes meses.

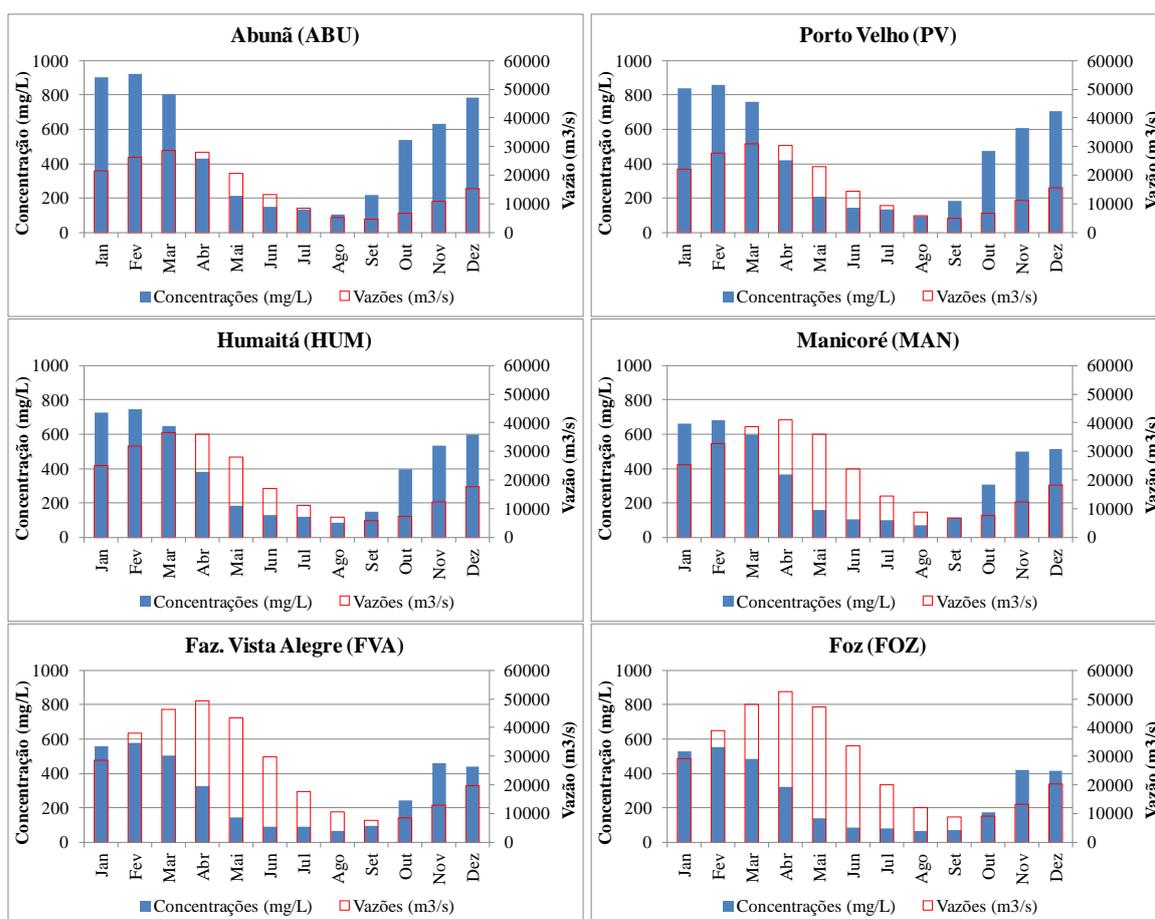


Figura 47 - Médias mensais, entre 1998 e 2005, das concentrações de sedimentos em suspensão e vazões simuladas nos locais indicados na Figura 45, ao longo do rio Madeira.

Na Figura 48 são apresentados gráficos de descargas e vazões simuladas médias mensais, obtidas no período simulado de 1998 a 2005, nos 6 locais de avaliação, bem como das vazões observadas médias mensais no mesmo período, para as quatro primeiras estações ao longo do rio Madeira. O comportamento das descargas é modulado pelas vazões nos rios. Apesar do modelo subestimar as vazões nos períodos de máximas e de recessão do níveis d'água e superestimar no período de ascensão, os resultados das descargas apresentam o mesmo comportamento observado nas concentrações e semelhante ao comportamento do ciclo hidrológico. As descargas médias aumentam durante o período de elevação dos níveis d'água e decrescem no período de redução dos níveis d'água. No entanto, os valores máximos das descargas ocorrem entre fevereiro e março, cerca de um mês antes dos máximos das vazões que ocorrem entre março e abril, ou seja, os picos das descargas chegam mais tarde em relação aos picos das concentrações.

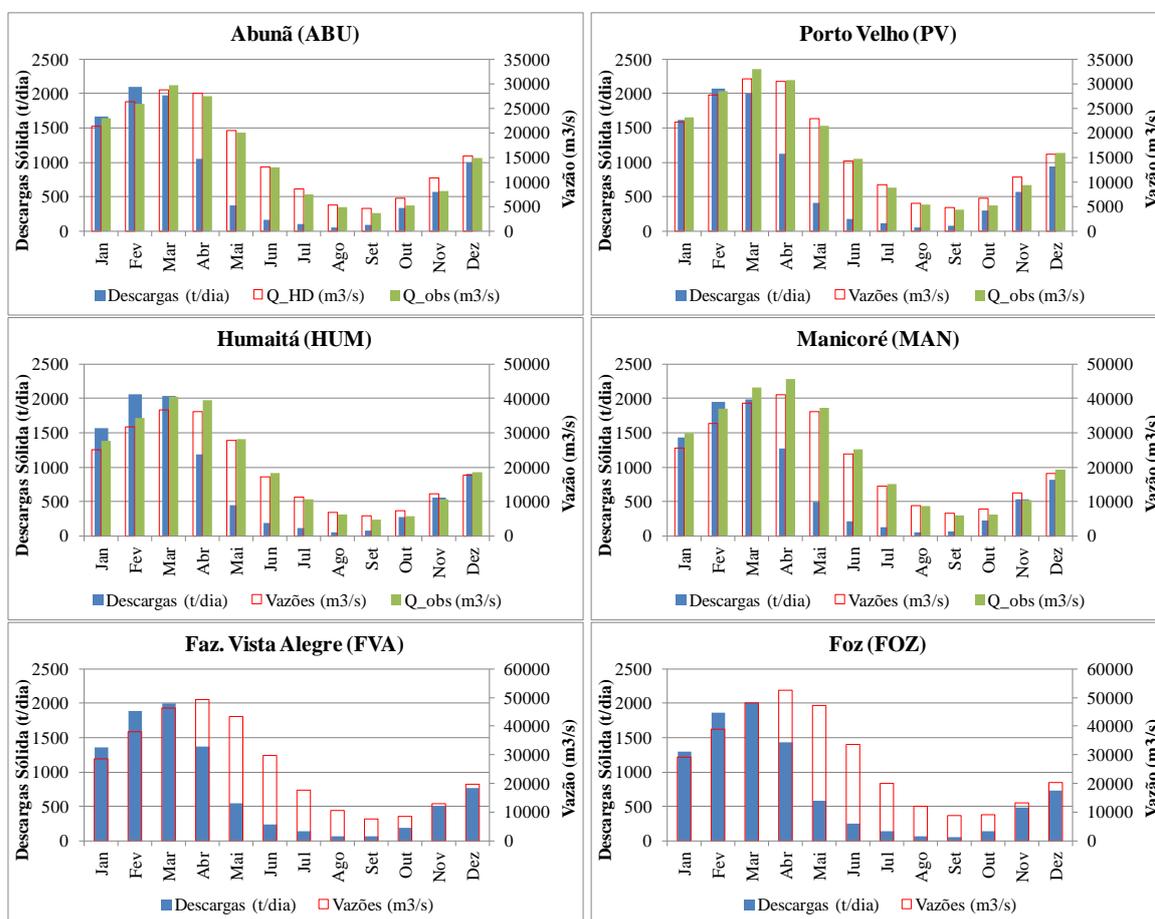


Figura 48 - Médias mensais, entre 1998 e 2005, das descargas de sedimentos em suspensão e vazões simuladas nos locais indicados na Figura 45, ao longo do rio Madeira. Nas 4 primeiras localidades foi incluída ainda a média mensal (1998-2005) das vazões observadas.

# Capítulo 7

## Conclusões e Recomendações

### 7.1 Conclusões Gerais

Este trabalho teve como principal objetivo integrar uma metodologia simplificada para estimativa da distribuição espacial e temporal geração de sedimentos na bacia com o transporte de sedimentos nos rios, bem como acoplá-la ao modelo hidrológico distribuído MGB-IPH, desenvolvido especificamente para aplicação em grandes escalas, nas quais geralmente há escassez de dados. Para isso foi considerada a importância da integração entre as variabilidades da bacia em termos de topografia, de tipos e usos do solo e dos processos hidrológicos de forma distribuída, com base em Sistema de Informações Geográficas (SIG). A metodologia foi aplicada buscando representar a dinâmica dos sedimentos em uma grande bacia, tendo como estudo de caso a bacia do rio Madeira, um dos principais afluentes da margem direita do rio Amazonas, que é caracterizada pela sua grande extensão territorial e elevada produção de sedimentos.

Os resultados obtidos pelo modelo foram satisfatórios, possibilitando uma visão distribuída da localização das principais fontes de geração de sedimentos na bacia e dos trechos de rios com maiores cargas de sedimentos transportadas. Foi possível representar, de forma distribuída, a dinâmica geral dos sedimentos na bacia do rio Madeira, desde as principais locais de geração na bacia até a sazonalidade do transporte de sedimentos em suspensão nos principais rios. Embora uma comparação dos resultados da geração de sedimentos na bacia, bem como do transporte de sedimentos como cargas de fundo nos cursos d'água, o qual inclui os processos de deposição e erosão nas calhas do rios, não tenha sido possível devido à falta de informações observadas desses processos, a dinâmica geral foi representada e compatível com descrições relatadas em outros estudos. A região Andina da bacia foi identificada como sendo a maior produtora de sedimentos e a responsável por quase a totalidade da carga de sedimentos que chega aos rios. Já os resultados das concentrações e das cargas de sedimentos em suspensão simuladas foram comparados com dados observados, nas escalas anual, mensal e diária, com ajustes

satisfatórios entre eles ao longo dos principais rios da bacia. Os principais rios em termos de contribuição para o transporte de sedimentos em suspensão no rio Madeira foram bem identificados e tanto seus percentuais de contribuição como os valores de concentrações e cargas médias foram compatíveis com valores relatados em outros estudos na bacia.

O módulo de transporte de sedimentos em suspensão considerou ainda a transferência de sedimentos entre os rios as suas planícies de inundação. Os efeitos dessa consideração foram significativos e indicaram que cerca de 35% de toda a carga de sedimentos provenientes dos Andes são retidos pelas planícies. Além disso, a inclusão da representação dessa troca lateral entre rio e planície melhorou os resultados do modelo quando comparados com observações, especialmente o amortecimento dos picos e o retardo da propagação das cargas de sedimentos. A sazonalidade das concentrações e das cargas médias mensais foi verificada e mostrou um comportamento semelhante ao descrito em estudos que a avaliaram a partir de dados de campo. O modelo reproduz adequadamente que a concentração acompanha o ciclo hidrológico, com maiores concentrações no período de maiores vazões e o inverso nos períodos de menores vazões, como se constata também nos dados observados. O modelo também reproduz um efeito de redução das concentrações médias mensais de montante para jusante, o qual se deve ao aumento da vazão e a redução do aporte lateral de sedimentos neste sentido.

A seguir são apresentados detalhes dos resultados obtidos e as conclusões, considerando ainda as capacidades e limitações do modelo.

## 7.2 Modelo Hidrológico

O modelo hidrológico MHB-IPH foi preparado para simular a parte hidrológica e hidráulica da bacia considerando o uso de ferramentas SIG e com uma base de dados globais, como dados de topografia a partir de um Modelo Digital de Elevação com resolução espacial de 500m, mapas de uso do solo com resolução espacial de 1km e mapas de tipos de solos com escala variando de 1:1.000.000 a 1:5.000.000. Dados de precipitação medidos em estações pluviométricas, por serem escassos e existirem apenas na porção brasileira da bacia, foram substituídos por dados diários de precipitação provenientes do satélite TRMM. Já dados meteorológicos foram obtidos de dados de reanálises. Todo o conjunto de dados adotado, bem como as ferramentas utilizadas e desenvolvidas para espacializar as informações na bacia e discretizá-la para representação no modelo, permitiram uma boa caracterização do regime hidrológico da bacia do rio Madeira. Uma adequada caracterização hidrológica da região é fundamental para conduzir a uma melhor avaliação da dinâmica dos sedimentos.

O modelo mostrou uma parametrização capaz de representar satisfatoriamente os principais processos hidrológicos da bacia do rio Madeira. Seus parâmetros foram

calibrados em 25 estações fluviométricas utilizando o modelo de propagação de vazões de Muskingum-Cunge (MC) e, posteriormente, avaliados com a simulação considerando trechos com propagação de vazões pelo método hidrodinâmico (HD). Foram obtidos bons resultados em quase todas as sub-bacias em que a bacia foi dividida, com elevados valores das estatísticas de desempenho do modelo utilizadas para comparar as vazões simuladas com as vazões observadas. O módulo hidrodinâmico conseguiu reproduzir os efeitos de remanso e das planícies de inundação, resultando em amortecimento das vazões simuladas e retardo da propagação da onda de cheia em relação os resultados obtidos com o modelo MC.

Porém, os dados fluviométricos utilizados na calibração foram limitados à porção brasileira da bacia do rio Madeira e ao trecho do rio Guaporé, limítrofe entre Brasil e Bolívia. Desta forma, toda a área externa, incluindo a região Andina, não teve calibração do módulo de geração de escoamento nem da propagação do escoamento ao longo dos seus rios. Sendo a hidrologia uma componente fundamental na geração de sedimentos na bacia, a falta de uma adequada representação da geração de escoamento superficial na porção externa ao Brasil impossibilitou um maior controle das estimativas da distribuição espacial da geração de sedimentos. Esta limitação indica que para melhorar a representação das fontes (locais) de maior geração de sedimentos nos Andes, é necessário representar adequadamente a geração de escoamento, o que inclui calibração do modelo hidrológico utilizando dados de estações fluviométricas na região e, possivelmente, representação dos efeitos do gelo. Para isso, dados de vazão na parte boliviana e peruana da bacia dentro do programa ORE-HYBAm, embora não sejam de domínio público, possivelmente podem ser identificados e utilizados.

A definição das Unidades de Respostas Hidrológicas (URH) considerou os mapas de usos do solo e de tipos de solo citados, mas com simplificações necessárias para aplicações em grandes escalas e interesse especial no comportamento hidrológico da bacia. Porém, nesta escala há dificuldades de diferenciação/identificação, por exemplo, de diferentes tipos de culturas, de forma que "Agricultura" se tornou uma classe única de uso do solo. Embora maiores detalhamentos nessa classe não tragam benefícios aos resultados do modelo MGB-IPH, é possível que tragam melhorias aos resultados no modelo de sedimentos, indicando que a definição dessas URH pode ser revista incluindo um maior interesse na geração de sedimentos na bacia. Processo semelhante ocorre com as simplificações nos tipos de solos, considerados de forma geral como solos rasos, médios ou profundos de acordo com a sua capacidade de geração de escoamento. A simplificação adotada também pode ser revista para, por exemplo, separar tipos de solos considerados rasos (Cambissolos e Litossolos) mas com impactos um tanto distintos na perda de solo. Por outro lado, quanto maior o número de URH mais difícil tende a ser a calibração dos parâmetros do modelo, visto que estes são definidos para cada UHR e, ainda, um conjunto distinto parâmetros pode ser definido para cada sub-bacia.

