

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO  
AMBIENTAL

HUGO DE OLIVEIRA FAGUNDES

MODELAGEM HIDROSEDIMENTOLÓGICA DE GRANDES BACIAS COM APOIO DE  
DADOS IN SITU E SENSORIAMENTO REMOTO.

PORTO ALEGRE

2018

HUGO DE OLIVEIRA FAGUNDES

MODELAGEM HIDROSSEDIMENTOLÓGICA DE GRANDES BACIAS COM APOIO DE  
DADOS IN SITU E SENSORIAMENTO REMOTO.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial à obtenção do grau de mestre.

Orientador: Rodrigo Cauduro Dias de Paiva

Coorientador: Fernando Mainardi Fan

PORTO ALEGRE

2018

### CIP - Catalogação na Publicação

Fagundes, Hugo de Oliveira

MODELAGEM HIDROSEDIMENTOLÓGICA DE GRANDES BACIAS  
COM APOIO DE DADOS IN SITU E SENSORIAMENTO REMOTO. /  
Hugo de Oliveira Fagundes. -- 2018.

201 f.

Orientador: Rodrigo Cauduro Dia de Paiva.

Coorientador: Fernando Mainardi Fan.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas  
Hidráulicas, Programa de Pós-Graduação em Recursos  
Hídricos e Saneamento Ambiental, Porto Alegre, BR-RS,  
2018.

1. Modelagem. 2. Sedimentos. 3. Sensoriamento  
Remoto. 4. Erosão. 5. Rio Doce. I. Paiva, Rodrigo  
Cauduro Dia de, orient. II. Fan, Fernando Mainardi,  
coorient. III. Título.

HUGO DE OLIVEIRA FAGUNDES  
MODELAGEM HIDROSSSEDIMENTOLÓGICA DE GRANDES BACIAS COM APOIO DE  
DADOS IN SITU E SENSORIAMENTO REMOTO.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial à obtenção do grau de mestre.

Aprovado em: Porto Alegre, 27 de novembro de 2018.

---

Prof. Dr. Rodrigo Cauduro Dias de Paiva - UFRGS  
Orientador

---

Prof. Dr. Fernando Mainardi Fan - UFRGS  
Coorientador

---

Prof. Dr. Tobias Bernward Bleninger - UFPR  
Examinador

---

Prof. Dr. Diogo Costa Buarque - UFES  
Examinador

---

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Nilza Maria dos Reis Castro - UFRGS  
Examinador

---

Prof. Dr. Gean Paulo Michel - UFRGS  
Examinador

À minha avó Terezinha, que sempre sonhou em ser engenheira de prédios, mas nunca pode frequentar uma escola.

## **Agradecimentos**

Esse trabalho é uma conquista pessoal, mas que teve contribuição de muitas pessoas. Contribuições diretas e indiretas que foram essenciais para o desenvolvimento da pesquisa, para o meu bem-estar e disposto a seguir em frente. Agradeço em especial:

A Deus, que me sustentou e capacitou para concluir mais essa etapa profissional. A Ele seja dada toda honra e toda glória.

Aos meus familiares por todo apoio recebido durante o mestrado. Em especial sou grato a minha mãe, Elizabethe, que mesmo diante de todas as dificuldades sempre foi um alicerce firme no qual pude me apoiar.

Aos professores Rodrigo Paiva e Fernando Fan pela disposição em me orientar e me ensinar nesse período; por terem sido éticos e honestos, qualidades de grande valor. Agradeço aos professores do grupo de pesquisa em Hidrologia de Grande Escala (HGE) Walter Collischonn e Anderson Ruhoff pela disposição em ajudar e compartilhar seus conhecimentos. Também ao professor Diogo Buarque que desde a graduação, mesmo sem qualquer obrigação, sempre me apoiou e me ajudou.

Aos colegas de mestrado e doutorado do IPH, pela troca de conhecimentos, por manterem o ambiente de trabalho leve e divertido. Aos colegas do HGE pelo incentivo e com quem pude ter boas conversas, aprender muito sobre hidrologia e sensoriamento remoto e que em diversos momentos me ajudaram na pesquisa, em especial: Alice, Aline, Arthur, Ayan, Germano, João Paulo, Pedro e Sly.

Aos meus irmãos em Cristo da IPPA, que me acolheram com muito amor e carinho. Em especial aos amigos do FIDES por todo suporte emocional e espiritual, fundamentais nesse processo.

Por fim, agradeço ao CNPq pela bolsa de estudo, fundamental para minha permanência em Porto Alegre.

*“Quem fica observando o vento não plantará,  
e quem fica olhando para as nuvens não colherá”*  
Rei Salomão

## RESUMO

A utilização de modelos hidrossedimentológicos em grandes escalas é escassa, principalmente devido à falta de dados observados, necessários nas etapas de calibração e validação. Nesse contexto, foi realizada a simulação hidrossedimentológica com o modelo MGB-SED e avaliada a dinâmica espaço-temporal dos sedimentos em suspensão na bacia hidrográfica do rio Doce, localizada nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo, que drena uma área de cerca de 86.715 km<sup>2</sup>. Além disso, foi investigada a aplicabilidade de dados observados de concentração de sedimentos em suspensão (CSS), turbidez, sólidos suspensos totais (SST) e reflectância espectral de superfície na calibração e validação de modelos hidrossedimentológicos de grandes bacias. O modelo MGB-SED é resultante do acoplamento de um módulo de sedimentos ao modelo hidrológico de grandes bacias MGB-IPH. O MGB-SED é um modelo empírico-conceitual, distribuído, discretizado em minibacias e que utiliza o conceito de Unidades de Resposta Hidrológica (URHs). Nas URHs são gerados os volumes de água e de sedimentos (calculado a partir da equação MUSLE) que serão propagados nos trechos de rio. A propagação do escoamento é feita por meio da equação de Muskingum-Cunge. O transporte de sedimentos é realizado por meio da equação de difusão-advectação para materiais que estão em suspensão (argila e silte) e por meio da equação da continuidade dos sedimentos para a carga de fundo (areia). Foram estabelecidos quatorze experimentos para a calibração e validação do modelo MGB-SED com os dados observados. Os resultados mostraram que mesmo usando os valores padrão, o modelo MGB-SED apresentou resultados satisfatórios, com coeficiente de correlação acima de 0,50 para mais de 60% das estações de CSS, colaborando para a compreensão da dinâmica dos sedimentos na bacia. Os experimentos indicaram que os resultados podem ser melhorados ao: (i) aumentar o número sub-bacias; (ii) combinar métricas que representem a correlação, o viés e a amplitude de variação; (iii) utilizar o logaritmo da CSS ao invés da CSS diretamente; (iv) utilizar uma concentração de base; e (v) utilizar um intervalo de busca dos parâmetros calibráveis menor. A aplicação do modelo na bacia do rio Doce, da forma realizada, não permitiu representar sempre os grandes picos de CSS. A utilização do modelo permitiu identificar alguns padrões e comportamentos na bacia como o fato de que no período seco a principal fonte de sedimentos não é as encostas, mas sim os canais. A análise dos diferentes tipos de dados indica que os rios que mais contribuem com a carga de sedimentos para o rio Doce são o Caratinga, o Suaçuí Grande e o Guandu.