### 7.3 Geração de Sedimentos na Bacia

A metodologia integrada desenvolvida e acoplada ao modelo hidrológico/hidráulico MGB-IPH possibilitou representar a variabilidade espacial da carga total de sedimentos gerada em cada minibacia, em cada passo de tempo, que segue para a rede de drenagem, servindo como condição de contorno para o módulo de transporte nos trechos de rios. Os resultados permitiram identificar locais com maior ou menor geração de sedimentos na bacia. Embora não existam dados observados na bacia para comparar com os resultados obtidos do aporte de sedimentos aos cursos d'água, resultados satisfatórios em termos de material fino produzido e transportado pelos cursos d'água foram alcançados, com bons ajustes entre as cargas de sedimentos em suspensão simuladas e as observadas ao longo dos principais rios da bacia do rio Madeira.

Apesar de identificar, de forma satisfatória, a geração de sedimentos na bacia e sua distribuição espacial, a metodologia não é capaz de indicar locais onde há deposição na superfície da minibacia por não representar o processo de deposição de sedimentos na paisagem. Todo o volume de sedimentos gerado na minibacia passa por um processo de retardo temporal através de reservatórios lineares antes de chegar aos cursos d'água e serem transportados pelo escoamento. Com isso, apenas o retardo do aporte da minibacia para os seus trechos de rios é considerado, mas toda a carga produzida, cedo ou tarde, chegará ao curso d'água e deixará a minibacia pelo seu exutório.

Para estimar a perda de solo, o modelo utiliza uma equação empírica (MUSLE) que foi desenvolvida para aplicação em locais onde os processos erosivos dominantes são a erosão laminar e em sulcos. Apesar da região dos Andes ser a principal fonte de geração de sedimentos para o rio Madeira e os resultados do modelo indicarem essa característica, os principais processos erosivos existentes são decorrentes de erosão em massa, com desmoronamento de encostas (Guyot, 1993; Guyot *et al.* 1996), o que é incompatível com o uso da MUSLE. Por outro lado, buscando ampliar os processos erosivos considerados na MUSLE, o modelo adota um fator LS bidimensional, baseado no MDE, o qual tem permitido incluir processos de erosão em ravinas e voçorocas em bacias na Bélgica (Desmet & Govers, 1997).

Embora possa ampliar os processos erosivos considerados pela MUSLE, o elevado aporte de sedimentos em suspensão estimado pelo modelo como provenientes dos Andes pode ainda estar relacionado com os valores do fator topográfico LS, o qual possuem grande sensibilidade e afetam diretamente essas estimativas. Apesar dos valores de comprimento (L) obtidos para cada pixel do MDE seja limitado pela resolução de 500m, o valor máximo é grande e tende a fazer com que as estimativas da erosão laminar do solo em áreas íngremes, como nos Andes, seja superestimado (EPA, 2004).

Como o modelo considera apenas materiais das classes areia, silte e argila, um fator que também pode ter contribuído para uma satisfatória representação da propagação das cargas de sedimentos ao longo dos principais rios da bacia, particularmente como carga em suspensão, é o fato de que, conforme apresentado por Guyot (1993), todo o material grosseiro proveniente dos Andes é retido na sua parte baixa. Desta forma, embora existe material ainda mais grosseiro sendo erodido na região andina, o material efetivamente transportado pelos rios restringe-se à granulometrias como areia, silte e argila.

Acredita-se que, embora os processos erosivos representados pela MUSLE sejam limitados nos Andes e, conseqüentemente, a equação não se mostre tão eficiente para aplicação em uma região íngreme como esta, o modelo apresentou de forma espacialmente distribuída a importância dos Andes na geração e no aporte de sedimentos para a bacia do rio Madeira, mesmo sem diferenciar quais fatores ou processos foram os responsáveis pela perda de solo. As simulações mostraram cargas consideravelmente mais elevadas nos Andes do que as verificadas nas demais áreas da bacia e os aportes para os cursos d'água permitiram representar a dinâmica nestes ambientes. Além disso, os percentuais de importância dos principais rios andinos (rios Madre de Dios, Beni, Mamoré e Guaporé) no aporte de sedimentos para o rio Madeira, bem como os valores das suas cargas aportadas, são comparáveis com valores observados.

#### 7.4 Transporte de Sedimentos no Rios

As metodologias de geração e de transporte de sedimentos e seu acoplamento ao modelo hidrológico MGB-IPH possibilitaram uma representação satisfatória do transporte de sedimentos na rede de drenagem simulada da bacia do rio Madeira. O modelo foi capaz de indicar locais com tendência a erosão ou deposição de cargas de fundo no trechos de rio, bem como estimar as concentrações e as cargas de sedimentos em suspensão compatíveis com valores observados, tanto na escala anual como nas mensal e diária.

Na maioria dos trechos de rios de cabeceira, especialmente na região Andina, verificou-se uma maior tendência à erosão de fundo durante o período de 8 anos simulado, enquanto que nos trechos mais de jusante o resultado indicou uma maior tendência à deposição. Embora os resultados refiram-se apenas ao transporte de sedimentos de fundo, representados pelas partículas de areia no modelo, a simulação identificou áreas de deposição de sedimentos na região central da bacia, próximas as confluências entre os rios Beni, Mamoré e Guaporé, que são compatíveis com regiões descritas em estudos na bacia como o realizados por Guyot *et al.* (1999). Os resultados indicaram ainda que o percentual das cargas de fundo varia entre 5 e 30% do total ao longo dos principais rios da bacia e daqueles localizados na região de planícies de inundação.

Semelhantemente as observações de outros estudos na bacia, os resultados do modelo também indicaram a região Andina como a maior produtora de sedimentos e permitiram definir claramente os rios Madre de Dios, Beni e Mamoré como os principais rios aportando sedimentos em suspensão para o rio Madeira. Destes, o rio Beni foi responsável por quase 80% do transporte. Estes resultados foram comparados com dados observados e apresentaram boa concordância, tanto nos percentuais de contribuição quanto na magnitude das concentrações e cargas médias anuais destes rios, quando a troca lateral rio-planície de sedimentos em suspensão é permitida. Verificou-se que cerca de 35% de toda a carga em suspensão aportada dos Andes para o rio Madeira é depositada nas planícies, embora este percentual seja inferior aos 50% relatados por Guyot (1993).

Resultados das séries temporais das concentrações e das cargas diárias e médias mensais simuladas foram comparados com séries temporais observadas em três estações ao longo do rio Madeira, com resultados satisfatórios. O modelo representou a variabilidade temporal dos sedimentos em suspensão ao longo do rio Madeira e, nas estações onde o modelo considerou a troca de sedimentos entre rio e planície, as concentrações de sedimentos em suspensão se aproximaram dos valores observados. Um ajuste ainda melhor aos dados observados foram obtidos com as cargas de sedimentos simuladas nestas estações.

Verificou-se que, mesmo o modelo proposto adotando uma representação simplificada da troca rio-planície de sedimentos em suspensão, adaptada à representação das planícies do módulo de propagação hidrodinâmica do MGB-IPH, foi possível observar efeitos das planícies de inundação na variabilidade das concentrações e das cargas de sedimentos em suspensão, como o amortecimento dos picos e o retardo da propagação. Este efeito se deve à retenção de sedimentos nas planícies no período de elevação dos níveis d'água e ao retorno de sedimentos para o rio no período de redução dos níveis.

A variabilidade sazonal do transporte de sedimentos em suspensão durante o ciclo hidrológico também foi bem representada. Para isso foram avaliadas as concentrações e as descargas médias mensais (1998 a 2005) simuladas em 6 localidades ao longo do rio Madeira. Os resultados das simulações mostraram um comportamento das séries temporais de sedimentos em suspensão semelhante ao comportamento do ciclo hidrológico, conforme relatado por outros estudos. Também verificou-se uma redução da concentração de sedimentos de montante para jusante ao longo do rio Madeira, a qual está relacionada com a retenção de material nas planícies de inundação e com um maior aporte líquido ao rio, com o aumento da área de contribuição, comparado ao aporte de sedimentos das bacias contribuintes, cuja geração é muito baixa em relação à geração da região Andina.

Por fim, embora a adaptação feita para permitir o fluxo lateral de sedimentos em suspensão no modelo permitiu considerar grande parte dos efeitos das planícies no transporte de sedimentos do rio Madeira, as planícies têm papel importante tanto no

armazenamento como na liberação de sedimentos em diferentes escalas (Meade, 1994) e o modelo não considera esse segundo. Como resultado, sem o efeito da resuspensão de sedimentos depositados, parte das cargas transportadas em suspensão pode estar sendo definitivamente retida nas planícies.

### 7.5 Recomendações

A metodologia integrada utilizada neste estudo e acoplada ao modelo MGB-IPH, apesar de ter permitido alcançar os objetivos de forma satisfatória, está longe de ser perfeita e apresenta limitações como as apresentadas anteriormente. Reconhecer estas limitações é fundamental para que se conheça os limites da aplicação do modelo ou formas de contornar determinados problemas, bem como para permitir que melhorias sejam feitas na sua estrutura. Dentre as possíveis melhorias, destacam-se as apresentadas a seguir.

A boa qualidade dos dados de entrada do modelo é essencial para a obtenção de bons resultados nas simulações. Percebeu-se que é possível uma melhoria da qualidade dos dados utilizados, ou uma avaliação de fontes distintas.

Na parte hidrológica do modelo, por exemplo, seria possível avaliar a melhoria dos resultados do modelo com a utilização de outras fontes de dados de precipitação (principal variável que alimenta o modelo hidrológico), tais como dados baseados em satélites do CMORPH (Joyce *et al.*, 2004) e do PERSIANN (Hsu *et al.*) 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 resultados de produção de sedimentos podem ser possíveis. Para melhorar a representação dos locais de geração de sedimentos nos Andes, é necessário representar adequadamente a geração de escoamento, o que inclui uma calibração dos parâmetros do modelo hidrológico nessa região, desde que dados de vazão, como os da base de informações do programa ORE-HYBAM, estejam disponíveis.

Em relação ao modelo de sedimentos, uma nova definição de Unidade de Respostas Hidrológicas (URH) pode ser feita buscando combinar classes de usos do solo e de tipo de solo com mais ênfase na perda de solo. Para a definição das URH também podem ser consideradas novas fontes de dados de uso e tipo de solo. Também, os parâmetros da MUSLE podem ser definidos para cada sub-bacia da discretização da bacia para o modelo hidrológico, de forma a melhor representar a variabilidade espacial dos efeitos do uso e do tipo de solo na bacia.

A região Andina se caracteriza por elevada geração de sedimentos, cujos principais processos erosivos são decorrentes de erosão em massa, com desmoronamento de encostas. Esses processos, comuns em regiões montanhosas ou com grandes declividades, não são representados pela MUSLE. Neste sentido é possível aperfeiçoar o modelo com a inclusão

de equações que permitam melhores estimativas da geração de sedimentos nessas áreas. Como exemplo, uma melhor representação da geração de sedimentos nos Andes ou em qualquer área montanhosa pode ser obtida com a inclusão de soluções que representem o escoamento em montanhas, como a apresentada por Papanicolaou *et al.* (2004). Esses autores desenvolveram um modelo unidimensional para cálculo do escoamento e do transporte de sedimentos em montanhas íngremes. O componente de sedimento do modelo considera o transporte multifracionado de sedimentos e incorpora diversos critérios de movimentos incipientes e fórmulas de atrito aplicadas a escoamento nestas regiões.

Provavelmente a capacidade de representar bem a concentração de sedimentos em suspensão nos rios não esteja necessariamente relacionada com o uso da MUSLE para estimar a geração de sedimentos nos minibacias. Os resultados do modelo mostraram uma forte relação da hidrologia da bacia e da sua topografia com a geração de sedimentos. Sendo assim, sugere-se avaliar um modelo simplificado para estimar a erosão bruta na bacia do rio Madeira, o qual possa ser função da topografia e da capacidade do escoamento em desagregar o solo e transportá-lo de acordo com a coesão e a sua granulometria. Um modelo simplificado também pode ser mais indicado quando se utiliza modelos digitais de elevação com baixa resolução, como o SRTM de 500 m aplicado neste estudo. A resolução do MDE tem impacto tanto da delimitação da bacia e na definição da sua rede de drenagem como nos resultados das equações USLE e suas derivadas, especialmente na limitação do comprimento de rampa que define o fator L, de forma que a aplicação destas equações é recomendada com MDE o mais detalhado possível.

Como comentado anteriormente, a metodologia não é capaz de indicar locais onde há deposição na superfície da minibacia por não representar o processo de deposição de sedimentos na paisagem. Uma melhoria na representação dos processos de transporte e deposição de sedimentos na superfície da minibacia (paisagem) pode ser feito com a incorporação de um termo de capacidade de transporte de sedimentos na paisagem, como o desenvolvido por Bonumá (2011) e incorporado ao modelo SWAT.

Neste trabalho, o transporte de fundo nos trechos de rios não pode ser verificado com dados observados, devido à falta destes últimos. Além disso, o modelo inclui apenas uma equação de capacidade de transporte para estas cargas. Porém, a modelagem dos movimentos dos sedimentos na escala regional pode também necessitar de mais de uma equação de transporte para satisfazer a variabilidade dos canais e das características dos sedimentos, sendo cada uma aplicada a diferentes partes da rede de drenagem. Se dados da descarga de fundo forem obtidos na bacia, seria importante incluir novas equações de capacidade de transporte ao modelo. Por outro lado, em relação ao transporte de sedimentos em suspensão, a incorporação de uma capacidade de transporte apropriada poderia permitir a deposição e a resuspensão de materiais finos nas calhas dos rios.

Por fim, a representação da troca de sedimentos entre rios e planícies pode ser melhorada considerando que as planícies têm papel importante tanto no armazenamento como na liberação de sedimentos e que o modelo considera apenas a possibilidade de deposição nestas áreas. Incluir uma formulação que permita considerar a resuspensão de sedimentos depositados nas planícies pode melhorar as estimativas das concentrações e das cargas de sedimentos nos rios.

# Referências Bibliográficas

- ACKERMAN, C. T. 2011. HEC-GeoRAS, GIS tools for support of HEC-RAS using ArcGIS - User's Manual. US Army Corps of Engineers, *Hydrological Engineering Center*, V. 4.3.93, 244p.
- AKSOY, H. AND KAVVAS, M. L. 2005. A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. *Catena*, 64, 247–271.
- ALLASIA, D. G.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M.; *et al.* 2004. Modelo hidrológico da bacia do Alto Paraguai. In: *Simpósio de Recursos Hídricos do Centro-Oeste*, 3, 2004, Goiânia. Anais... Goiânia: Associação Brasileira de Recursos Hídricos. [CD-ROM].
- ALLASIA, D.; SILVA, B.; COLLISCHONN, W. AND TUCCI, C. E. M. 2005. *Use of large basin simulation model MGB-IPH in Brazil*. Paper presented at Symposium S7.6 (New distributed modeling approaches and methods for testing models against observations), VII IAHS Scientific Assembly, Foz do Iguaçu (PR), Brazil.
- ANA. 2006. Topologia Hídrica: método de construção e modelagem da base hidrográfica para suporte à gestão de recursos hídricos. Versão 1.11. <http://www.ana.gov.br>. Acessado em agosto/2007.
- ARNOLD, J. G.; WILLIAMS, J. R. AND MAIDMENT, D. A. 1995. Continuous-Time Water and Sediment-Routing Model for Large Basins. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol 121. No. 2., ASCE. Pgs. 171-183.
- ARNOLD, J.G.; SRINIVASAN, R.; MUTTIAH, R.S. AND WILLIAMS, J.R. 1998. Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 34, p. 73–89.
- BAUME, J. P.; MALATERRE, P. O.; BELAUD, G. AND LE GUENNEC, B. 2005. *SIC: a 1D hydrodynamic model for river and irrigation canal modeling and regulation*, In “Métodos numéricos em recursos hídricos n°7”, pp 1-81, ABRH (2005).
- BESKOW, S. *et al.* 2009. Soil erosion prediction in the Grande River Basin, Brazil using distributed modeling. *Catena*. v. 79, p 49 – 59.
- BHATTARAI, R. AND DUTTA, D. 2007 Estimation of soil erosion and sediment yield using GIS at catchment scale. *J. Water Res. Manage.*, 21, 1635–1647.
- BONUMÁ, N. B. 2011. *Modeling of water, sediment and phosphorus loads in an agricultural watershed in southern brazil*. Tese de Doutorado. UFSM-RS.
- BORAH, D. K. AND BERA, M. 2003. Watershed-scale hydrologic and nonpoint-source pollution models: Review of mathematical bases. *Transaction of the ASAE*, 46(6), pp.1553-1566.
- BORDAS, M. P. 1991. An outline of hydrosedimentological zones in the Brazilian Amazon basin, 191-203. In *Water Management of the Amazon Basin*, Braga B.P.F. & Fernandez-Jauregui C. (eds.), Publ. Unesco-Rostlac, Montevideo.
- BORDAS, M. P.; LANNA, A. E.; SEMMELMANN, F. R. 1988. Evaluation des risques d'érosion et de sédimentation au Brésil à partir de bilans sédimentologiques rudimentaires, pp.

- 359-368. In *Sediment Budgets*, Bordas, M. P. & Walling, D. E. (eds.), IAHS Publ. 174.
- BOUCHEZ, J.; MÉTIVIER, F.; LUPKER, M.; MAURICE, L.; PEREZ, M.; GAILLARDET, J. AND FRANCE-LANORD, C. 2010. Prediction of depth-integrated fluxes of suspended sediment in the Amazon River: particle aggregation as a complicating factor. *Hydrol. Process.*, 25, 5, 778-794.
- BOURGOIN, L. M.; BONNET, M. P.; MARTINEZ, J. M.; KOSUTH, P.; COCHONNEAU, G.; TURCQ, P. M.; GUYOT, J. L.; VAUCHEL, P.; FILIZOLA, N. AND SEYLER, P. 2007. Temporal dynamics of water and sediment exchanges between the Curuaí floodplain and the Amazon River, Brazil. *Journal of Hydrology*, 335, 140 - 156 pp.
- BREMICKER, M. 1998. *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.
- BRITO, J. L. S.; LIMA, S. C.; SHIKI, S. AND MOREIRA, M. R. 1998. *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.
- BRUNNER, G. W. 2008. *HEC-RAS, River Analysis System, Hydraulic Reference Manual: Version 4.0*. Davis, California: US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, 747p.
- BUARQUE, D. C.; COLLISCHONN, W.; PAIVA, R. C. D.; FAN, F. M. E KAYSER, R. 2011a. *Manual de Discretização de Bacias para Aplicação do Modelo MGB-IPH - Versão 2.0*, Projeto Integrado de Cooperação Amazônica e de Modernização do Monitoramento Hidrológico, FINEP/ANA/IPH-UFRGS, Porto Alegre (RS), 51 p. Disponível on-line: <http://galileu.iph.ufrgs.br/collischonn/MGB-IPH/MGBIPH2010/Downloads.html>.
- BUARQUE, D. C.; FAN, F. M.; COLLISCHONN, W.; PAIVA, R. C. D. E KAYSER, R. 2011b. *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>.
- BUARQUE, D. C.; FAN, F. M.; PAZ, A. R. E COLLISCHONN, W. 2009. Comparação de métodos para definir direções de escoamento a partir de modelos digitais de elevação. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 14(2), pp. 91-103.
- BUARQUE, D. C.; PAIVA, R. C. D.; CLARKE, R. T. AND MENDES, C. A. B. 2011c. A comparison of Amazon rainfall characteristics derived from TRMM, CMORPH and the Brazilian national rain gauge network. *J. Geophys. Res.*, 116, doi:10.1029/2011JD016060.
- BUARQUE, D. C.; PAZ, A. R. E COLLISCHONN, W. 2008. *Extração automática de parâmetros físicos de bacias hidrográficas a partir do MNT para utilização em modelos hidrológicos*. In: Simpósio Sul-Sudeste de Recursos Hídricos, ABRH, Rio de Janeiro (RJ).

- BURROUGH, P. A. AND MCDONNELL, R. A. 1998. *Principles of Geographical Information Systems: Spatial Information Systems and Geostatistics*. Oxford University Press, Oxford, 333 p.
- BUTT, M. A. AND MARAGOS, P. 1998. Optimum design of chamfer distance transforms. *IEEE Transactions on Image Processing*, 7(10), pp. 1477-1484.
- CALLOW, J. N.; VAN NIEL, K. P. AND BOGGS, G. S. 2007. How does modifying a DEM to reflect known hydrology affect subsequent terrain analysis? *J. Hydrol.* 332, 30-39. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.06.020.
- CALMANT, S. AND SEYLER, F. 2006. Continental surface waters from satellite altimetry. *Geosciences C.R.*, 338, 1113–1122.
- CARVALHO, N. O.; DUARTE, U. M.; STRASSER, M. A.; MARQUES, F. B. R.; FERES, N. B.; LOPES, R. F.; SILVA, L. F. A. AND RUIZ, N. C. P. 2010a. *Atualização dos Estudos Sedimentológicos do Rio Madeira, RO - Período 2003/2006*. In: IX Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, Brasília, DF.
- CARVALHO, N. O.; DUARTE, U. M.; STRASSER, M. A.; MARQUES, F. B. R.; FERES, N. B.; LOPES, R. F.; SILVA, L. F. A. AND RUIZ, N. C. P. 2010b. *Avaliação do Assoreamento do Reservatório da UHE Santo Antônio para o Projeto Básico - Rio Madeira, RO*. In: IX Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, Brasília, DF.
- CARVALHO, N. O.; FILIZOLA JÚNIOR, N. P.; SANTOS, P. M. C.; LIMA, J. E. F. W. 2000. *Guia de práticas sedimentométricas*. Brasília: ANEEL. 154p.
- CGIAR-CSI. 2007. Void-filled seamless SRTM data V1 - 2004. *International Centre for Tropical Agriculture (CIAT)*, in <http://srtm.csi.cgiar.org>.
- CHANG H. H. 1988. Fluvial processes in river engineering. *John Wiley & Sons*, New York 432 p.
- CHANG, H. H. 1984. Modeling of river channel changes. *J. Hydraul. Eng.*, 110(2), 157–172.
- CHEN, Y. H. 1973. *Mathematical modeling of water and sediment routing in natural channels*. PhD dissertation, Colorado State University, USA.
- CLARKE, R. T.; BUARQUE, D. C.; PAIVA, R. C. D. AND COLLISCHONN, W. 2011. 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.
- CLARKE, R. T.; MENDES, C. A. B. AND BUARQUE, D. C. 2010. A comparison of extreme rainfall characteristics in the Brazilian Amazon derived from two gridded data sets and a national rain gauge network. *J. Geophys. Res.*, 115, doi:10.1029/2009JD013217.
- CLARKE, R.T. AND BUARQUE, D.C. (2013). Statistically combining rainfall characteristics estimated from remote-sensed and raingauge data-sets in the brazilian Amazon-Tocantins basins. *J. Geophys. Res.*, 118, doi:10.1002/jgrd.50545.
- COLLISCHONN, B. 2006. *Uso da precipitação estimada pelo satélite TRMM em modelo hidrológico distribuído*. Dissertação de Mestrado, UFRGS, IPH.
- COLLISCHONN, B.; COLLISCHONN, W. AND TUCCI, C. E. M. 2008. Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates. *Journal of*

- Hydrology*, Amsterdam, v. 360, n. 1-4, p. 207-216. doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.07.032.
- COLLISCHONN, W. 2001. *Simulação Hidrológica de Grandes Bacias*. Tese de Doutorado. Porto Alegre: IPH-UFRGS, 194 páginas.
- COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D. G.; SILVA, B. C. AND TUCCI, C. E. M. 2007. The MGB-IPH model for largescale rainfall-runoff modeling. *Hydrological Sciences Journal*, 52, 878-895 pp.
- COLLISCHONN, W.; BUARQUE, D. C.; PAZ, A. R.; MENDES, C. A. B. AND FAN, F. M. 2010. *Impact of pit removal methods on DEM derived drainage lines in flat regions*. In: AWRA 2010 Spring Specialty Conference, Orlando, FL.
- COLOMBO, R.; VOGT, J. V.; SOILLE, P.; PARACCHINI, M. L. AND DE JAGER, A. 2007. Deriving river networks and catchments at the European scale from medium resolution digital elevation data. *Catena*, 70, 296-305.
- CUNGE, J.A.; HOLLY, F.M. AND VERNEY, A. 1980. *Practical Aspects of Computational River Hydraulics*. Pitman Advanced Publishing Program.
- DE ROO, A. P. J.; OFFERMANS, R. J. E. AND CREMERSM, N. H. D. T. 1996. LISEM: a single-event, physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. 11: sensitivity analysis, validation and application. *Hydrological Processes*, vol. 10, 11 19-1126.
- DE VENDE, J.; POESEN, J.; ARABKHEDRI, M. AND VERSTRAETEN, G. 2007. The sediment delivery problem revisited. *Progress in Physical Geography*, 31(2), pp. 155-178
- DE VENDE, J.; POESEN, J.; VERSTRAETEN, G.; VAN ROMPAEY, A. AND GOVERS, G., 2008. Spatially distributed modelling of soil erosion and sediment yield at regional scales in Spain. *Global and Planetary Change*, 60(3-4), pp. 393-415.
- DEBELE, B.; SRINIVASAN, R. AND PARLANGE, J. Y. 2006. Coupling upland watershed and downstream waterbody hydrodynamic and water quality models (SWAT and CEQUAL-W2) for better water resources management in complex river basins. *Environ Model Assess*. DOI 10.1007/s10666-006-9075-1.
- DESMET P. J. J. AND GOVERS G. 1996. A GIS-procedure for automatically calculating the USLE LS-factor on topographically complex landscape units. *Journal of Soil and Water Conservation*, 51 (5): 427-433.
- DESMET P. J. J. AND GOVERS G. 1997. Two-dimensional modelling of the within-field variation in rill and gully geometry and location related to topography. *Catena*. 29: 283-306.
- DI LUZIO, M.; SRINIVASAN, R. AND ARNOLD, J. G. 2004. A GIS-coupled hydrological model system for the watershed assessment of agricultural nonpoint and point sources of pollution. *Transactions in GIS*. v. 8, n.1, p. 113-136.
- DI STEFANO, C.; FERRO, V. AND PORTO, P. 2000. Length Slope Factors for applying the Revised Universal Soil Loss Equation at Basin Scale in Southern Italy. *J. agric. Engng Res.*, 75, pp. 349-364.
- DIKSHOORN, J.A.; HUTING, J.R.M. AND TEMPEL, P. 2005. *Update of the 1:5 million Soil and Terrain Database for Latin America and the Caribbean (SOTERLAC; version 2.0)*. Report 2005/01, ISRIC – World Soil Information, Wageningen.

- DUNNE, T. AND BLACK, R. D. 1970. Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed. *Water Resources Research*, Vol. 6 (5), p. 1296-1311.
- DUNNE, T.; MERTES, L. A. K.; MEADE, R. H.; RICHEY, J. E. AND FORSBERG, B. R. 1998. Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the Amazon River in Brazil. *GSA Bulletin*, 110, 450-467.
- ECKHARDT, K.; HAVERKAMP, S.; FOHRER, N AND FREDE, H. G. 2002. SWAT-G: a version of SWAT99.2 modified for application to low mountain range catchments. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, 641-644.
- EVA, H. D.; DE MIRANDA, E. E.; BELLA, C. M. DI; GOND, V.; ET AL. 2002. *A Vegetation map of South America*, EUR 20159 EN, European Commission, Luxembourg.
- EPA 2004. *White Paper (f) Use of SWAT to Simulate Nutrient Loads and Concentrations in California*. 2004. Disponível em: <[http://www.swrcb.ca.gov/water\\_issues/programs/nutrient\\_objectives/development/docs/2004wp\\_swatapplication.pdf](http://www.swrcb.ca.gov/water_issues/programs/nutrient_objectives/development/docs/2004wp_swatapplication.pdf)> Acessado em 01 de Junho, 2015.
- FAN, F. M.; COLLISCHONN, W.; BUARQUE, D. C.; PAIVA, R. C. D. AND KAYSER, R. 2011. *Manual de introdução às ferramentas do archydro - Versão 2.1*, Projeto Integrado de Cooperação Amazônica e de Modernização do Monitoramento Hidrológico, FINEP/ANA/IPH-UFRGS, Porto Alegre (RS), 76 p.
- FAN, F. M.; COLLISCHONN, W.; BUARQUE, D. C.; PAIVA, R. C. D. E KAYSER, R. 2010. *Manual de definição de unidades de resposta hidrológica (blocos) do modelo MGB-IPH - Versão 2.0*, Projeto Integrado de Cooperação Amazônica e de Modernização do Monitoramento Hidrológico, FINEP/ANA/IPH-UFRGS, Porto Alegre (RS), 23 p.
- FAN, F. M.; COLLISCHONN, W.; BUARQUE, D. C. AND TUCCI, C. E. M. 2013. Desenvolvimento e avaliação de um sistema de previsão hidrológica distribuída para a região da UHE Três Marias. In: *XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, ABRH, Bento Gonçalves, Rio Grande do Sul.
- FAO. 2003. *The Digital Soil Map of The World*. Food and Agriculture Organization. The United Nations. Version 3.6.
- FARINASSO, M.; CARVALHO JÚNIOR, O. A. DE C.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T. E RAMOS, V. M. 2006. 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.
- FILIZOLA N. 1999. *O Fluxo de Sedimentos em suspensão nos rios da bacia Amazônica brasileira*. Brasília, Publ. Aneel, 63 p.
- FILIZOLA, N. AND GUYOT, J. L. 2009. Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessment using the Brazilian national data set. *Hydrol. Process.* 23, 3207-3215.
- FILIZOLA, N.; GUYOT, J. L.; WITTMANN, H.; MARTINEZ, J. M. AND DE OLIVEIRA, E. 2011. The Significance of Suspended Sediment Transport Determination on the Amazonian Hydrological Scenario. - In: Manning, A. J. (Eds.), *Sediment Transport in Aquatic Environments*, InTech, 45-64.
- FINLAYSON, D. P. AND MONTGOMERY, D. R. 2003. Modeling large-scale fluvial erosion in geographic information systems. *Geomorphology*, v 53, 147-164.