**Palavras-chave:** Erosão. Modelagem de sedimentos. Sensoriamento remoto. MUSLE. Rio Doce.



## ABSTRACT

The use of erosion and sediment transport model at large scales is scarce, mainly due the lack of observed data, necessary in calibration and validation steps. In this context, erosion and sediment transport simulation was carried out using the MGB-SED model and the spatial-temporal dynamics of suspended sediment in the Doce river basin were evaluated. In addition, we investigated the applicability of observed suspended sediment concentration (SSC), turbidity, total suspended solid (TSS) and surface spectral reflectance in the calibration and validation of erosion and sediment transport models for large river basins. The MGB-SED model is the result of the coupling of a sediment module to the large-scale hydrological model MGB-IPH. The MGB-SED is an empirical-conceptual, distributed model that uses a catchment-based discretization and the hydrological response units (HRU) approach. In the HRUs, volumes of water and sediments (estimated by MUSLE equation) that will be routed in river reaches are generated. Flow routing is performed using a Muskingum-Cunge equation. Sediment transport is performed using a diffusion-advection equation for materials that are suspended (silt and clay) and performed using a sediment continuity equation for bed load (sand). Fourteen experiments to calibration and validation of the MGB-SED model using the observed data were established. Results showed that even using standard values, the MGB-SED model presented satisfactory results, with correlations coefficient above 0.50 for more than 60% of the CSS gauges, collaborating to understand the sediment dynamics in the basin. Experiments indicated that results can be improved by: (i) increasing the number of sub-basin; (ii) combine metrics that represent the correlation, the bias, and the amplitude variation; (iii) use the logarithm of SSC instead of SSC directly; (iv) using a background concentration; and (v) use a smaller search interval of calibrated parameters. The application of the model in Doce river basin, in the way it was done, did not allowed to always represent the large SSC peaks. The use of the model allowed to identify some patterns and behaviors in the basin such as the fact that in the dry period the main source of sediments is not slopes but channels. The analysis of the different types of data indicates that the rivers that contribute most for the Doce river sediment load are Caratinga, Suaçuí Grande and Guandu.

**Palavras-chave:** Erosion. Sediment modelling. Remote Sensing. MUSLE. Doce River.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 3-1: Amostragem por Igual Incremento de Largura. Adaptado de: Edwards e Glysson, 1999.....	22
Figura 3-2: Amostragem por Igual Incremento de Largura usando a técnica de amostragem por integração vertical com mesma velocidade de trânsito. Adaptado de: Edwards e Glysson, 1999. ....	23
Figura 3-3: Etapas das análises de amostras em laboratório: 1) medição de volumes da amostra a ser filtrada; 2) filtração da amostra; 3) secagem dos papéis de filtro em estufa; e 4) pesagem das amostras secas. Fonte: Bicalho, 2006. ....	24
Figura 3-4: Imagens do rio Doce em Linhares - ES: a) 29 de junho de 2013; e b) 15 de dezembro de 2015. Fonte: Google Earth. ....	27
Figura 3-5: Esquema simplificado da interação entre a radiação eletromagnética emitida pelo sol e diversos componentes terrestres. <i>LT</i> representa a radiação captada pelo sensor, <i>LP</i> a radiação espalhada pela atmosfera, <i>LS</i> a radiação refletida pela superfície da água, <i>LC</i> a radiação refletida pelos componentes presentes na coluna d'água, <i>LB</i> a radiação refletida pelo fundo do corpo d'água e <i>LL</i> a radiação refletida por alvos adjacentes ao corpo d'água.....	28
Figura 3-6: Reflectância espectral da água com vários níveis de concentração de sedimentos suspensos. Adaptado de Lodhi et al. (1998). ....	30
Figura 3-7: fluxograma simplificado com as etapas que devem ser realizadas para se obter informações de CSS a partir de reflectância espectral de superfície.....	32
Figura 3-8: Síntese dos principais modelos de simulação hidrossedimentológica com destaque para a escala e os processos que representam. ....	51
Figura 3-9: Representação esquemática do modelo hidrológico MGB-IPH.....	60
Figura 3-10: Esquema dos processos de geração e propagação de sedimentos nas minibacias e propagação de sedimentos na rede de drenagem. Fonte: Buarque (2015). ....	61
Figura 4-1: Bacia hidrográfica do rio Doce (MG/ES) e principais cursos d'água. ....	65
Figura 4-2: Imagens do Rio Doce no município de Colatina – ES em: a) 08 de abril de 2010, no período chuvoso; e b) 09 de julho de 2015, no período seco. Fonte: Google Earth. ....	67
Figura 4-3: Tipos de solo existentes na bacia do rio Doce. Adaptado de: PIRH, 2010. ....	68
Figura 5-1: Fluxograma resumo das etapas metodológicas da pesquisa.....	70
Figura 5-2: Localização das estações de monitoramento de concentração de sedimentos em suspensão e qualidade da água na bacia do rio Doce. ....	71
Figura 5-3: Locais potenciais para extração da reflectância de superfície na faixa do vermelho (0,64-0,67 $\mu$ m) e estações virtuais criadas a partir de imagens do Landsat 5/ OLI.73	

Figura 5-4: Séries históricas dos dados observados entre 1997 a 2010 nas estações: a) 56997000 de CSS; b) Manhuaçu de RefVer; c) RD044 de turbidez; e d) RD013 de SST.75	
Figura 5-5: Extração automática da reflectância e delimitação do polígono amostrador. ....	76
Figura 5-6: Sub-bacias consideradas na simulação e principais afluentes do rio Doce. ....	77
Figura 5-7: Mapas com parâmetros de entrada para o pré-processamento. a) Modelo Digital de Elevação (MDE), rede de drenagem e estações fluviométricas; b) Unidades de Resposta Hidrológicas (URHs); c) minibacias; e d) estações pluviométricas e meteorológicas. ....	78
Figura 5-8: Seção transversal natural representada por seção do tipo retangular. Fonte: Paiva (2009). Na figura, z representa a cota, w a largura, B a largura da seção, H a profundidade da seção e A a área da seção. ....	80
Figura 5-9: Discretização da bacia do rio Doce em 5 sub-bacias e principais rios. ...	96
Figura 6-1: resultados da simulação com MGB-IPH para a bacia do rio Doce após a calibração do modelo. a) ENS; b) Hidrograma simulado (azul) e observado (vermelho) para a estação 56920000 localizada no rio Doce; c) ENSlog; e d) BIAS (%). ....	99
Figura 6-2: validação do MGB-IPH para a bacia do rio Doce utilizando dados de chuva do MSWEP para simulação: a) ENS; b) Hidrograma simulado (azul) e observado (vermelho) para a estação 56696000 localizada no rio Piracicaba; c) ENSlog; e d) BIAS (%). ....	102
Figura 6-3: Concentração de Sedimentos em Suspensão (mg/L) simulada e observada para diferentes estações em rios afluentes ao rio Doce. ....	104
Figura 6-4: Concentração de Sedimentos em Suspensão (mg/L) simulada e observada para diferentes estações no rio Doce. ....	105
Figura 6-5: CSS calculado e observado na estação Fazenda Ouro Fino (CEMIG). ....	106
Figura 6-6: Coeficiente de correlação temporal (Rtemp) calculado entre a CSS calculada e: a) CSS observada; b) Reflectância de superfície; c) Turbidez; e d) SST. As setas pretas na figura 'a' indicam as estações localizadas imediatamente a jusante de reservatórios. ....	107
Figura 6-7: Trecho do rio Santo Antônio no dia 31 de março de 2015. Em tons mais claro, destaca-se a presença dos bancos arenosos no rio. Fonte: Google Earth. ....	109
Figura 6-8: Concentração de sedimentos em suspensão (mg/L) média diária de longo período simulada pelo MGB-SED. ....	109
Figura 6-9: Análise de sensibilidade da concentração de sedimentos em suspensão simulada pelo MGB-SED a variações do parâmetro $\alpha$ em Piranga-MG. ....	111
Figura 6-10: Análise de sensibilidade da concentração de sedimentos em suspensão simulada pelo MGB-SED a variações do parâmetro $\beta$ em Piranga-MG. ....	111