- FLEMING, J. M. AND DOAN, J. H. 2010. *HEC-GeoHMS, Geospatial Hydrologic Modeling Extension - User's Manual*. US Army Corps of Engineers, Hydrological Engineering Center, V. 5.0, 197p.
- FOSTER, G. R. AND WISCHMEIER, W. H. 1974. Evaluating irregular slopes for soil loss prediction. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 17:305-309.
- FREAD, D. L. 1993. Flow Routing In: Maidment, D. R. *Handbook of hydrology* McGraw-Hill, New York.
- FU, B. J.; ZHAO, W. W.; CHEN, L. D.; ZHANG, Q. J.; LÜ, Y. H.; GULINCK, H. AND POESEN, J. 2005. Assessment of soil erosion at large watershed scale using RUSLE and GIS: a case study in the Loess Plateau of China. *Land Degradation & Development*, 16: 73–85. doi: 10.1002/ldr.646.
- GARCIA, M. H. 2008. *Sedimentation Engineering: Processes, Measurements, Modeling, and Practice*. ASCE Manual and Reports on Engineering Practice No. 110. 1132 pp.
- GASSMAN, P. W.; REYES, M. R.; GREEN, C. H. AND ARNOLD, J. G. 2007. The Soil and Water Assessment Tool: Historical development, applications, and future research directions. *Trans. Am. Soc. Agric. Biol. Engrs* 50(4), 1211–1250.
- GASSMAN, P. W.; WILLIAMS, J. R.; WANG, X.; SALEH, A.; OSEI, E.; HAUCK, L. M.; IZAURRALDE, R. C. AND FLOWERS, J. D. 2009. *The Agricultural Policy Environmental EXtender (APEX) Model: An Emerging Tool for Landscape and Watershed Environmental Analyses*. Technical Report 09-TR 49, Iowa State University, Center for Agricultural and Rural Development, 111 p.
- GEORGE, C. AND LEON, L. F. 2007. WaterBase: SWAT in an open source GIS. *The Open Hydrology Journal*, v. 1, p. 19-24.
- GOLSON, K. F.; TSEGAYE, T. D.; RAJBHANDARI, N. B.; GREEN, T. H. AND COLEMAN, T. L. 2000. *Evaluating Modified Rainfall Erosivity Factors in the Universal Soil Loss Equation*. Geoscience and Remote Sensing Symposium. Proceedings. IGARSS 2000. IEEE 2000 International. doi 10.1109/IGARSS.2000.858251.
- GRAHAM, S. T.; FAMIGLIETTI, J. S. AND MAIDMENT D. R. 1999. Data Sets of Continental Watersheds and River Networks for Use in Regional and Global Hydrologic and Climate System Modeling Studies. *Water Resources Research*, vol. 35(2), pp. 583-587.
- GÜNTNER, A. 2002. *Large-scale hydrological modelling in the semi-arid North-East of Brazil*. Dissertation. Institut für Geoökologie, Universität Potsdam, PIK-Report, Nr. 77, 2002.
- GÜNTNER, A. AND BRONSTERT, A. 2004. Representation of landscape variability and lateral redistribution processes for large-scale hydrological modelling in semi-arid areas. *J. Hydrol.*, 297, 136–161, 2004.
- GUYOT J.L., BOURGES J., HOORELBECKE R., ROCHE M.A., CALLE H., CORTES J., BARRAGAN M.C. 1988. *Exportation de matières en suspension des Andes vers l'Amazonie par le Rio Béni, Bolivie*, p. 443-451. In *Sediment Budgets*, M.P. Bordas & D.E. Walling (eds.), IAHS Publ. 174.
- GUYOT, J. L. 1993. *Hydrogéochimie des feuves de l'Amazonie bolivienne*. Coll. Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris, France, 262 pp.

- GUYOT, J. L., BOURGES, J., CALLE, H., CORTES, J., HOORELBECKE, R. AND ROCHE, M. A. 1989. *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.
- GUYOT, J. L.; BOURGES, J. AND CORTEZ, J. 1994. Sediment transport in the Rio Grande, an Andean river of the Bolivian Amazon drainage basin. In: Olive, L. J. ; Loughran, R.J. and Kesby, J. A. (Eds). *Variability in Stream Erosion and Sediment Transport* (Proc. Canberra Symp., December 1994), 223-231. IAHS Publ. no. 224.
- GUYOT, J. L.; FILIZOLA, N.; QUINTANILLA, J. AND CORTES, J. 1996. *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.
- GUYOT, J. L.; JOUANNEAUB, J. M. AND WASSON, J. G. 1999. 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.
- HABERSACK, H. M. 1998. *Numerical sediment transport models - theoretical and practical aspects*. In: Modelling Soil Erosion, Sediment Transport and Closely Related Hydrological Processes (Proceedings of Ton a symposium held at Vienna, July 1998). IAHS Publ. no. 249, 1998.
- HANLEY, N.; FAICHNEY, R.; MUNRO, A. AND SHORTLE, J. S. 1998. Economic and environmental modelling for pollution control in an estuary. *Journal of Environmental Management* 52, 211-225.
- HELLWEGER, F. 2008. *AGREE - DEM Surface Reconditioning System*. University of Texas, Austin. Disponível on line: <http://www.ce.utexas.edu/prof/maidment/GISHYDRO/ferdi/research/agree/agree.html>. Acessado em: março de 2012.
- HELLWEGER, F.L. AND MAIDMENT, D.R. 1999. Definition and connection of hydrologic elements using geographic data. *Journal of Hydrologic Engineering*, 4(1), pp. 10-18.
- HILL, A.J. AND NEARY V. S. 2005. Factors Affecting Estimates of Average Watershed Slope. *J. Hydrologic Engineering*, 10(2), 133-140.
- HOLLY, JR. F. M. AND RAHUEL, J. L. 1990. New numerical/physical framework for mobile bed modeling, Part 1: Numerical and physical principle. *J. Hydraulic Research*, IAHR - 28(4), 401- 416.
- HSU, K.; GAO, X.; SOROOSHIAN, S. AND GUPTA, H. V. 1997. Precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks. *J. Appl. Meteorol.*, 36, 1176-1190.
- HUFFMAN, G.; ADLER, R.; BOLVIN, D.; GU, G.; NELKIN, E.; BOWMAN, K.; HONG, Y.; STOCKER, E. AND WOLFF, D. (2007). 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.
- HUTCHINSON, M. F. 1989. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology*, 106, 211-232.

- JENSON, S. K. 1991. Applications of hydrologic information automatically extracted from digital elevation models. *Hydrological Processes*, 5, pp. 31-44.
- JENSON, S. K. AND DOMINGUE, J. O. 1988. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 54(11), pp. 1593-1600.
- JETTEN, V; GOVERS; G. AND HESSEL, R. 2003. Erosion models: quality of spatial predictions. *Hydrol. Process.* 17, pp. 887-900.
- JIMÉNEZ, K. Q. 2011. Modelagem hidrológica com uso da estimativa de chuva por sensoriamento remoto. Dissertação de Mestrado. Porto Alegre: IPH-UFRGS, 144 páginas.
- JOYCE, R. J.; JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A. AND XIE, P. 2004. 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.
- JULIEN, P. Y. 2010. *Erosion and Sedimentation*. Cambridge University Press, 2nd Ed., p. 392.
- KALIN, L. AND HANTUSH, M. M. 2003. *Evaluation of sediment transport models and comparative application of two watershed models*. EPA Report No. EPA/600/R-03/139, USEPA-NRMRL, Cincinnati, OH, 81 pg.
- KALNAY, E. ET AL. 1996. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437 – 471 pp.
- KARYDAS, C. G.; PANAGOS, P. AND GITAS, I. Z. (2012). A classification of water erosion models according to their geospatial characteristics. *International Journal of Digital Earth*, p 1-22, DOI:10.1080/17538947.2012.671380
- KAVVAS, M. L., CHEN, Z. Q., DOGRUL, C., YOON, J. Y., OHARA, N., LIANG, L., AKSOY, H., ANDERSON, M. L., YOSHITANI, J., FUKAMI, K. AND MATSUURA, T. 2004. Watershed Environmental Hydrology (WEHY) model based on upscaled conservation equations: hydrologic module. *J. Hydrol. Engng.*, ASCE 9(6), 450-464.
- KAVVAS, M. L., YOON, J., CHEN, Z. Q., LIANG, L., DOGRUL, E. C., OHARA, N., AKSOY, H., ANDERSON, M. L., REUTER, J. AND HACKLEY, S. 2006. Watershed Environmental Hydrology model: environmental module and its application to a California watershed. *J. Hydrol. Engng.*, ASCE 11(3), 261-272.
- KINNELL, P. I. A. AND RISSE L. M. 1998. USLE-M: Empirical modelling rainfall erosion through runoff and sediment concentration. *Soil Science Society of America Journal*, 62, 1667-1672.
- KINNELL, P. I. A. 2001. Slope length factor for applying the USLE-M to erosion in grid cells. *Soil & Tillage Research*, 58 (2001), pp. 11-17.
- KINNELL, P. I. A. 2003. Event erosivity factor and errors in erosion predictions by some empirical models. *Australian Journal of Soil Research*, 41, 991-1003.
- KINNELL, P. I. A. 2004. Letter to the Editor on “The Mathematical Integrity of and Pe actors are calculated using weighting factors that are Some Universal Soil Loss Equation Variants”. *Comments & Letters to the Editor*. On-line:

- <http://members.ozemail.com.au/~pkinnell/pubs/2004/SSSAJ2004-336.pdf>.  
Acessado: março 2012.
- KINNELL, P. I. A. 2005. Why the universal soil loss equation and the revised version of it do not predict event erosion well. *Hydrol. Process.* 19, 851–854.
- KINNELL, P. I. A. 2010. Event soil loss, runoff and the Universal Soil Loss Equation family of models: A review. *Journal of Hydrology*, 385 (2010) 384–397.
- KINNEL, P. I. A. 2014. Applying the  $Q_{REI30}$  index within the USLE modelling environment. *Hydrol. Process.* 25, 591–598.
- KIRKBY, M. 2001. *From Plot to Continent: Reconciling Fine and Coarse Scale Erosion Models*. In: Stott, D. E.; Mohtar, R. H. and Steinhardt, G. C. (Eds). 2001. Sustaining the Global Farm. Selected papers from the 10th International Soil Conservation Organization Meeting held May 24-29, 1999 at Purdue University and the USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory. Pages 860-870. <http://topsoil.nserl.purdue.edu/nserlweb-old/isco99/pdf/ISCODisc/SustainingTheGlobalFarm/P271-Kirkby.pdf>
- KIRKBY, M.J., AND CHORLEY, R.J. 1967. Throughflow, overland flow and erosion. *Bulletin Int. Ass. of Hydrol. Sci.* 12:5-21.
- KOUWEN, N. *et al.* 1993. Grouping Response Units for Distributed Hydrologic Modelling, *Journal of Water Resources Management and Planning*, ASCE, 119(3), 289-305 pp.
- KRYSAKOVA, V.; MEINER, A.; ROOSAARE, J.; AND VASILYEV, A., 1989. Simulation modelling of the coastal waters pollution from agricultural watershed. *Ecological Modelling*, 49: 7-29.
- KRYSAKOVA, V.; MILLER-MOHLFEIL, D. I. AND BECKER, A. 1996. Mesoscale integrated modelling of hydrology and water quality with GIS Interface. In CD-ROM: *Troc. Third Int. Conf. on Integrating GIS and Env. Modeling*. California National Center for Geographical Information and Analysis, Santa Barbara.
- KRYSAKOVA, V.; MUELLER-WOHLFEIL, D. I. AND BECKER, A. 1998. Development and test of a spatially distributed hydrological / water quality model for mesoscale watersheds. *Ecological Modelling*, 106, 261-289.
- KRYSAKOVA, V; WECHSUNG, F.; ARNOLD, J.; SRINIVASAN, R. AND WILLIAMS, J. 2000. PIK Report Nr. 69 "*SWIM (Soil and Water Integrated Model), User Manual*", 239p.
- KUMMEROW, C., *ET AL.* 2000. 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.
- LAI, Y. G. 2005. *River and Watershed Modeling: Current Effort and Future Direction*. US-China Workshop on Advanced Computational Modelling in Hydroscience & Engineering. September 19-21, 2005, Oxford, Mississippi, USA.
- LE GUENNEC, B. AND STRASSER, M. A. 2007. 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.
- LE GUENNEC, B.; BELAUD, G. AND BAUME, J-P. 2008. 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.
- LEHNER, B.; VERDIN, K. AND JARVIS, A. 2006. HydroSHEDS Technical Documentation. World Wildlife Fund US, Washington, DC. Disponível em <http://hydrosheds.cr.usgs.gov>.
- LENHART, T.; VAN ROMPAEY, A.; STEEGEN, A.; FOHRER, N.; FREDE, H-G. AND GOVERS, G. 2005. Considering spatial distribution and deposition of sediment in lumped and semi-distributed models. *Hydrol. Process.* 19, 785–794.
- LIANG, X.; LETTENMAIER, D. P.; WOOD, E. F. AND BURGESS, S. J. 1994. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. D7, pp.14415-28.
- LUFAFAA, A.; TENYWAA, M. M.; ISABIRYEB, M.; MAJALIWAA, M. J. G. AND WOOMEER, P. L. 2003. Prediction of soil erosion in a Lake Victoria basin catchment using a GIS-based Universal Soil Loss model. *Agricultural Systems*, 76 (2003) 883–894.
- MAEDA, E. E. 2008. *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.
- MAIDMENT, D. 2002. *Arc Hydro: GIS for Water Resources*. ESRI Press, Redlands, CA.
- MANGIAROTTI, S.; MARTINEZ, J.-M.; BONNET, M.-P.; BUARQUE, D. C.; FILIZOLA, N. AND MAZZEGA, P. 2013. 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*, Vol. 21, pp. 341–355. doi:10.1016/j.jag.2012.07.015.
- MARTIN, P. H.; LEBOEUF, E. J.; DOBBINS, J. P.; DANIEL, E. B. AND ABKOWITZ, S. 2005. Interfacing GIS with water resource models: a state-of-the-art review. *Journal of the American Water Resources Association*, 41(6), pp. 1471–1487.
- MARTINEZ J.M., GUYOT J. L., FILIZOLA N. AND SONDAG F. 2009. Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena*, Vol. 79, Issue 3, 15, pp. 257-264.
- MEADE, R. H. 1994. Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco Rivers. *Quaternary International*, vol 21, pp. 29 - 39.
- MEADE, R. H.; RAYOL, J. M.; DA CONCEIÇÃO, S. C.; NATIVIDADE, J. R. G. 1991 Backwater effects in the Amazon River basin of Brazil. *Environmental Geology and Water Sciences*, 18 (2), 105-114 pp.
- MEDEIROS, P. H. A.; GÜNTNER, A.; FRANCKE, T.; MAMEDE, G. L. AND ARAÚJO, J. C. 2010. Modelling spatio-temporal patterns of sediment yield and connectivity in a semi-arid catchment with the WASA-SED model. *Hydrological Sciences Journal – Journal des Sciences Hydrologiques*, 55(4), pp. 636-648.
- MERRITT, W.S.; LETCHER, R.A. AND JAKEMAN, A.J. 2003. A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling & Software*, 18, pp. 761–799.
- MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; RUHOFF, A. L. 2010. 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.
- MOLINIER, M.; GUYOT, J.L. E OLIVEIRA, E. ET AL. 1994. Hidrologia da bacia do rio Amazonas. *A Água em Revista*, v. 2, n. 3, pp. 31-36.
- MOLNÁR, D. K. AND JULIEN, P. Y. 1998. Estimation of upland erosion using GIS. *Computers & Geosciences*, Vol. 24, No. 2, pp. 183-192.
- MOORE, I. D. AND BURCH, G. J. 1986. Physical basis of the length-slope factor in the universal soil loss equation. *Soil Science Society of America Journal*, 50: 1294–1298.
- MOORE, R. J. AND CLARKE, R. T. 1981. A distribution function approach to rainfall-runoff modeling. *Water Resources Research*, 17(5), 1367-1382 pp.
- MUELLER, E. N.; A. GÜNTNER, A.; FRANCKE, T. AND MAMEDE, G.. 2010. Modelling sediment export, retention and reservoir sedimentation in drylands with the WASA-SED model. *Geosci. Model Dev.*, 3, 275–291, 2010. [www.geosci-model-dev.net/3/275/2010/](http://www.geosci-model-dev.net/3/275/2010/).
- MELLER, A. 2012. *Previsão de Cheias por Conjunto em Curto Prazo*. Tese de Doutorado. Porto Alegre: IPH-UFRGS, 223 páginas.
- NDOMBA, P. M. AND VAN GRIENSVEN, A. 2011. 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. On-line in: [www.intechweb.org/book](http://www.intechweb.org/book).
- NEITSCH, S. L.; ARNOLD, J. G.; KINIRY, J. R. AND WILLIAMS, J. R. 2005. *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>. Accessed 16 March 2012.
- NIJSSEM, B; LETTENMAIER, D. P.; LIANG, X.; WETZEL, S. W.; WOOD, E. F. 1997 Streamflow simulation for continental-scale river basins. *Water Resources Research*, Vol. 33 No. 4 pp. 711-724, April.
- NÓBREGA, M. T.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. AND PAZ, A. R. 2011. Uncertainty in climate change impacts on water resources in the Rio Grande Basin, Brazil. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 585-595, doi:10.5194/hess-15-585-2011, 2011.
- OLIVEIRA, F. 2001. Extracting hydrologic information from spatial data for HMS modeling. *Journal of Hydrologic Engineering*, Nov-Dez, pp. 524 – 530.
- OLIVEIRA, F. E. AND MAIDMENT, D. 1999. Geographic information system (GIS)-based spatially distributed model for runoff routing. *Water Resour. Res.*, 35(4), pp. 1155-1164.
- OLIVERA, F.; VALENZUELA, M.; SRINIVASAN, R.; CHOI, J.; CHO, H.; KOKA, S. AND AGRAWAL, A. 2006. ArcGIS-SWAT: A geodata model and GIS interface for SWAT. *Journal of the American Water Resources Association*, 42(2), pp. 295–309.
- ONSTAD, C. A. AND FOSTER, G. R. 1975. Erosion modelling on a watershed. *Transactions of the ASAE*, 18, pp. 288-292.

- PAIVA, R. C. D. 2009. *Modelagem hidrológica e hidrodinâmica de grandes bacias. Estudo de caso: bacia do rio Solimões*. Dissertação de Mestrado. Porto Alegre: IPH-UFRGS, 182 páginas.
- PAIVA, R. C. D.; BUARQUE, D. C.; CLARKE, R. T.; COLLISCHONN, W. AND ALLASIA, D. G. 2011A. Reduced precipitation over large water bodies in the Brazilian Amazon shown from TRMM data. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L04406, doi:10.1029/2010GL045277.
- PAIVA, R. C. D.; COLLISCHONN, W. AND TUCCI, C. E. M. 2011B. Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach. *J. Hydrol.*, 406, 170–181, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.06.007.
- PAIVA, R. C. D.; COLLISCHONN, W. AND BUARQUE, D. C. 2013. 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.
- PAPANICOLAOU, A. N.; ELHAKEEM, M.; KRALLIS, G.; PRAKASH, S. AND EDINGER, J. 2008. Sediment Transport Modeling Review - Current and Future Developments. *J. Hydraul. Eng*, ASCE , vol. 134, DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2008)134:1(1).
- PARK, E. AND LATRUBESSE, E. M. 2014. Modeling suspended sediment distribution patterns of the Amazon River using MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 147, p. 232 - 242. DOI:10.1016/j.rse.2014.03.013.
- PAZ, A. R. AND COLLISCHONN, W. 2007. River reach length and slope estimates for large-scale hydrological models based on a relatively high-resolution digital elevation model. *Journal of Hydrology (Amsterdam)*, v. 343, issues 3-4, p. 127-139.
- PAZ, A. R.; COLLISCHONN W. E E TUCCI C. E. M. 2005. *Geração de direções de fluxo para modelagem hidrológica de grande escala*. In: Anais do XVI Simpósio de Recursos Hídricos, João Pessoa, 2005. [CD-ROM].
- PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W. E SILVEIRA, A. L. L. 2006. Improvements in large scale drainage networks derived from digital elevation models. *Water Resour. Res.*, 42, W08502, doi:10.1029/2005WR004544.
- PONCE, V. M. 1989. *Engineering Hydrology*. Prentice Hall.
- PRESTON N. J AND SCHMIDT J. 2003. Modelling sediment fluxes at large spatial and temporal scales. In *Concepts and Approaches to Long Term and Large Scale Modelling of Fluvial Systems*, Lang A.; Hennrich K.; Dikau R. (Eds). Lecture Notes in Earth Sciences 101. Springer-Verlag: Berlin, Heidelberg, New York; 49–67.
- PROSSER, I. P.; YOUNG, B.; RUSTOMJI, P.; HUGHES, A. AND MORAN, C. 2001. *A model of river sediment budgets as an element of river health assessment*. In: Proceedings of the International Congress on Modelling and Simulation (MODSIM'2001), December 10–13, pp. 861–866.
- QUEIROZ, M. M. A.; HORBE, A. M. C. AND MOURA, C. A. V. 2011. Mineralogia e química dos sedimentos de fundo do médio e baixo Madeira e de seus principais tributários - Amazonas - Brasil. *Acta Amazônica*. 42: 135-148.
- QUINN, P.; BEVEN, K. J.; CHEVALLIER, P. AND PLANCHON, O. 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, v. 5, p. 59-80.

- RADAMBRASIL. 1982. *Programa de Integração Nacional, Levantamento de Recursos Naturais*. Ministério das Minas e Energia, Secretaria-Geral.
- RAWLS, W. J.; AHUJA, L. R.; BRAKENSIEK, D. L. AND SHIRMOHAMMADI, A. 1993. Infiltration and soil water movement. In: Maidment, D. R. (Ed.), *Handbook of hydrology*. McGraw-Hill, New York.
- RENARD, K.G., FOSTER, G.R., WEESIES, G.A., PORTER, J.P., 1991. RUSLE: revised universal soil loss equation. *Journal of Soil and Water Conservation*, v. 46, n. 1, p. 30–33.
- RENARD, K.G., FOSTER, G.R., YODER, D.C., MCCOOL, D.K., 1994. RUSLE revisited: status, questions, answers, and the future. *Journal of Soil and Water Conservation*, v. 49, n. 3, p. 213– 220.
- RENARD, K.G.; FOSTER, G.R.; WEESIES, G.A.; MCCOOL, D.A. AND YODER, D.C. 1997. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE). *Agricultural Handbook*, Vol. 703. US Government Print Office, Washington, DC.
- RENNÓ, C. D.; NOBRE, A. D.; CUARTAS, L. A.; SOARES, J. V.; HODNETT, M. G.; TOMASELLA, J. AND WATERLOO, M. 2008. HAND, a new terrain descriptor using SRTM-DEM; mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. *Remote Sensing of Environment*, 112, 3469-3481.
- RIBEIRO NETO, A. 2006. *Simulação Hidrológica na Amazônia: Rio Madeira*. Tese de Doutorado, COPPE, UFRJ.
- RIBEIRO NETO, A.; SILVA, R. C. V.; COLLISCHONN, W. E TUCCI, C. E. M. 2008. Simulação na Bacia Amazônica com Dados Limitados: Rio Madeira. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, vol. 13, n.3, Jul/Set 2008, p. 47-58.
- ROZANTE, J. R.; MOREIRA, D. S.; DE GONCALVES, L. G. G. AND VILA, D. A. 2010: Combining TRMM and Surface Observations of Precipitation: Technique and Validation over South America. *Wea. Forecasting*, 25, 885–894. DOI: 10.1175/2010WAF2222325.1.
- SANTOS DA SILVA, J.; CALMANT, S.; SEYLER, F.; ROTUNNO FILHO, O. C.; COCHONNEAU, G. AND MANSUR, W. J. 2010. Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions. *Remote Sensing of Environment*, 114, 10, 2160-2181.
- SHUTTLEWORTH, W. J. 1993. Evaporation. In: Maidment, D. R. (Ed.), *Handbook of hydrology*, McGraw-Hill, New York.
- SILVA, B. C.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M.; CLARKE, R. T. E DELGADO, M. C. 2007. Previsão hidroclimática de vazão de curto prazo na bacia do rio São Francisco. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 12(3), 31 - 42 pp.
- SIVAPALAN, M.; VINEY, N. R. AND JEEVARAJ, C. G. 1996. Water and salt balance modelling to predict the effects of land-use changes in forested catchments. 3. The large catchment model. *Hydrological Processes*, 10, 429-446.

- SMITH, M. J.; GOODCHILD, M. F. AND LONGLEY, P. A. 2007. *Geospatial Analysis: A Comprehensive Guide to Principles, Techniques and Software Tools*. Troubador Publishing Ltd; 2nd edition, 516 p. <http://www.spatialanalysisonline.com/output/>
- TODINI, E. 1996. The ARNO rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, 175. 339 - 382.
- TOMASELLA, J.; BORMA, L. S.; MARENGO, J. A.; RODRIGUEZ, D. A.; CUARTAS, L. A.; NOBRE, C. A. AND PRADO, M. C. R. 2010. The droughts of 1996-1997 and 2004-2005 in Amazonia: hydrological response in the river main-stem. *Hydrological Processes*. Published online in Wiley Online Library ([wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)). DOI: 10.1002/hyp.7889.
- TOMAZONI, J. C.; MANTOVANI, L. E.; BITTENCOURT, A. V. L. AND ROSA FILHO, E. F. DA. 2005. 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](http://www.rc.unesp.br/igce/grad/geografia/revista.htm).
- TOY, T. J.; FOSTER, G. R. AND RENARD, K. G. 2002. *Soil Erosion: Processes, Prediction, Measurement, and Control*. New York: John Wiley & Sons, 338 p.
- TRIGG, M. A.; WILSON, M. D.; BATES, P. D.; HORRITT, M. S.; ALSDORF, D. E.; FORSBURG, B. R. AND VEGA, M. C. 2009. Amazon flood wave hydraulics. *Journal of Hydrology*. 374, 92–105.
- TUCCI, C. E. M. 1978. *Hydraulic and Water Quality Model for a River Network*. PhD dissertation, Colorado State University, Fort Collins, USA.
- TUCCI, C. E. M., 2005. *Modelos Hidrológicos*. Associação Brasileira de Recursos Hídricos - ABRH, Porto Alegre.
- TUCCI, C. E. M.; CLARKE, R. T.; COLLISCHONN, W.; DA SILVA DIAS, P. L. AND DE OLIVEIRA, G. S. 2003. Long-term flow forecasts based on climate and hydrologic modeling: Uruguay River basin. *Water Resour. Res.*, 39, 1181, doi:10.1029/2003WR002074.
- VAN GRIENSVEN, A., POPESCU, I., ABDELHAMID, M.R., NDOMBA, P.M., BEEVERS, L., BETRIE, G.D. 2013. Comparison of Sediment Transport Computations Using Hydrodynamic versus Hydrologic Models in the Simiyu River in Tanzania. *Physics and Chemistry of the Earth*, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2013.02.003>
- VAN REMORTEL, R.; HAMILTON, M. AND HICKEY, R. 2001. Estimating the LS factor for RUSLE through iterative slope length processing of digital elevation data. *Cartography*, v. 30, no. 1, pp. 27-35.
- VANONI, V. A. 1975. *Sedimentation Engineering*. Manual 54, American Society of Civil Engineers, New York, 745 p.
- VERDIN, K. L. AND VERDIN, J. P. 1999. A topological system for delineation and codification of the Earth's rivers basins. *Journal of Hydrology*, 218, pp. 1-12.
- VIEIRA DA SILVA, R. C. E WILSON JR, G. 2006. *Hidráulica Fluvial*. Volume II. COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 256 p.
- VILLAR, R. E.; MARTINEZ, J. M.; GUYOT, J. L.; FRAIZY, P.; ARMIJOS, E.; CRAVE, A.; BAZÁN, H.; VAUCHEL, P.; AND LAVADO, W. 2012. The integration of field measurements and satellite observations to determine river solid loads in poorly monitored basins. *Journal of Hydrology*, vols. 444–445, pp. 221-228.

- VILLAR, R. E.; MARTINEZ, J. M.; TEXIER, M. L.; GUYOT, J. L.; FRAIZY, P.; MENESES, P. R. AND OLIVEIRA, E. 2013. 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.
- VINEY, N. R. AND SIVAPALAN, M. 1999. A conceptual model of sediment transport: application to the Avon River Basin in Western Australia. *Hydrological Processes*, 13, pp. 727–743.
- VOGT, J. V.; COLOMBO, R. E AND BERTLO, F. 2003. Deriving drainage networks and catchment boundaries: a new methodology combining digital elevation data and environmental characteristics. *Geomorphology*, 53, pp. 281–298.
- WALLING, D. E. 1983. The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology*, 65, 209-37.
- WALLING, D. E. AND FANG, D. 2003. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change*, 39, pp. 111 - 126.
- WIGMOSTA, M. S.; VAIL, L. W. AND LETTENMAIER, D. P. 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, Vol 30, No. 6, pp. 1665-1679.
- WILKINSON, S. N.; PROSSER, I. P.; RUSTOMJI, P. AND READ, A. M. 2009. Modelling and testing spatially distributed sediment budgets to relate erosion processes to sediment yields. *Environmental Modelling & Software*, 24, pp. 489-501.
- WILLIAMS, J. R. 1975. 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.
- WILLIAMS, J. R.; JONES, C. A. AND DYKE, P. T. 1984. The EPIC model and its application. In: *Proc. Intl. Symp. on Minimum Data Sets for Agrotechnology Transfer.*, March 21-26, INCRISAT Center, Índia. pp. 111-121.
- WILLIAMS, J.R. 1995. Chapter 25. The EPIC Model. p. 909-1000. In: *Computer Models of Watershed Hydrology*. *Water Resources Publications*. Highlands Ranch, CO.
- WILSON, J. P. AND GALLANT, J. C. 2000. *Terrain analysis: principles and applications*. John Wiley and Sons, 479 p.
- WISCHMEIER, W. H. AND SMITH, D. D. 1965. Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains. *Agriculture Handbook 282*. USDA-ARS.
- WISCHMEIER, W. H. AND SMITH, D. D. 1978. *Predicting rainfall losses: A guide to conservation planning*. USDA Agricultural Handbook No. 537. U.S. Gov. Print. Office, Washington, D. C.
- WISCHMEIER, W. H.; JOHNSON, C. B. AND CROSS, B. V. 1971. A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. *Journal of Soil and Water Conservation*, 26, pp. 189-193.
- WU, W. 2008. *Computational River Dynamics*. Taylor & Francis, London, 494 p.
- WU, W. AND WANG, S. S. Y. 2006. Formulas for sediment porosity and settling velocity. *J. Hydraulic Eng.*, ASCE, 132(8), 858-862.