Figura 6-11: Análise de sensibilidade da concentração de sedimentos em suspensão simulada pelo MGB-SED a variações do parâmetro <i>TKS</i> em Piranga-MG.....	112
Figura 6-12: Comparação dos resultados das correlações temporal, espacial e tudo para cada conjunto de dados dos experimentos A1 (26 CSS, 21 RefVer, 63 Turb. e 63 SST), B3 (24 CSS, 21 RefVer, 63 Turb. e 63 SST) e C1 (21 CSS, 21 RefVer, 61 Turb. e 61 SST). Os valores das métricas são relativos à calibração.....	114
Figura 6-13: Comparação das concentrações de sedimentos em suspensão (CSS) observadas e estimadas pelo MGB-SED nos experimentos B2 (BIAS, RMSE e KGE) e B3 (Rtemp, Resp e Rtodo) para a estações Fazenda Ouro Fino (CEMIG).....	116
Figura 6-14: Valores de CSS calculados e observados na estação Fazenda Ouro Fino (CEMIG). Os valores de CSS com calibração foram calculados a partir do experimento D1. ....	121
Figura 6-15: a) Comparação da correlação temporal (Rtemp) entre as CSS observadas e as CSS simuladas com o MGB-SED depois (Rtemp_DC) e antes da calibração (Rtemp_AC). Retângulos em verde mostram o quanto a calibração aumentou o valor da Rtemp e retângulos em vermelho mostram o quanto diminuiu. b) localização das estações e identificação de suas respectivas minibacias.....	123
Figura 6-16: a) Comparação da Rtemp entre as RefVer e as CSS simuladas com o MGB-SED depois (Rtemp_DC) e antes da calibração (Rtemp_AC). Retângulos em verde mostram o quanto a calibração aumentou o valor da Rtemp e em vermelho mostram o quanto diminuiu. b) localização das estações e identificação de suas respectivas minibacias.....	124
Figura 6-17: Bancos arenosos no trecho do rio Piracicaba, afluente do rio Doce. Imagem do dia 19 de outubro de 2017. Fonte: Google Earth.....	128
Figura 6-18: Movimento de massa numa encosta próximo ao rio Pancas, afluente do rio Doce. a) imagem do dia 18 de julho de 2013 e b) imagem do dia 05 de maio de 2014. Fonte: Google Earth.....	129
Figura 6-19: Áreas de mineração na bacia do rio Doce. ....	130
Figura 6-20: Produção de sedimentos específica média de longo período (1970-2010), por minibacia, para a bacia do rio Doce calculada a partir da MUSLE. ....	131
Figura 6-21: Produção de sedimentos específica média de longo período (1970-2010), por sub-bacia, para a bacia do rio Doce calculada a partir da MUSLE.....	132
Figura 6-22: Mapa de produção de sedimentos específica (t/ano.km <sup>2</sup> ). Adaptado de: Campagnoli (2006). ....	132
Figura 6-23: Descarga sólida em suspensão média de longo período.....	133
Figura 6-24: Concentração de Sedimentos em Suspensão (CSS) diária média de longo período. ....	134
Figura 6-25: Descarga sólida em suspensão específica média de longo período. ...	134

Figura 6-26: Valores diários médios de longo período da CSS calculada (a), CSS observada (b), reflectância de superfície na faixa do vermelho (c) e turbidez (d).....	137
Figura 6-27: Valores diários médios de longo período da CSS calculada (a), CSS observada (b), reflectância de superfície na faixa do vermelho (c) e turbidez (d) para o período seco (abril a setembro). .....	138
Figura 6-28: Valores diários médios de longo período da CSS calculada (a), CSS observada (b), reflectância de superfície na faixa do vermelho (c) e turbidez (d) para o período chuvoso (outubro a março). .....	139

## LISTA DE TABELAS

Tabela 4-1: Resumo dos dados hidrológicos e hidrossedimentológicos das estações de jusante de grandes rios brasileiros a partir de 1970 (adaptado de Lima et al., 2005). .....	68
Tabela 5-1: Valores de albedo (adimensional).....	81
Tabela 5-2: Valores de Índice de Área Foliar ( $m^2/m^2$ ). .....	81
Tabela 5-3: Valores de altura da vegetação (m). .....	82
Tabela 5-4: Valores de resistência superficial (s/m).....	82
Tabela 5-5: Performance para estatísticas recomendadas para passo de tempo mensal. Adaptado de Moriasi et al. (2007).....	84
Tabela 5-6: Parâmetros adotados para estimativa da produção de sedimentos pela MUSLE. ....	87
Tabela 6-1 – Validação do modelo MGB-IPH com abordagem tradicional.....	100
Tabela 6-2 – Comparação dos resultados dos experimentos B1, B3 e B4, em que foram utilizadas, 1, 5 e 17 sub-bacias, respectivamente. Os valores nas células representam o aumento (verde) ou redução (vermelho) em relação à média das três correlações ( $R_{temp}$ , $R_{resp}$ e $R_{tudo}$ ) se comparados com os valores antes de qualquer calibração: CSS - 0,50; Ref. – 0,63; Tur. – 0,63; SST – 0,65. Os resultados da diagonal principal (em negrito) são referentes à etapa de calibração e os demais são referentes à etapa de validação, ambas realizadas no período de 1997 a 2010.....	115
Tabela 6-3 – Comparação dos resultados dos experimentos B2 (BIAS, RMSE e KGE) e B3 ( $R_{temp}$ , $R_{resp}$ e $R_{tudo}$ ) com variação das métricas durante a calibração. Os valores nas células representam o aumento (verde) ou redução (vermelho) em relação a correlação temporal se comparado com os valores antes de qualquer calibração: CSS - 0,58; Ref. – 0,73; Tur. – 0,75; SST – 0,76. Os resultados das comparações CSS x CSS são referentes à etapa de calibração e os demais são referentes à etapa de validação, ambas realizadas no período de 1997 a 2010.....	116
Tabela 6-4 – Comparação dos resultados dos experimentos B5 (logaritmo da CSS) e B8 (CSSbase), em que foram utilizados diferentes dados derivados da CSS. Os valores	

representam o aumento (verde) ou redução (vermelho) em relação à média das três correlações (Rtemp, Resp e Rtudo) se comparado com os valores antes de qualquer calibração: CSS - 0,50; Ref. – 0,63; Tur. – 0,63; SST – 0,65. Os resultados da diagonal principal (em negrito) são referentes à etapa de calibração e os demais são referentes à etapa de validação, ambas realizadas no período de 1997 a 2010..... 118