- WU, W.; VIEIRA, D. A. AND WANG, S. S. Y. 2004. One-Dimensional Numerical Model for Nonuniform Sediment Transport under Unsteady Flows in Channel Networks. *J. Hydraul. Eng.*, 130(9), pp. 914-923.
- YANG, C. T. 1973. Incipient motion and sediment transport. *J. Hydr. Div.*, 99(10), pp. 1679-1704.
- YANG, C. T. 1984. Unit stream power equation for gravel. *J. Hydraulic Eng.*, ASCE, 110(12).
- YANG, C. T. 1996. *Sediment transport: Theory and practice*. McGraw-Hill Series in Water Resources and Environmental Engineering, McGraw-Hill, New York ~reprinted by Krieger, Malabar, Fla.
- YANG, C. T. AND SIMÕES, F. J. M. 2008. GSTARS computer models and their applications. Part I: Theoretical development. *Int. J. Sediment Res.*, 23(3), pp. 197-211.
- YAPO, P. O.; GUPTA, H. V. AND SOROOSHIAN, S. 1998. Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology*, 204, 83-97 pp.
- ZHANG, W. H. AND MONTGOMERY, D. R. 1994. Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations. *Water Resources Research*, 30 (4), 1019-1028.

# Anexos

## Anexo A - Modelo Hidrológico MGB-IPH

O modelo MGB-IPH, descrito em Collischonn (2001), Collischonn *et al.* (2007) e Paiva *et al.* (2011b), é um modelo hidrológico distribuído de grandes escalas baseado em processos que utiliza equações físicas e conceituais para simular, com passo de tempo diário ou horário, os processos hidrológicos na superfície terrestre, divididos em quatro módulos: balanço hídrico no solo; balanço de energia e evapotranspiração; interceptação, geração e propagação de escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo nos elementos de discretização da bacia hidrográfica; e propagação de vazão na rede de drenagem.

Desenvolvido por Collischonn (2001) com base nos modelos LARSIM, apresentado por Bremicker (1998), e VIC-2L (Wigmosta *et al.*, 1994; Liang *et al.*, 1994; Nijssen *et al.*, 1997), o modelo MGB-IPH foi adaptado para trabalhar com uma discretização em minibacias, as quais são ainda sub-divididas em Unidades de Respostas Hidrológicas (URH) (Figura A1), que são áreas de comportamento hidrológico similares definidas por uma combinação de mapas de cobertura da terra e de tipo do solo (Kouwen *et al.*, 1993). Em cada minibacia as características de uso de solo, cobertura vegetal e tipo de solo são sintetizadas nas URH.

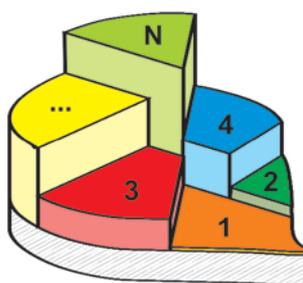


Figura A1 - Minibacia do modelo MGB-IPH dividida em N classes de uso, tipo e cobertura do solo (URH).

Para a 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 centróides 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. Este mesmo conceito tem sido utilizado em modelos como o PDM (Moore & Clarke, 1981), VIC2L e LARSIM. Para o balanço de energia o modelo utiliza variáveis meteorológicas de superfície, 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, sub-superficial (ou interno) e subterrâneo. Para a determinação do escoamento sub-superficial 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 (sub-superficial) 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). 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. A seguir, são apresentados os processos hidrológicos e hidráulicos simulados pelo modelo MGB-IPH baseada na descrição original de Collischonn (2001) e na descrição atualizada de Paiva *et al.* (2009).

## **A1. Processos hidrológicos verticais**

O balanço de água no solo e o de energia são feitos independentemente em cada URH das minibacias, 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. Este processos estão apresentados no esquema da Figura A2.

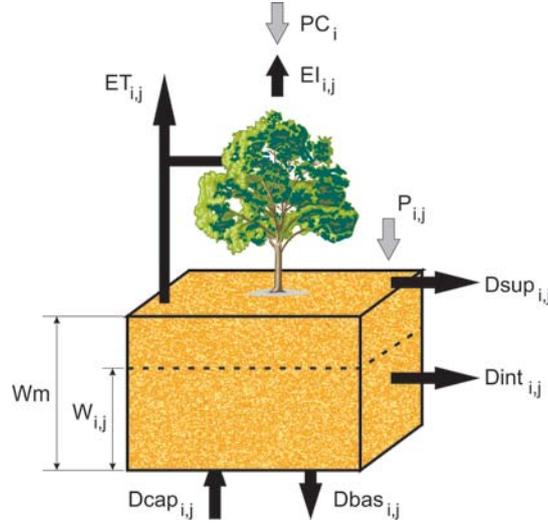


Figura A2 - Esquema do balanço de água no solo do modelo MGB-IPH para uma Unidade de Resposta Hidrológica. Adaptado de Collischonn (2001).

### A1.1 Intercepção

A intercepção 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 ( $S_{max}$ ) dependente da densidade de vegetação que cobre o solo, a qual é indicada pelo Índice de Área Foliar (IAF). Este índice expressa a relação entre a área total das folhas da vegetação e a área superficial do solo e o seu valor depende do tipo de vegetação (menor que 1,0 em vegetação rasteira e 6,0 ou mais em florestas), podendo variar ao longo do ano em casos como o de culturas agrícolas. O valor de  $S_{max}$  do reservatório de intercepção é dado por:

$$S_{max_j} = \alpha \cdot IAF_j \quad (A1)$$

sendo  $S_{max_j}$  e  $IAF_j$  o volume máximo de intercepção [mm] e o Índice de Área Foliar [ $m \cdot m^{-1}$ ] da URH  $j$  de uma minibacia. O parâmetro da lâmina de intercepção  $\alpha$  [mm] possui valor fixo e igual a 0,2 mm. No reservatório de intercepção, o balanço hídrico é dados pelas seguintes equações:

$$S_{i,j}^t = \min(S_{i,j}^{t-1} + PC_i, S_{max_j}) \quad (A2)$$

$$P_{i,j} = PC_i - (S_{i,j}^t + S_{i,j}^{t-1}) \quad (A3)$$

$$S_{i,j}^t = S_{i,j}^t - EI_{i,j} \quad (A4)$$

$$EI_{i,j} = \min(S_{i,j}^t, EPI_{i,j}) \quad (A5)$$

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.

### A1.2 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:

$$W_{i,j}^t = W_{i,j}^{t-1} + (P_{i,j} - ET_{i,j} - Dsup_{i,j} - Dint_{i,j} - Dbas_{i,j} + Dcap_{i,j}) \quad (A6)$$

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 atinge a superfície do solo (Equação A3);  $ET_{i,j}$  [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.

### A1.3 Evapotranspiração

O modelo calcula a evapotranspiração através da equação de Penman-Monteith (Shuttleworth, 1993), a qual utiliza dados meteorológicos e parâmetros relativos às características aerodinâmicas e dos estômatos das plantas:

$$ET = \frac{fc}{\lambda \cdot \rho_w} \left[ \frac{\Delta \cdot (S_n - L_n - G) + \rho_a \cdot c_p \cdot \left( \frac{e_s - e_d}{r_a} \right)}{\Delta + \gamma \cdot \left( 1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \right] \quad (A7)$$

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

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 Equação A7, considerando a resistência superficial (*r<sub>s</sub>*) nula e a resistência aerodinâmica dependente da velocidade do vento e da altura média da vegetação.

#### A1.4 Escoamento superficial

O escoamento superficial gerado em cada URH é o escoamento direto efetivo, aquele que chega rapidamente à rede de drenagem. No modelo, considera-se que a ocorrência de 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 & Clarke (1981):

$$X = 1 - \left(1 - \frac{W}{Wm}\right)^{\frac{b}{b+1}} \quad (A8)$$

sendo *X* a fração da área que está saturada; *W* [mm] o volume de água armazenada no solo; *Wm* [mm] é 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.

O escoamento superficial *Dsup* entre dois passos de tempo consecutivos (*t-1* e *t*) é obtido para cada URH *j* de uma minibacia *i* por:

$$Dsup_{i,j} = P_{i,j} \cdot \Delta t - (Wm_j - W_{i,j}^{t-1}) \dots \dots \dots \quad \text{se } A \leq 0 \quad (A9)$$

$$Dsup_{i,j} = P_{i,j} \cdot \Delta t - (Wm_j - W_{i,j}^{t-1}) + Wm_j \cdot A^{b_j+1} \dots \dots \dots \quad \text{se } A > 0 \quad (A10)$$

sendo *P<sub>i,j</sub>* [mm] a precipitação afetiva que chega à superfície do solo da URH *j* da minibacia *i*; *Dsup<sub>i,j</sub>* [mm] o escoamento superficial da URH *j* da minibacia *i*; *A* um limite dado pela expressão:

$$A = \left[ \left(1 - \frac{W_{i,j}^{t-1}}{Wm_j}\right)^{\frac{b}{b_j+1}} - \frac{P_{i,j} \cdot \Delta t}{Wm_j \cdot (b_j + 1)} \right] \quad (A11)$$

#### A1.5 Escoamento sub-superficial

O escoamento sub-superficial é aquele mais lento que o superficial, porém mais rápido que o subterrâneo. Para descrever este escoamento o modelo utiliza uma equação

não-linear com relação à umidade do solo que relaciona a condutividade hidráulica do solo com a sua textura, semelhante à equação apresentada por Brooks e Corey (Rawls *et al.*, 1993). A equação é dada por:

$$Dint_{i,j} = Kint_j \cdot \left( \frac{W_{i,j}^{t-1} - W_{z_j}}{Wm_j - W_{z_j}} \right)^{3 + \frac{2}{\lambda_j}} \quad (A12)$$

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

### A1.6 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:

$$Dbas_{i,j} = Kbas_j \cdot \left( \frac{W_{i,j}^{t-1} - W_{c_j}}{Wm_j - W_{c_j}} \right) \quad (A13)$$

sendo  $W_{c_j}$  [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.

### A1.7 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:

$$Dcap_{i,j} = \left( \frac{W_{c_j} - W_{i,j}^{t-1}}{W_{c_j}} \right) \cdot DMcap_j \quad (A14)$$

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

## A.2 Processos hidrológicos horizontais

Nem todo o volume dos escoamentos gerados nas minibacias chega à sua correspondente rede de drenagem no mesmo passo de tempo, mas sofrem retardo e

amortecimento. No modelo, esses retardo e amortecimento dos hidrogramas dos escoamentos são considerados através da passagem deles por três reservatórios lineares, sendo um para cada tipo de escoamento gerado: superficial, sub-superficial (ou interno) e subterrâneo. Os volumes armazenados nos três reservatórios são computados por:

$$Vsup_i^{t'} = Vsup_i^{t-1} + \sum_{j=1}^{N_{URH}} (1000 \cdot Dsup_{i,j} \cdot A_{i,j}) \quad (A15)$$

$$Vint_i^{t'} = Vint_i^{t-1} + \sum_{j=1}^{N_{URH}} (1000 \cdot Dint_{i,j} \cdot A_{i,j}) \quad (A16)$$

$$Vbas_i^{t'} = Vbas_i^{t-1} + \sum_{j=1}^{N_{URH}} (Dbas_{i,j} - Dcap_{i,j}) \cdot 1000 \cdot A_{i,j} \quad (A17)$$

sendo  $Vsup_i$  [ $m^3$ ],  $Vint_i$  [ $m^3$ ] 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  $N_{URH}$  é número de URHs existentes, ambos relacionados à minibacia  $i$  considerada.

A vazão de saída de cada reservatório com destino à rede de drenagem é computada como uma função linear do respectivo volume armazenado no reservatório e do tempo de concentração da minibacia. As equações que estimam as vazões de saídas são:

$$Qsup_i = \frac{1}{TKS_i} Vsup_i^{t'} \quad (A18)$$

$$Qint_i = \frac{1}{TKI_i} Vint_i^{t'} \quad (A19)$$

$$Qbas_i = \frac{1}{TKB_i} Vbas_i^{t'} \quad , \quad \text{com } TKB = CB * 3600 \quad (A20)$$

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  $i$ ;  $TKS_i$  [s],  $TKI_i$  [s] e  $TKB_i$  [s] os tempos 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  $CI$  [-]:

$$TKS_i = CS \cdot Tc_i \quad (A21)$$

$$TKI_i = CI \cdot Tc_i \quad (A22)$$

O tempo de concentração  $Tc_i$  [s] da minibacia  $i$  calculado pela fórmula de Kirpich:

$$Tc_i = a \frac{L_i^b}{S_i^c} \quad (A23)$$

sendo  $L_i$  [km] e  $S_i$  [m.m<sup>-1</sup>] o comprimento e a declividade, respectivamente, do maior afluente do rio principal da minibacia  $i$ . Os índices  $a$ ,  $b$  e  $c$  são fixos com valores iguais a, respectivamente, 239,04, 0,77 e 0,385.

Finalmente, a vazão  $Qmini_i$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] que chega ao trecho de rio da minibacia é o somatório das vazões dos escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo:

$$Qmini_i = Qsup_i + Qint_i + Qbas_i . \quad (A24)$$

### A.3 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 escoar 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, conforme o caso. Nas minibacias de cabeceira, aquelas que não possuem escoamento vindo de montante, o modelo não realiza a propagação de vazão nos trechos de rios correspondentes, mas 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. Um esquema dos processos de geração e propagação de escoamentos nas minibacias e de propagação de vazão na rede de drenagem está ilustrado na Figura A3.

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, as quais são definidas discretizando o trecho em sub-trechos de acordo com critérios de precisão numérica, 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. Para uma melhor precisão no tempo de viagem e no amortecimento do hidrograma, além da sub-divisão dos trechos de rios, o passo de tempo diário também é sub-dividido pelo modelo em intervalos menores durante a propagação (Tucci, 2005).

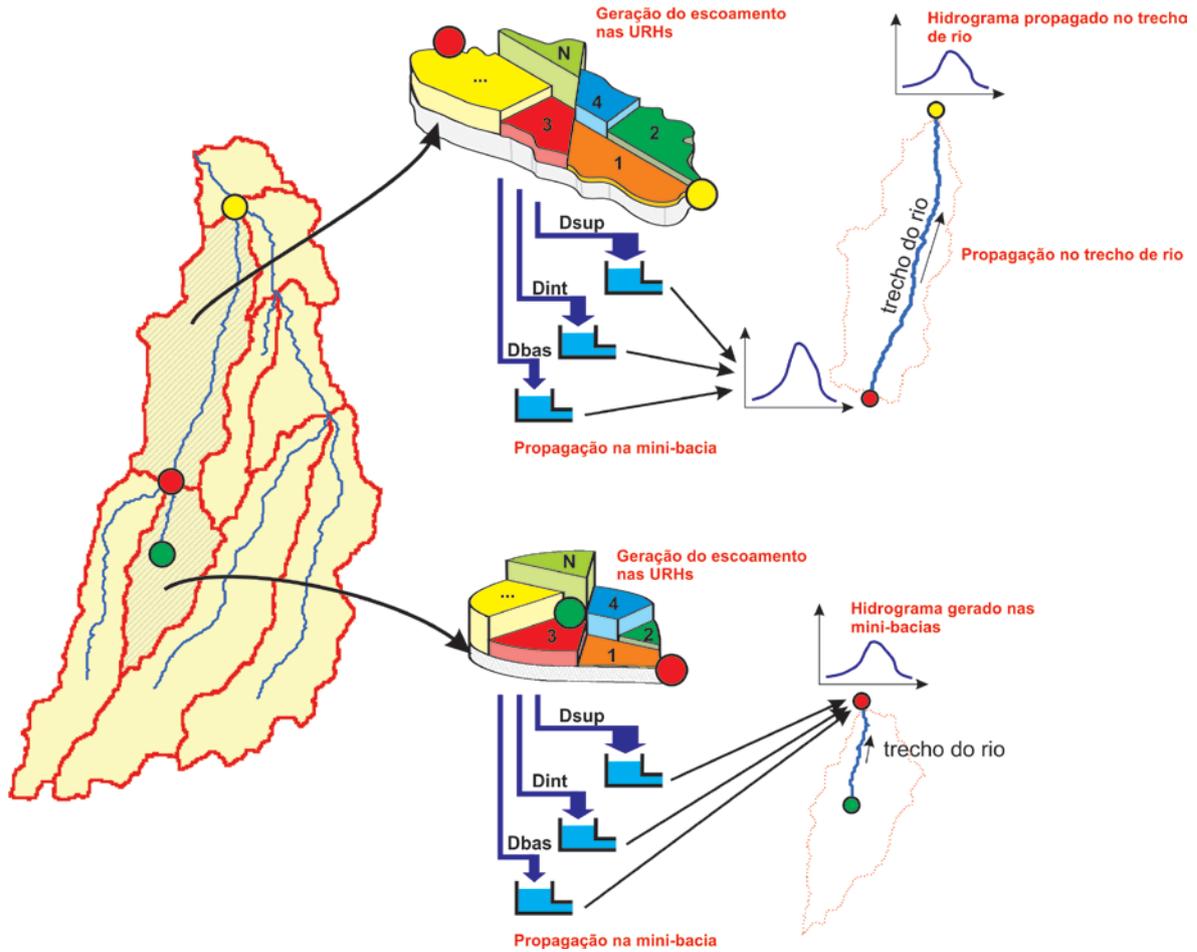


Figura A3 - Esquema dos processos de geração e propagação de escoamentos nas minibacias e propagação de vazão na rede de drenagem.

A vazão de saída de um trecho de rio em um intervalo de tempo qualquer é obtida em função das vazões de entrada e saída no intervalo de tempo anterior e da vazão de entrada no intervalo atual, como mostra a equação abaixo.

$$Q_{i+1}^{t+1} = C1 \cdot Q_i^t + C1 \cdot Q_i^{t+1} + C1 \cdot Q_{i+1}^t \quad (A25)$$

sendo  $Q$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] a vazão;  $i$  e  $i+1$  as seções de cálculo de montante (entrada) e jusante (saída) de determinado sub-trecho de rio;  $t$  e  $t+1$  o início e o final do intervalo de tempo de cálculo  $\Delta t$  [s]. Os coeficientes  $C1$ ,  $C2$  e  $C3$  são calculados pelas expressões:

$$C1 = \frac{2 \cdot K \cdot X + \Delta t}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad (A26)$$

$$C2 = \frac{\Delta t - 2 \cdot K \cdot X}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad (A27)$$

$$C3 = \frac{2 \cdot K \cdot (1 - X) - \Delta t}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad (\text{A28})$$

com seus parâmetros de tempo  $K$  [s] e de espaço  $X$  [-] dados por:

$$K = \frac{\Delta t}{c_0} \quad (\text{A29})$$

$$X = 0,5 - \frac{Q_0}{B_0 \cdot S_0 \cdot c_0 \cdot \Delta x} \quad (\text{A30})$$

sendo  $Q_0$  [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ] uma vazão de referência;  $B_0$  [m] a largura do rio;  $S_0$  [ $\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$ ] a declividade do sub-trecho;  $c_0$  [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ] a celeridade cinemática;  $\Delta x$  [m] o comprimento do sub-trecho de rio.

Dada a escala de aplicação do modelo, a vazão de referência  $Q_0$  e a largura do rio  $B_0$  são estimados utilizando "relações geomorfológicas" construídas relacionando cada uma destas variáveis à área de contribuição da bacia a montante do trecho de rio. O comprimento e a declividade dos trechos podem ser obtidos através de Modelos Digitais de Elevação (MDE). A celeridade cinemática é obtida da equação de Manning, considerando o caso particular de um canal com seção retangular:

$$c_0 = \frac{5}{3} \cdot \frac{Q_0^{0,4} \cdot S_0^{0,3}}{n^{0,6} \cdot B_0}, \quad (\text{A31})$$

sendo  $n$  [-] o coeficiente de Manning do trecho.

Para minimizar os erros numéricos devido ao esquema de solução, o intervalo de tempo de cálculo  $\Delta t$  [s] e o comprimento do sub-trecho  $\Delta x$  [m] são dados por (Fread, 1993):

$$\Delta t \leq \frac{Tr}{M} \quad (\text{A32})$$

$$\Delta x \leq 0,5 \cdot \Delta t \cdot \left[ 1 + \left( 1 + \frac{3 \cdot Q_0}{2 \cdot B_0 \cdot S_0 \cdot c_0^2 \cdot \Delta t} \right) \right] \quad (\text{A33})$$

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

#### **A.4 Propagação de vazões na rede de drenagem com o modelo hidrodinâmico**

Como já mencionado anteriormente, o método de Muskingum-Cunge, até então utilizado no processo de propagação de vazões na rede de drenagem do modelo MGB-IPH, é uma metodologia simplificada que nem sempre consegue representar todas as

características da hidráulica fluvial presentes em grandes rios mantenedores de extensas planícies de inundação e significativos efeitos de remanso. Embora seja um aspecto importante no comportamento de muitas bacias hidrográficas de grandes escalas, particularmente naquelas que apresentam um sistema de drenagem relativamente plano, a hidrodinâmica do rio pode ser prejudicada com a utilizações de métodos simplificados de propagação. Na bacia do rio Amazonas, por exemplo, estes aspectos são importantes não só no rio principal como na maioria dos seus principais afluentes (Madeira, Solimões, Negro, Purus, Juruá e Japurá). A influência do rio Amazonas sobre seus afluentes, principalmente relacionada aos efeitos de remanso, já foi apresentada em diversos estudos (ex.: Meade, 1991 e Trigg *et al.*, 2009).

Recentemente, buscando considerar os casos citados acima, Paiva (2009) introduziu no modelo MGB-IPH um modelo de propagação hidrodinâmica unidimensional baseado no modelo IPH-IV (Tucci, 1978; Tucci, 2005). O modelo incorporado possui base física e simula vazões e níveis em redes de canais com confluências e defluências, planícies de inundação e condições de contorno internas como vertedores ou descarregadores de fundo de barragens. 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. Aqui será apresentada uma compilação da metodologia do modelo hidrodinâmico e maiores detalhes podem conseguidos em Paiva (2009) e Paiva *et al.* (2011b).

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:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + B \frac{\partial h}{\partial t} = q_{mini} - q_{fl} \quad (A34)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + 2v \frac{\partial Q}{\partial x} + (gA - v^2 B) \frac{\partial h}{\partial x} - v^2 \frac{\partial A}{\partial x} \Big|_{h=cte} = gA(S_0 - S_f) \quad (A35)$$

onde  $Q$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] 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;  $q_{mini}$  [ $m^2 \cdot s^{-1}$ ] é a contribuição lateral da minibacia (vazão total da minibacia que chega à drenagem dividida pela pelo comprimento do trecho);  $q_{fl}$  [ $m^2 \cdot s^{-1}$ ] é vazão lateral de troca entre o rio e a planície de inundação;  $v$  [ $m \cdot s^{-1}$ ] é a velocidade média do escoamento na seção;  $g$  [ $m \cdot s^{-2}$ ] 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, utilizando as informações disponíveis em um MDE, 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). 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. Uma representação esquemática desta discretização para o modelo hidrodinâmico está apresentada na Figura A4 e detalhes da representação da planície de inundação e obtenção das suas características podem ser obtidas em Paiva *et al.* (2011b).

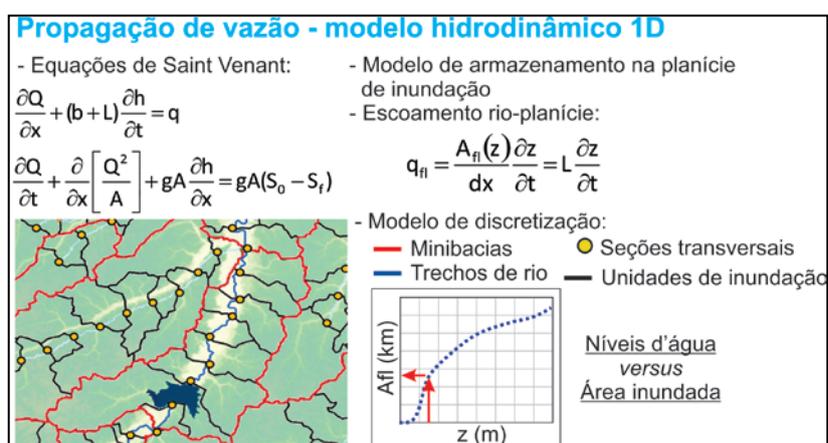


Figura A4 - Representação esquemática do módulo de propagação hidrodinâmica 1 D do modelo MGB-IPH.

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, cuja vazão de troca  $q_{fl}$  por unidade de comprimento do trecho é dada por:

$$q_{fl} = \frac{A_{fl}(z)}{dx} \frac{\partial h}{\partial t} = L_{fl}(z) \frac{\partial h}{\partial t} \quad (A36)$$

sendo  $A_{fl}$  [m<sup>2</sup>] a área da superfície inundada na "unidade de planície"  $L_{fl}$  [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.

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). Os parâmetros são estimados

para uma seção de forma retangular utilizando equações geomorfológicas que relacionam 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 extrair uma curva que relaciona nível de água ( $z$ ) com área inundada ( $Afl$ ) para cada uma delas. Também são feitas correções nas elevações do MDE devido ao fato de que o sinal do SRTM não penetra a vegetação nem a superfície da água, não fornecendo a elevação do solo nestes locais.

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 despendido 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, essas equações formam um sistema com  $2n$  equações lineares, sendo  $n$  o número de seções transversais do modelo hidrodinâmico. A solução do sistema adota uma variante do procedimento de eliminação de Gauss, que é 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, os quais geralmente estão disponíveis apenas em pequenas bacias hidrográficas. Para sua aplicação na modelagem de

grandes bacias estes dados são extraídos automaticamente a partir de Modelos Digitais de Elevação (MDE) utilizando algoritmos desenvolvidos especialmente para esta finalidade.

## Anexo B - Parâmetros calibrados do módulo hidrológico do modelo MGB-IPH

Tabela B1 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 1.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
1	1501.60	0.359	3.06	144.14	0.3	0	0.1
2	1501.60	0.359	3.06	144.14	0.3	0	0.1
3	1594.40	0.359	3.06	144.14	0.3	0	0.1
4	440.40	0.359	3.06	648.63	0.694	0	0.1
5	730.00	0.359	3.06	360.35	0.3	0	0.1
6	486.67	0.359	3.06	360.35	0.3	0	0.1
7	391.47	0.359	3.06	648.63	0.694	0	0.1
8	1328.67	0.359	3.06	144.14	0.3	0	0.1
9	391.47	0.359	3.06	648.63	0.694	0	0.1
10	134.80	0.359	3.06	144.14	0.3	0	0.1
11	555.33	0.359	3.06	144.14	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	15.95						
CI	528						
CB	9015						
QESP	0.015						

Tabela B2 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 2.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
1	2252.40	0.072	0.061	0.72	0.3	0	0.1
2	2252.40	0.072	0.061	0.72	0.3	0	0.1
3	2391.60	0.072	0.061	0.72	0.3	0	0.1
4	440.40	0.072	0.061	0.72	0.694	0	0.1
5	1095.00	0.072	0.061	0.72	0.3	0	0.1
6	730.00	0.072	0.061	0.72	0.3	0	0.1
7	440.40	0.072	0.061	0.72	0.694	0	0.1
8	1993.00	0.072	0.061	0.72	0.3	0	0.1
9	440.40	0.072	0.061	0.72	0.694	0	0.1
10	202.20	0.072	0.061	0.72	0.3	0	0.1
11	833.00	0.072	0.061	0.72	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	79.75						
CI	132						
CB	7212						
QESP	0.004						

Tabela B3 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 3.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	976.04	0.072	0.49	36.04	0.3	0	0.1
2	976.04	0.072	0.49	36.04	0.3	0	0.1
3	1036.36	0.072	0.49	36.04	0.3	0	0.1
4	286.26	0.072	0.49	162.16	0.694	0	0.1
5	474.50	0.072	0.49	90.09	0.3	0	0.1
6	316.33	0.072	0.49	90.09	0.3	0	0.1
7	254.45	0.072	0.49	162.16	0.694	0	0.1
8	863.63	0.072	0.49	36.04	0.3	0	0.1
9	254.45	0.072	0.49	162.16	0.694	0	0.1
10	87.62	0.072	0.49	36.04	0.3	0	0.1
11	360.97	0.072	0.49	36.04	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	63.8						
CI	132						
CB	7212						
QESP	0.007						

Tabela B4 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 4.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	800	0.01	0.1	1	0.3	0	0.1
2	800	0.01	0.1	1	0.3	0	0.1
3	800	0.01	0.1	1	0.3	0	0.1
4	900	0.01	0.1	1	0.694	0	0.1
5	600	0.01	0.1	1	0.3	0	0.1
6	600	0.01	0.1	1	0.3	0	0.1
7	800	0.01	0.1	1	0.694	0	0.1
8	600	0.01	0.1	1	0.3	0	0.1
9	800	0.01	0.1	1	0.694	0	0.1
10	600	0.01	0.1	1	0.3	0	0.1
11	600	0.01	0.1	1	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	100						
CB	2400						
QESP	0.0003						

Tabela B5 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 5.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	200	0.5	0.1	5	0.3	0	0.1
2	200	0.5	0.1	5	0.3	0	0.1
3	200	0.5	0.1	5	0.3	0	0.1
4	300	0.5	0.1	22.5	0.694	0	0.1
5	100	0.5	0.1	12.5	0.3	0	0.1
6	100	0.5	0.1	12.5	0.3	0	0.1
7	300	0.5	0.1	22.5	0.694	0	0.1
8	200	0.5	0.1	5	0.3	0	0.1
9	300	0.5	0.1	22.5	0.694	0	0.1
10	100	0.5	0.1	5	0.3	0	0.1
11	200	0.5	0.1	5	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	100						
CB	2882						
QESP	0.015						

Tabela B6 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 6.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	20.00	1.5	4.5	40	0.3	0	0.1
2	20.00	1.5	4.5	40	0.3	0	0.1
3	20.00	1.5	4.5	40	0.3	0	0.1
4	26.67	1.5	4.5	180	0.694	0	0.1
5	20.00	1.5	4.5	100	0.3	0	0.1
6	13.33	1.5	4.5	100	0.3	0	0.1
7	33.33	1.5	4.5	180	0.694	0	0.1
8	33.33	1.5	4.5	40	0.3	0	0.1
9	33.33	1.5	4.5	180	0.694	0	0.1
10	20.00	1.5	4.5	40	0.3	0	0.1
11	33.33	1.5	4.5	40	0.3	0	0.1
12	0.00	0	0	0	0	0	0
CS	10.00						
CI	100.00						
CB	2880.00						
QESP	0.03						

Tabela B7 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 7.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	576	0.5	0.1	1	0.3	0	0.1
2	576	0.5	0.1	1	0.3	0	0.1
3	576	0.5	0.1	1	0.3	0	0.1
4	864	0.5	0.1	1	0.694	0	0.1
5	288	0.5	0.1	1	0.3	0	0.1
6	192	0.5	0.1	1	0.3	0	0.1
7	768	0.5	0.1	1	0.694	0	0.1
8	480	0.5	0.1	1	0.3	0	0.1
9	768	0.5	0.1	1	0.694	0	0.1
10	288	0.5	0.1	1	0.3	0	0.1
11	480	0.5	0.1	1	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	100						
CB	1690						
QESP	0.03						