Tabela 6-5 – Comparação dos resultados dos experimentos C2 (intervalo de busca menor e I<sub>max</sub>gen maior) e C3 (valores pequenos de  $\alpha$  e  $\beta$ ). Os valores nas células representam o aumento (verde) ou redução (vermelho) em relação à média das três correlações (Rtemp, Resp e Rtudo) se comparado com os valores antes de qualquer calibração: CSS - 0,51; Ref. – 0,63; Tur. – 0,65; SST – 0,65. Os resultados da diagonal principal (em negrito) são referentes à etapa de calibração e os demais são referentes à etapa de validação, ambas realizadas no período de 1997 a 2010..... 119

Tabela 6-6 – Valores detalhados das métricas encontradas a partir do experimento C2 (intervalo de busca menor e I<sub>max</sub>gen maior). Os valores nas células representam o aumento (verde) ou redução (vermelho) em relação à média das três correlações (Rtemp, Resp e Rtudo) se comparado com os valores antes de qualquer calibração: CSS - 0,51; Ref. – 0,63; Tur. – 0,65; SST – 0,65. Os resultados da diagonal principal (em negrito) são referentes à etapa de calibração e os demais são referentes à etapa de validação, ambas realizadas no período de 1997 a 2010..... 120

## LISTA DE QUADROS

Quadro 3-1: Características de sensores que possuem resolução espectral na faixa do vermelho e do infravermelho próximo ..... 31

Quadro 3-2: Síntese dos principais modelos de simulação hidrossedimentológica, baseada nos trabalhos de Merrit et al. (2003), Aksoy e Kavvas (2005), Buarque (2015) e Pandey et al. (2016)..... 50

Quadro 5-1: Localização e nº das imagens utilizadas do satélite Landsat 5 ..... 73

Quadro 5-2: Experimentos para calibração e validação do modelo hidrossedimentológico MGB-SED com diferentes fontes de dados..... 95

## SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO .....	15
2	OBJETIVOS .....	18
2.1	Objetivo geral.....	18
2.2	Objetivos específicos .....	18
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	19
3.1	Monitoramento e processos hidrossedimentológicos .....	19
3.1.1	<i>Fundamentos dos processos erosivos.....</i>	19
3.1.2	<i>Técnicas de monitoramento da produção e do transporte de sedimentos</i> <i>20</i>	
3.2	Cálculo da perda de solo e da produção de sedimentos .....	34
3.3	Propagação dos sedimentos no canal.....	37
3.4	Modelagem da erosão e transporte de sedimentos .....	41
3.4.1	<i>Classificação e estrutura geral dos modelos hidrológicos e</i> <i>hidrossedimentológicos.....</i>	41
3.4.2	<i>Modelagem hidrológica e hidrodinâmica.....</i>	43
3.4.3	<i>Modelagem hidrossedimentológica.....</i>	46
3.4.4	<i>Fontes de erros e incertezas na modelagem hidrossedimentológica .....</i>	52
3.4.5	<i>Modelos e aplicações em grande escala .....</i>	55
3.5	Resumo e considerações sobre o capítulo .....	62
4	ÁREA DE ESTUDO .....	64
5	METODOLOGIA.....	69
5.1	Aquisição de dados observados de sedimentos em suspensão.....	71
5.1.1	<i>Dados in situ.....</i>	71
5.1.2	<i>Reflectância espectral de superfície .....</i>	72
5.2	Preparação e calibração do Modelo Hidrológico MGB-IPH .....	76
5.2.1	<i>Discretização da bacia e definição das URH.....</i>	76
5.2.2	<i>Dados hidrológicos e meteorológicos .....</i>	78
5.2.3	<i>Relações geomorfológicas e propagação do escoamento no canal.....</i>	79
5.2.4	<i>Definição dos parâmetros fixos.....</i>	80
5.2.5	<i>Calibração e validação do modelo hidrológico.....</i>	82

5.3	Preparação do módulo de produção de sedimentos no modelo MGB-SED.	84
5.3.1	<i>Taxa de pico do escoamento superficial</i> .....	85
5.3.2	<i>Fator de erodibilidade do solo</i> .....	85
5.3.3	<i>Fatores C e P</i> .....	86
5.3.4	<i>Fator topográfico LS bidimensional</i> .....	87
5.3.5	<i>Transferência de sedimentos das minibacias para os cursos d'água</i> .....	87
5.4	Propagação, erosão e deposição dos sedimentos no canal no MGB-SED..	88
5.4.1	<i>Transporte em suspensão</i> .....	88
5.4.2	<i>Transporte da carga de fundo</i> .....	89
5.5	Verificação do módulo de sedimentos do MGB-SED.....	90
5.5.1	<i>Calibração automática</i> .....	91
5.5.2	<i>Experimentos para calibração e validação</i> .....	92
6	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	97
6.1	Modelagem hidrológica com o MGB-IPH.....	97
6.2	Modelagem hidrossedimentológica com o MGB-SED .....	103
6.3	Calibração e validação do MGB-SED.....	110
6.3.1	<i>Análise de sensibilidade do modelo</i> .....	110
6.3.2	<i>Análise dos experimentos de calibração e validação</i> .....	113
6.4	Observando falhas na representação de processos hidrossedimentológicos 125	
6.4.1	<i>Incertezas e Simplificações</i> .....	126
6.4.2	<i>Processos não representados pelo modelo MGB-SED</i> .....	127
6.5	Dinâmica espacial dos sedimentos em suspensão na bacia do rio Doce ..	130
6.5.1	<i>Utilizando a modelagem hidrossedimentológica</i> .....	130
6.5.2	<i>Utilizando dados observados e calculados</i> .....	135
7	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....	143
7.1	Conclusões gerais.....	143
7.2	Recomendações .....	145
8	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	147
	APÊNDICES.....	162



Apêndice I – Formulações matemáticas MGB-SED.....	162
Apêndice II – Relações geomorfológicas para a bacia do rio Doce.....	169
Apêndice III - Parâmetros calibráveis MGB-IPH para a bacia do rio Doce .....	170
Apêndice IV - Parâmetros calibráveis do MGB-SED para a bacia do rio Doce ...	178
Apêndice V – Estações de dados observados utilizadas nos experimentos .....	189
Apêndice VI – Valores diários médios de longo período da CSS calculada, CSS observada, reflectância de superfície na faixa do vermelho e turbidez.....	192

## 1 INTRODUÇÃO

A erosão do solo é um fenômeno relevante para o meio ambiente e os recursos naturais, pois os sedimentos gerados nesse processo provocam o assoreamento de rios e reservatórios, aumento da turbidez nas águas e redução da qualidade do terreno e da produtividade das culturas, resultando na degradação da terra. Por outro lado, a presença dos sedimentos pode ser importante para alguns ecossistemas pois também são responsáveis pelo transporte de nutrientes, importantes para diversos organismos (ESTEVES, 1998).

Segundo Carvalho et al. (2000) a ação antrópica pode elevar as taxas de erosão em até 100 vezes do que seria sem interferência humana. A ocorrência desse fenômeno pode ainda acarretar, além dos prejuízos ambientais, prejuízos sociais e econômicos a vários quilômetros de distância dos locais de onde os sedimentos foram erodidos (MORRIS e FAN, 1998; JENSEN, 2009; BANDEIRA et al., 2013; FEARNside, 2015).

Para minimizar esses impactos, Bressiani et al., (2015) recomendam que os profissionais ligados ao gerenciamento dos recursos hídricos devem encarar a necessidade de desenvolver, melhorar e colocar em prática o uso de ferramentas que ajudem a solucionar os problemas de quantidade e qualidade de água no Brasil. Dentre essas ferramentas, destacam-se os modelos matemáticos de erosão e transporte de sedimentos que auxiliam na compreensão e representação dos fenômenos hidrossedimentológicos, bem como na avaliação de seus impactos.

De acordo com Merrit et al. (2003) e Buarque (2015), esses modelos matemáticos, sejam eles empíricos, conceituais ou de base física, foram inicialmente desenvolvidos com dois enfoques principais: o primeiro, a estimativa da produção de sedimentos em pequenas áreas; e o segundo voltado para o transporte na rede de drenagem, envolvendo os processos de erosão e deposição no canal. Na concepção desses modelos, a Equação Universal de Perda de Solo (WISCHMEIER; SMITH, 1978) e suas derivações foram amplamente utilizadas (BUARQUE, 2015).

Ao mesmo tempo, muitos problemas relacionados a sedimentos estão associados com grandes bacias. Citam-se aqui as questões de assoreamento de reservatórios localizados em grandes rios (JENSEN, 2009; MORRIS e FAN, 1998; FEARNside, 2015; BANDEIRA et al., 2013); impactos gerados devido aos

rompimentos de barragens de rejeitos próximas a grandes rios (ANA, 2016; BAGGIO, 2016); e questões de mineração de areia em grandes rios (HARTMANN et al., 2012; BROTTTO, 2007). Por exemplo, a bacia do rio Doce, localizada nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo, destaca-se nacionalmente por sua grande produção de sedimentos. Nessa bacia, ocorreu recentemente o rompimento da barragem de rejeitos de Fundão em 2015, situada no município de Mariana-MG, considerado um dos maiores desastres ambientais do Brasil e que trouxe grandes prejuízos à bacia.

Nesse sentido os modelos hidrossedimentológicos como o modelo SWAT (*Soil and Assessment Tool*), desenvolvido por Arnold et al. (1998), têm sido bastante utilizados no Brasil, mas cerca de 72% de suas aplicações são em bacias menores que 1000 km<sup>2</sup> (BRESSIANI et al., 2015), chegando a 81% para aplicações relacionadas ao transporte de sedimentos (SARI, 2017). Visando aplicações em grandes bacias, Buarque (2015) desenvolveu um novo modelo (MGB-SED) que supera limitações presentes em diversos outros modelos, tais como o foco em pequenas áreas, métodos simplificados de propagação do escoamento em canais ou ainda a necessidade de muitos dados de entrada.

O modelo MGB-SED consistiu no acoplamento de um módulo de sedimentos na versão do modelo MGB-IPH hidrodinâmico desenvolvido por Paiva (2009) que considera o método Muskingum-Cunge e as equações completas de Saint Venant na propagação do escoamento na rede de drenagem. O modelo foi aplicado na bacia do rio Madeira, afluente do rio Amazonas, e é interessante que esse seja testado em outras regiões, com características físicas distintas, para avaliar sua capacidade em representar a produção de sedimentos em grandes bacias.

As aplicações de modelos hidrossedimentológicos são poucas devido à escassez de dados observados com séries longas e contínuas, necessários para as etapas de calibração e validação dos seus parâmetros. Nas últimas décadas, diversas técnicas foram desenvolvidas para a estimativa de sedimentos em suspensão (SS), tais como: utilização de perfiladores acústicos (KOTASCHUCK et al., 2005; DORNELLES, 2009; SCHUCK, 2013; CABRAL, 2014); uso de relações empíricas entre SS e dados de qualidade de água como sólidos suspensos totais (WILLIAMSON e CRAWFORD, 2011) e turbidez (MINELLA et al., 2008; SARI et al., 2015; SILVA et al., 2015; SARI et al., 2017); e análise da reflectância espectral de alvos por imagens de Sensoriamento Remoto (LODHI ET AL., 1998; ESPINOZA VILLAR et al., 2013;

FLEIFLE, 2013; LONG e PAVELSKY, 2013; FASSONI-ANDRADE et al., 2015). Dentre as técnicas citadas, as duas últimas apresentam grande potencial para melhorar os modelos hidrossedimentológicos, principalmente as imagens de sensoriamento remoto, devido à cobertura espaço-temporal e o baixo custo na aquisição dos dados de missões de satélites existentes como o Landsat, Terra e Sentinel-2.

Alguns trabalhos substituíram dados hidrológicos medidos *in situ* por dados de sensoriamento remoto, como o uso de altimetria no lugar de níveis, para calibrar (GETIRANA, 2010) e validar (PAIVA et al., 2013) modelos hidrológicos de grandes bacias. Miller et al. (2005) e Yang et al. (2014) utilizaram dados de concentração de sedimentos em suspensão derivados de imagens de satélite para calibração e validação de modelos de transporte de sedimentos em regiões costeiras, sendo esses dois, os raros trabalhos encontrados na literatura que usaram sensoriamento remoto com essa finalidade.

Entretanto, não existem recomendações claras a respeito de como utilizar dados de sensoriamento remoto e/ou de qualidade da água (sólidos suspensos totais e turbidez) para calibrar e validar modelos hidrossedimentológicos de grandes bacias. Dessa forma, nesta pesquisa, serão utilizados dados *in situ* e de sensoriamento remoto para realizar experimentos de calibração e validação do modelo hidrossedimentológico MGB-SED, tendo como estudo de caso a bacia hidrográfica do rio Doce (MG/ES).

## **2 OBJETIVOS**

### **2.1 Objetivo geral**

O objetivo geral desse trabalho consiste em avaliar o uso de dados de sedimentos em suspensão, sensoriamento remoto e qualidade da água para a calibração e validação de um modelo hidrossedimentológico de grandes bacias, tendo como estudo de caso a bacia do rio Doce.