Tabela B8 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 8.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	810.90	0.169	1.397	1.92	0.3	0	0.1
2	540.60	0.169	1.397	1.92	0.3	0	0.1
3	1152.00	0.169	1.397	1.92	0.3	0	0.1
4	1755.90	0.169	1.397	8.62	0.694	0	0.1
5	506.50	0.169	1.397	4.79	0.3	0	0.1
6	315.00	0.169	1.397	4.79	0.3	0	0.1
7	1560.80	0.169	1.397	8.62	0.694	0	0.1
8	960.00	0.169	1.397	1.92	0.3	0	0.1
9	1560.80	0.169	1.397	8.62	0.694	0	0.1
10	586.00	0.169	1.397	1.92	0.3	0	0.1
11	236.00	0.169	1.397	1.92	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	13.92						
CI	972						
CB	2106						
QESP	0.02						

Tabela B9 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 9.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	90.10	3.38	17.46	19.16	0.3	0	0.1
2	90.10	3.38	17.46	19.16	0.3	0	0.1
3	192.00	3.38	17.46	19.16	0.3	0	0.1
4	195.10	3.38	17.46	86.22	0.694	0	0.1
5	101.30	3.38	17.46	47.9	0.3	0	0.1
6	63.00	3.38	17.46	47.9	0.3	0	0.1
7	195.10	3.38	17.46	86.22	0.694	0	0.1
8	192.00	3.38	17.46	19.16	0.3	0	0.1
9	195.10	3.38	17.46	86.22	0.694	0	0.1
10	117.20	3.38	17.46	19.16	0.3	0	0.1
11	47.20	3.38	17.46	19.16	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	6.96						
CI	243						
CB	1084.6						
QESP	0.015						

Tabela B10 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 10.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	648.72	0.845	0.873	5.75	0.3	0	0.1
2	648.72	0.845	0.873	5.75	0.3	0	0.1
3	1382.40	0.845	0.873	5.75	0.3	0	0.1
4	2107.08	0.845	0.873	25.87	0.694	0	0.1
5	364.68	0.845	0.873	14.37	0.3	0	0.1
6	151.20	0.845	0.873	14.37	0.3	0	0.1
7	1872.96	0.845	0.873	25.87	0.694	0	0.1
8	1152.00	0.845	0.873	5.75	0.3	0	0.1
9	1872.96	0.845	0.873	25.87	0.694	0	0.1
10	421.92	0.845	0.873	5.75	0.3	0	0.1
11	283.20	0.845	0.873	5.75	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	27.84						
CI	972						
CB	1579.5						
QESP	0.015						

Tabela B11 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 11.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	450.50	1.183	0.349	9.58	0.3	0	0.1
2	450.50	1.183	0.349	9.58	0.3	0	0.1
3	960.00	1.183	0.349	9.58	0.3	0	0.1
4	1463.25	1.183	0.349	43.11	0.694	0	0.1
5	675.33	1.183	0.349	23.95	0.3	0	0.1
6	420.00	1.183	0.349	23.95	0.3	0	0.1
7	1300.67	1.183	0.349	43.11	0.694	0	0.1
8	1280.00	1.183	0.349	9.58	0.3	0	0.1
9	1300.67	1.183	0.349	43.11	0.694	0	0.1
10	781.33	1.183	0.349	9.58	0.3	0	0.1
11	314.67	1.183	0.349	9.58	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	9.74						
CI	243						
CB	1084.6						
QESP	0.015						

Tabela B12 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 12.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	488.04	0.169	0.175	1.92	0.3	0	0.1
2	488.04	0.169	0.175	1.92	0.3	0	0.1
3	1040.00	0.169	0.175	1.92	0.3	0	0.1
4	1585.19	0.169	0.175	8.62	0.694	0	0.1
5	548.71	0.169	0.175	4.79	0.3	0	0.1
6	341.25	0.169	0.175	4.79	0.3	0	0.1
7	1409.06	0.169	0.175	8.62	0.694	0	0.1
8	1040.00	0.169	0.175	1.92	0.3	0	0.1
9	1409.06	0.169	0.175	8.62	0.694	0	0.1
10	634.83	0.169	0.175	1.92	0.3	0	0.1
11	255.67	0.169	0.175	1.92	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	9.74						
CI	243						
CB	1084.6						
QESP	0.02						

Tabela B13 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 13.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	901	0.085	0.175	0.1	0.3	0	0.1
2	901	0.085	0.175	0.1	0.3	0	0.1
3	2880	0.085	0.175	0.1	0.3	0	0.1
4	1951	0.085	0.175	0.1	0.694	0	0.1
5	1013	0.085	0.175	0.1	0.3	0	0.1
6	945	0.085	0.175	0.1	0.3	0	0.1
7	1951	0.085	0.175	0.1	0.694	0	0.1
8	1920	0.085	0.175	0.1	0.3	0	0.1
9	1951	0.085	0.175	0.1	0.694	0	0.1
10	1758	0.085	0.175	0.1	0.3	0	0.1
11	708	0.085	0.175	0.1	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	27.84						
CI	972						
CB	3159						
QESP	0.009						

Tabela B14 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 14.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	1081.20	0.169	0.175	0.1	0.3	0	0.1
2	1081.20	0.169	0.175	0.1	0.3	0	0.1
3	2304.00	0.169	0.175	0.1	0.3	0	0.1
4	3511.80	0.169	0.175	0.1	0.694	0	0.1
5	607.80	0.169	0.175	0.1	0.3	0	0.1
6	252.00	0.169	0.175	0.1	0.3	0	0.1
7	3121.60	0.169	0.175	0.1	0.694	0	0.1
8	1920.00	0.169	0.175	0.1	0.3	0	0.1
9	3121.60	0.169	0.175	0.1	0.694	0	0.1
10	1406.40	0.169	0.175	0.1	0.3	0	0.1
11	472.00	0.169	0.175	0.1	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	41.76						
CI	486						
CB	3159						
QESP	0.02						

Tabela B15 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 15.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	360.40	0.085	0.873	0.96	0.3	0	0.1
2	360.40	0.085	0.873	0.96	0.3	0	0.1
3	768.00	0.085	0.873	0.96	0.3	0	0.1
4	975.50	0.085	0.873	0.96	0.694	0	0.1
5	405.20	0.085	0.873	0.96	0.3	0	0.1
6	81.90	0.085	0.873	0.96	0.3	0	0.1
7	1073.05	0.085	0.873	0.96	0.694	0	0.1
8	652.80	0.085	0.873	0.96	0.3	0	0.1
9	1073.05	0.085	0.873	0.96	0.694	0	0.1
10	234.40	0.085	0.873	0.96	0.3	0	0.1
11	141.60	0.085	0.873	0.96	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	20.88						
CI	243						
CB	1084.6						
QESP	0.02						

Tabela B16 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 16.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	1450.02	0.03	0.006	6.86	0.3	0	0.1
2	1450.02	0.03	0.006	6.86	0.3	0	0.1
3	1495.26	0.03	0.006	6.86	0.3	0	0.1
4	469.17	0.03	0.006	6.86	0.694	0	0.1
5	267.54	0.03	0.006	6.86	0.3	0	0.1
6	178.36	0.03	0.006	6.86	0.3	0	0.1
7	417.04	0.03	0.006	6.86	0.694	0	0.1
8	1246.05	0.03	0.006	6.86	0.3	0	0.1
9	494.00	0.03	0.006	6.86	0.694	0	0.1
10	179.40	0.03	0.006	6.86	0.3	0	0.1
11	1214.20	0.03	0.006	6.86	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	23.94						
CI	16.8						
CB	3474.2						
QESP	0.03						

Tabela B17 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 17.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	1859.00	0.149	0.03	0.14	0.3	0	0.1
2	2788.50	0.149	0.03	0.14	0.3	0	0.1
3	2875.50	0.149	0.03	0.14	0.3	0	0.1
4	601.50	0.149	0.03	0.14	0.694	0	0.1
5	686.00	0.149	0.03	0.14	0.3	0	0.1
6	686.00	0.149	0.03	0.14	0.3	0	0.1
7	401.00	0.149	0.03	0.14	0.694	0	0.1
8	1917.00	0.149	0.03	0.14	0.3	0	0.1
9	712.50	0.149	0.03	0.14	0.694	0	0.1
10	690.00	0.149	0.03	0.14	0.3	0	0.1
11	2802.00	0.149	0.03	0.14	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	35.91						
CI	42						
CB	3474.2						
QESP	0.03						

Tabela B18 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 18.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	1115.4	0.298	0.059	1.37	0.3	0	0.1
2	1115.4	0.298	0.059	1.37	0.3	0	0.1
3	1150.2	0.298	0.059	1.37	0.3	0	0.1
4	360.9	0.298	0.059	1.37	0.694	0	0.1
5	205.8	0.298	0.059	1.37	0.3	0	0.1
6	137.2	0.298	0.059	1.37	0.3	0	0.1
7	320.8	0.298	0.059	1.37	0.694	0	0.1
8	958.5	0.298	0.059	1.37	0.3	0	0.1
9	380.0	0.298	0.059	1.37	0.694	0	0.1
10	138.0	0.298	0.059	1.37	0.3	0	0.1
11	934.0	0.298	0.059	1.37	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	17.96						
CI	42						
CB	3474.2						
QESP	0.03						

Tabela B19 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 19.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	1673.1	0.015	0.059	0.14	0.3	0	0.1
2	1673.1	0.015	0.059	0.14	0.3	0	0.1
3	1725.3	0.015	0.059	0.14	0.3	0	0.1
4	360.9	0.015	0.059	0.14	0.694	0	0.1
5	343.0	0.015	0.059	0.14	0.3	0	0.1
6	343.0	0.015	0.059	0.14	0.3	0	0.1
7	385.0	0.015	0.059	0.14	0.694	0	0.1
8	1150.2	0.015	0.059	0.14	0.3	0	0.1
9	456.0	0.015	0.059	0.14	0.694	0	0.1
10	276.0	0.015	0.059	0.14	0.3	0	0.1
11	1307.6	0.015	0.059	0.14	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	41.9						
CI	84						
CB	3474.2						
QESP	0.02						

Tabela B20 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 20.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	300	1	2	5	0.3	0	0.1
2	300	1	2	5	0.3	0	0.1
3	300	1	2	5	0.3	0	0.1
4	300	1	2	22.5	0.694	0	0.1
5	200	1	2	12.5	0.3	0	0.1
6	200	1	2	12.5	0.3	0	0.1
7	300	1	2	22.5	0.694	0	0.1
8	200	1	2	5	0.3	0	0.1
9	300	1	2	22.5	0.694	0	0.1
10	200	1	2	5	0.3	0	0.1
11	200	1	2	5	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	200						
CB	2400						
QESP	0.03						

Tabela B21 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 21.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	200	0.5	0.1	20	0.3	0	0.1
2	200	0.5	0.1	20	0.3	0	0.1
3	200	0.5	0.1	20	0.3	0	0.1
4	200	0.5	0.1	90	0.694	0	0.1
5	150	0.5	0.1	50	0.3	0	0.1
6	100	0.5	0.1	50	0.3	0	0.1
7	250	0.5	0.1	90	0.694	0	0.1
8	200	0.5	0.1	20	0.3	0	0.1
9	250	0.5	0.1	90	0.694	0	0.1
10	150	0.5	0.1	20	0.3	0	0.1
11	200	0.5	0.1	20	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	100						
CB	3600						
QESP	0.03						

Tabela B22 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 22.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	500	0.3	0.1	2	0.3	0	0.1
2	500	0.3	0.1	2	0.3	0	0.1
3	500	0.3	0.1	2	0.3	0	0.1
4	750	0.3	0.1	9	0.694	0	0.1
5	250	0.3	0.1	5	0.3	0	0.1
6	166.667	0.3	0.1	5	0.3	0	0.1
7	666.667	0.3	0.1	9	0.694	0	0.1
8	416.667	0.3	0.1	2	0.3	0	0.1
9	666.667	0.3	0.1	9	0.694	0	0.1
10	250	0.3	0.1	2	0.3	0	0.1
11	416.667	0.3	0.1	2	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	25						
CI	100						
CB	1030						
QESP	0.015						

Tabela B23 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 23.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	1500	0.05	0.05	0.05	0.3	0	0.1
2	1500	0.05	0.05	0.05	0.3	0	0.1
3	1500	0.05	0.05	0.05	0.3	0	0.1
4	1800	0.05	0.05	0.05	0.694	0	0.1
5	800	0.05	0.05	0.05	0.3	0	0.1
6	600	0.05	0.05	0.05	0.3	0	0.1
7	1600	0.05	0.05	0.05	0.694	0	0.1
8	1000	0.05	0.05	0.05	0.3	0	0.1
9	1600	0.05	0.05	0.05	0.694	0	0.1
10	800	0.05	0.05	0.05	0.3	0	0.1
11	1000	0.05	0.05	0.05	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	30						
CI	100						
CB	1030						
QESP	0.01						

Tabela B24 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 24.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	843.75	0.288	0.024	4.78	0.3	0	0.1
2	843.75	0.288	0.024	4.78	0.3	0	0.1
3	2629.80	0.288	0.024	4.78	0.3	0	0.1
4	2508.30	0.288	0.024	4.78	0.694	0	0.1
5	1111.00	0.288	0.024	4.78	0.3	0	0.1
6	333.30	0.288	0.024	4.78	0.3	0	0.1
7	2229.60	0.288	0.024	4.78	0.694	0	0.1
8	1461.00	0.288	0.024	4.78	0.3	0	0.1
9	2229.60	0.288	0.024	4.78	0.694	0	0.1
10	876.60	0.288	0.024	4.78	0.3	0	0.1
11	468.75	0.288	0.024	4.78	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	32.28						
CI	43.94						
CB	1909.6						
QESP	0.03						

Tabela B25 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 25.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	937.5	0.144	0.024	2.39	0.3	0	0.1
2	937.5	0.144	0.024	2.39	0.3	0	0.1
3	2922.0	0.144	0.024	2.39	0.3	0	0.1
4	2787.0	0.144	0.024	2.39	0.694	0	0.1
5	1666.5	0.144	0.024	2.39	0.3	0	0.1
6	1666.5	0.144	0.024	2.39	0.3	0	0.1
7	2787.0	0.144	0.024	2.39	0.694	0	0.1
8	2922.0	0.144	0.024	2.39	0.3	0	0.1
9	2787.0	0.144	0.024	2.39	0.694	0	0.1
10	2922.0	0.144	0.024	2.39	0.3	0	0.1
11	937.5	0.144	0.024	2.39	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	7.53						
CI	439.4						
CB	5339.5						
QESP	0.01						

Tabela B26 - Parâmetros calibráveis na sub-bacia 26.

URH	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	We
1	576	0.5	0.1	1	0.3	0	0.1
2	576	0.5	0.1	1	0.3	0	0.1
3	576	0.5	0.1	1	0.3	0	0.1
4	864	0.5	0.1	1	0.694	0	0.1
5	288	0.5	0.1	1	0.3	0	0.1
6	192	0.5	0.1	1	0.3	0	0.1
7	768	0.5	0.1	1	0.694	0	0.1
8	480	0.5	0.1	1	0.3	0	0.1
9	768	0.5	0.1	1	0.694	0	0.1
10	288	0.5	0.1	1	0.3	0	0.1
11	480	0.5	0.1	1	0.3	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	100						
CB	1690						
QESP	0.03						