### **2.2 Objetivos específicos**

Para alcançar o objetivo acima, foram traçados outros objetivos intermediários, a saber:

- Investigar como os dados de sensoriamento remoto e de qualidade da água (turbidez e sólidos suspensos totais) podem ser utilizados na calibração e validação de modelos hidrossedimentológicos.
- Compreender a dinâmica espaço-temporal da erosão e transporte de sedimentos na bacia do rio Doce, com elevada produção de sedimentos, a partir de dados observados e de modelagem hidrossedimentológica.

### 3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A seguir é apresentada uma revisão de trabalhos, com conceitos e resultados que colaboraram para o desenvolvimento dessa pesquisa, bem como são discutidos os avanços da ciência na área da modelagem hidrossedimentológica.

Na seção 3.1 são apresentados alguns conceitos básicos e técnicas para o monitoramento da produção de sedimentos em rios. Nas seções 3.2 e 3.3 são apresentadas formulações para calcular a erosão e o transporte de sedimentos no canal, respectivamente. Na seção 3.4 são apresentados conceitos relativos à modelagem hidrossedimentológica e descritos alguns modelos e aplicações realizadas em grandes bacias. Na seção 3.5 é apresentada uma síntese sobre o capítulo.

Na área relativa aos estudos dos sedimentos alguns termos não estão bem definidos e outros algumas vezes são usados de forma inapropriada. A fim de eliminar possíveis confusões que o leitor venha a ter, nesse trabalho, entende-se por:

- **Erosão ou perda de solo**, o fenômeno que consiste na desagregação e o transporte das partículas de solo por agentes erosivos naturais como a água, o vento, o gelo e a bioturbação ou agentes erosivos induzidos pelo homem como arado, fertilização, sobrepastoreio, construções, queimadas, etc. (PANDEY et al., 2016).
- **Aporte**, a quantidade de sedimentos que é transferida da bacia para o canal.
- **Produção de sedimentos** a quantidade de sedimentos erodidos, descarregados por um canal em determinado ponto (MORRIS; FAN, 1998).

#### 3.1 Monitoramento e processos hidrossedimentológicos

##### 3.1.1 Fundamentos dos processos erosivos

A erosão, já definida anteriormente, quando causada pela água é chamada de erosão hídrica. Alguns fatores que afetam a erosão hídrica são o clima, a própria intensidade e frequência das chuvas, a topografia, as características do solo e de sua

cobertura e medidas de conservação adotadas pelo homem que maneja o uso do solo (CARVALHO, 2008; PANDEY et al., 2016).

A erosão hídrica pode ser dividida em erosão fluvial ou pluvial. Essa última pode ainda ser subdividida em várias outras, sendo as mais conhecidas a erosão por *splash*, laminar, em sulcos ou ravinas e por escoamento concentrado. Carvalho (2008) apresenta uma definição para cada uma dessas:

- A erosão por *splash* (erosão pluvial) é a desagregação das partículas do solo produzida pelo impacto das gotas de chuva ao caírem sobre superfícies desprotegidas;
- A erosão laminar é aquela que ocorre devido aos efeitos do escoamento superficial decorrente das precipitações, quando, geralmente, a camada mais superficial do solo já se encontra saturada, sendo produzido um desgaste suave e uniforme em toda a extensão da camada superficial do solo;
- A erosão em sulcos é gerada por um escoamento difuso, caracterizada por filetes de água que se dividem em braços que se espalham e se juntam continuamente. Esse tipo de erosão pode ocorrer mesmo na presença de vegetação;
- A erosão por escoamento concentrado é aquela que formará as voçorocas. A erosão pode ser provocada por falta de boa estrutura de solo que tenha a camada impermeável profunda, permitindo que os sulcos formados sofram deslizamentos e desabamentos pouco a pouco.

No canal, a erosão envolve a remoção direta de sedimentos da margem e do fundo. A entrada de sedimentos no canal também pode ocorrer devido ao deslizamento de massas das próprias margens ou provenientes da bacia.

### 3.1.2 *Técnicas de monitoramento da produção e do transporte de sedimentos*

A hidrossedimentometria é a ciência que estuda as formas de medir direta ou indiretamente a quantidade de sedimentos em corpos d'água. Essas medições são importantes para que se consiga acompanhar a produção de sedimentos nas bacias

ao longo dos anos, além de produzir informações que podem ser úteis para a validação de modelos hidrossedimentológicos.

#### **3.1.2.1 Abordagens com medições *in situ***

O monitoramento da produção de sedimentos em bacias vem sendo realizado por muitos anos e em diversos locais. Araújo e Knight (2005) realizaram uma revisão de literatura com diversos trabalhos em diferentes escalas, desde pequenas áreas com poucos m<sup>2</sup> até bacias hidrográficas com milhões de km<sup>2</sup>. Em sua ampla revisão, os autores identificaram quatro principais abordagens na medição da produção de sedimentos em campo, sendo elas: (i) a micro morfológica; (ii) pela carga de sedimentos; (iii) por levantamento topográfico do rio/reservatório; e (iv) pelo uso de radionuclídeos.

Dentre as abordagens citadas, a mais conhecida e utilizada no Brasil é a da carga de sedimentos, expressa por meio da descarga sólida (unidade de peso por unidade de tempo). A carga de sedimentos medida pode ser dividida em carga de sedimentos do leito e carga de sedimentos em suspensão (SS), sendo que essa última é mais fácil de ser medida (DOS SANTOS et al., 2001; CARVALHO, 2008). A descarga sólida em suspensão geralmente é calculada a partir dos dados de vazão e concentração de sedimentos em suspensão (DOS SANTOS et al., 2001; CARVALHO, 2008; LIMA et al., 2005) e que, em nível nacional, são atualmente quantificadas e fornecidas principalmente pela Agência Nacional de Águas (ANA) por meio de sua rede sedimentométrica.

Carvalho (2008) apresenta diversos amostradores e métodos para quantificar as cargas de sedimentos do leito e em suspensão, destacando que, no Brasil, poucas medições da carga de fundo *in situ* têm sido realizadas, sendo o mais comum a estimativa de forma indireta por meio de formulações matemáticas. Quando realizadas as amostragens diretas da carga de fundo, o autor menciona que o método comumente utilizado é o de amostragem em posições de igual incremento de largura (IIL), que consiste na divisão da seção transversal em vários segmentos de igual largura e realizada a medição em cada uma delas.

A amostragem dos sedimentos em suspensão também pode ser realizada pelo método IIL (Figura 3-1). Em cada segmento da seção transversal, utiliza-se a técnica de amostragem por integração vertical (Figura 3-2), que consiste em subir e descer o



amostrador em uma velocidade aproximadamente constante. No método ILL, a técnica de amostragem por integração vertical é a mais utilizada nas medições rotineiras (DOS SANTOS et al., 2001).

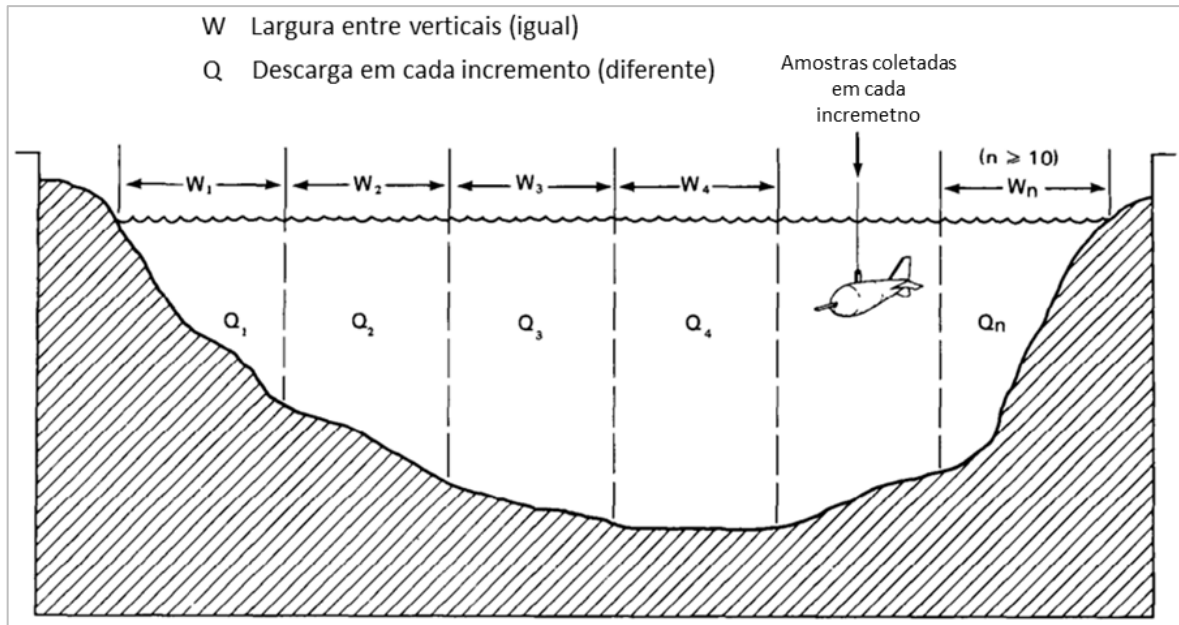
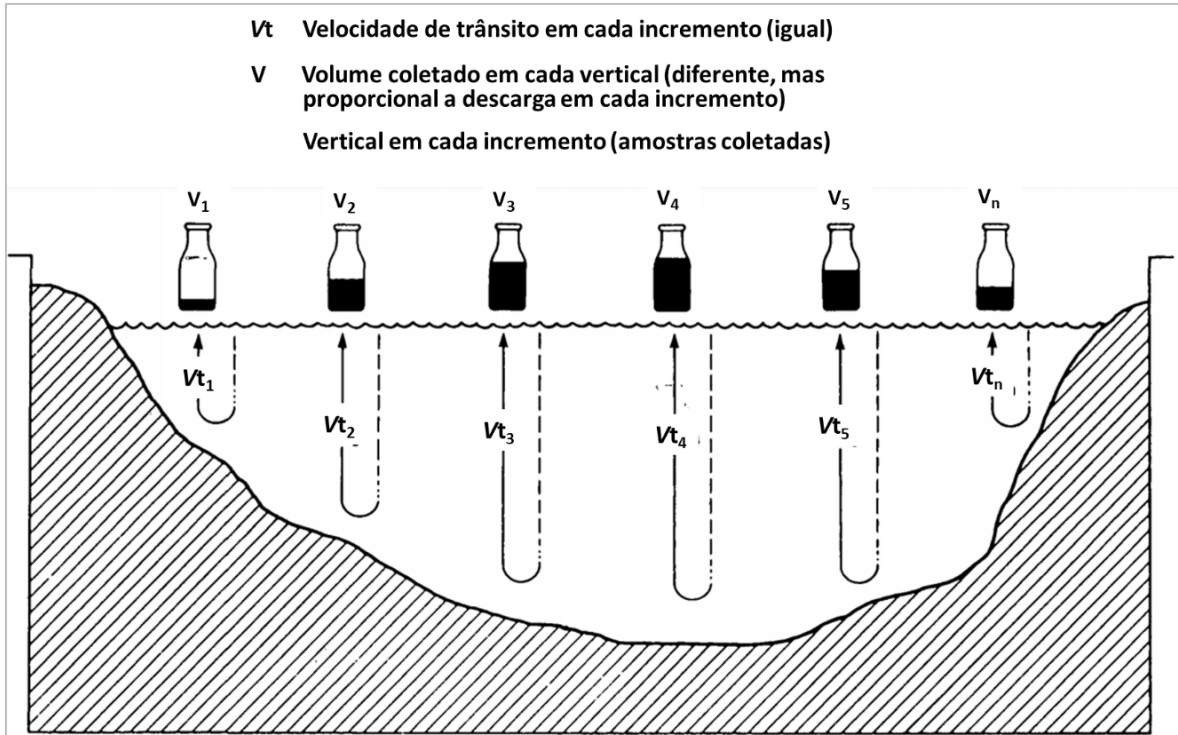


Figura 3-1: Amostragem por Igual Incremento de Largura. Adaptado de: Edwards e Glysson, 1999.

Após as amostragens *in situ*, as amostras são encaminhadas para análise em laboratórios e para o cálculo das concentrações de sedimentos em suspensão (CSS). Nessa etapa de análise são realizados os processos de filtração ou evaporação e secagem, a fim de obter o peso do material seco (Figura 3-3). Apesar de fornecer resultados confiáveis, esse método demanda muito tempo (CARVALHO et al., 2000) e recursos consideráveis, o que resulta na existência de poucas estações da ANA e essas com cerca de somente quatro amostragens por ano (CARVALHO, 2008).



**Figura 3-2: Amostragem por Igual Incremento de Largura usando a técnica de amostragem por integração vertical com mesma velocidade de trânsito. Adaptado de: Edwards e Glysson, 1999.**

Ainda sobre a abordagem de cálculo da descarga sólida pela carga de sedimentos, alguns trabalhos utilizaram dados de SS de redes de monitoramentos nacionais para verificar quais rios possuíam maior descarga sólida. Citam-se aqui o trabalho de Gergov (1996) que realizou esse estudo nos rios da Bulgária e o de Lima et al. (2005) nos grandes rios brasileiros. Os dados de SS também podem ser utilizados para estudos de assoreamento de reservatórios (CARVALHO et al., 2000).

Os turbidímetros também são equipamentos que podem ser utilizados para estimar a CSS a partir de uma relação entre a medida de turbidez e medidas de SS (MERTEN et al., 2014; SARI et al., 2015; SARI et al., 2017). A turbidez é uma medida que está relacionada com a quantidade de luz que consegue atravessar uma amostra de água e que pode ser influenciada tanto pela matéria inorgânica (em especial pela quantidade de partículas de silte, argila e areia), quanto pela matéria orgânica em suspensão ou dissolvida na água (ASTM INTERNATIONAL, 2003). Os sensores de turbidez podem ser instalados em campo e registrar dados em intervalo de tempo programado e assim fornecer séries de longo período com elevada frequência amostral.

Silva et al. (2015) utilizaram dados de turbidez medidos *in situ* em uma pequena bacia hidrográfica da região amazônica. Os autores utilizaram os dados de turbidez para estimar a CSS através de um método que se baseia na proporcionalidade entre os dois parâmetros e assim obtiveram a quantidade de sedimentos (t) produzidos na bacia para diferentes eventos de chuva.



**Figura 3-3: Etapas das análises de amostras em laboratório: 1) medição de volumes da amostra a ser filtrada; 2) filtração da amostra; 3) secagem dos papéis de filtro em estufa; e 4) pesagem das amostras secas. Fonte: Bicalho, 2006.**

Sari et al. (2015) mostraram que, no cenário brasileiro, a maioria dos estudos que usam dados de turbidez para estimar a CSS foram realizados na região sul do país a partir dos anos 2000. Desses estudos, os autores observaram que o coeficiente de determinação  $R^2$ , entre a resposta do sensor e a CSS, variou entre 0,71 e 0,99, mas ressaltam que a aplicação das relações encontradas deve ser feita de forma cautelosa, visto que muitos autores não fazem menção de uma posterior verificação em campo das curvas elaboradas em laboratórios. Minella et al. (2008) consideraram o processo de verificação em campo e observaram uma diferença da ordem de cinco

vezes entre os valores estimados por uma equação potencial calibrada *in situ* (erro médio de +/- 122 mg/L) e outra calibrada em laboratório (erro médio de +/- 601 mg/L) a partir de amostras de SS no exutório da bacia de Arvorezinha, RS.

Sari et al. (2017) mostraram ser possível utilizar um modelo de redes neurais artificiais usando turbidez e nível de água para estimar CSS. Com o método proposto foram gerados modelos que permitiram encontrar valores do coeficiente de Eficiência Nash-Sutcliffe (ENS) acima de 0,9.

Outra abordagem que pode ser utilizada na estimativa da CSS é por meio da reflexão, pelas partículas em suspensão, de sinais sonoros emitidos por equipamentos como ADCP/ ADP (*Acoustic Dopple Current Profiler/ Acoustic Doppler Profiler*) (FILIZOLA et al., 1996; GUYOT et al., 1998); e o ADV (*Acoustic Doppler Velocimeter*) (CABRAL, 2014). Schuck (2013) realizou experimentos em laboratórios e observou que o retorno do eco, a partir da emissão de sinais de um ADP, aumentou com o aumento da CSS. Dornelles (2009) utilizou um ADCP para avaliar diferentes métodos de conversão do sinal acústico em CSS e concluiu que além de ser possível realizar as estimativas, o melhor método dentre os analisados foi o de Gartner 5. Já Cabral (2014) investigou a possibilidade de utilizar o equipamento ADV e após diversos testes afirmou que existe uma relação direta entre o aumento da CSS e o sinal medido pelo equipamento.

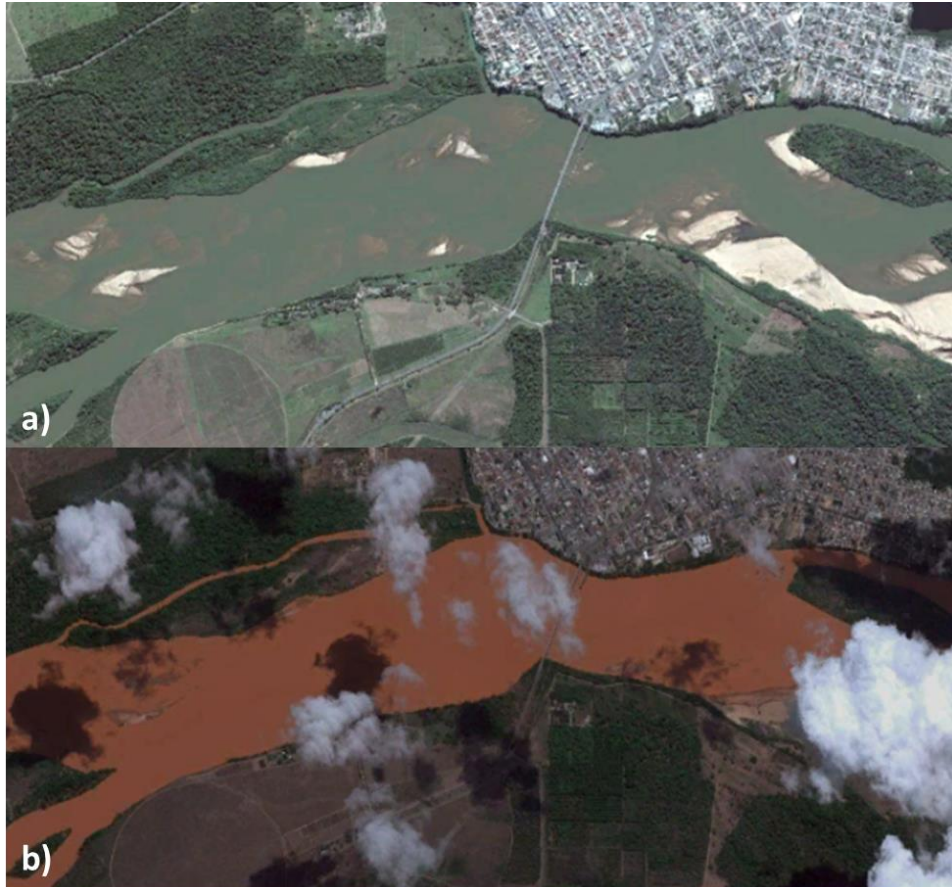
Menciona-se ainda o equipamento LISST (*laser in situ scattering and transmissometry*) que é um instrumento que mede a CSS a partir da difração laser. O equipamento funciona medindo a intensidade da luz espalhada, emitida pelo laser, em diferentes ângulos com uma série de detectores em formato de anéis concêntricos. As intensidades de luz registradas pelos detectores são utilizadas para estimar as concentrações e também o tamanho das partículas. O detector de transmissômetro LISST está localizado no centro dos detectores de cada anel e mede a luz que não é espalhada ou absorvida pelas partículas (FUGATE e FRIEDRICHS, 2002). Fugate e Friedrichs (2002) usaram o equipamento para estimar as concentrações e velocidades de queda das partículas em um estuário. Oliveira et al. (2012) usaram o método para compreender processos de dispersão dos sedimentos em suspensão em uma praia estuarina e além de estimar as CSS também confirmara que o método contribui para estudos da dinâmica e modelagem sedimentar.

### 3.1.2.2 Abordagens com medições por sensores remotos

Os métodos tradicionais de monitoramento de sedimentos consomem elevado tempo até a obtenção final dos resultados e custo relativamente elevado (CARVALHO, 2008; WANG et al., 2009; ESPINOZA VILLAR et al., 2012), dificultando a obtenção de dados com boa frequência espaço-temporal. Além disso, fornecem observações pontuais (LODHI et al., 1998), onde seria impraticável aumentar a sua cobertura espacial para a caracterização detalhada da dinâmica de sedimentos em uma grande bacia. Uma alternativa complementar para o monitoramento sedimentométrico é o uso de observações da reflectância espectral da superfície da água a partir de sensores remotos instalados em satélites (LODHI et al., 1998; ESPINOZA VILLAR et al. 2012).

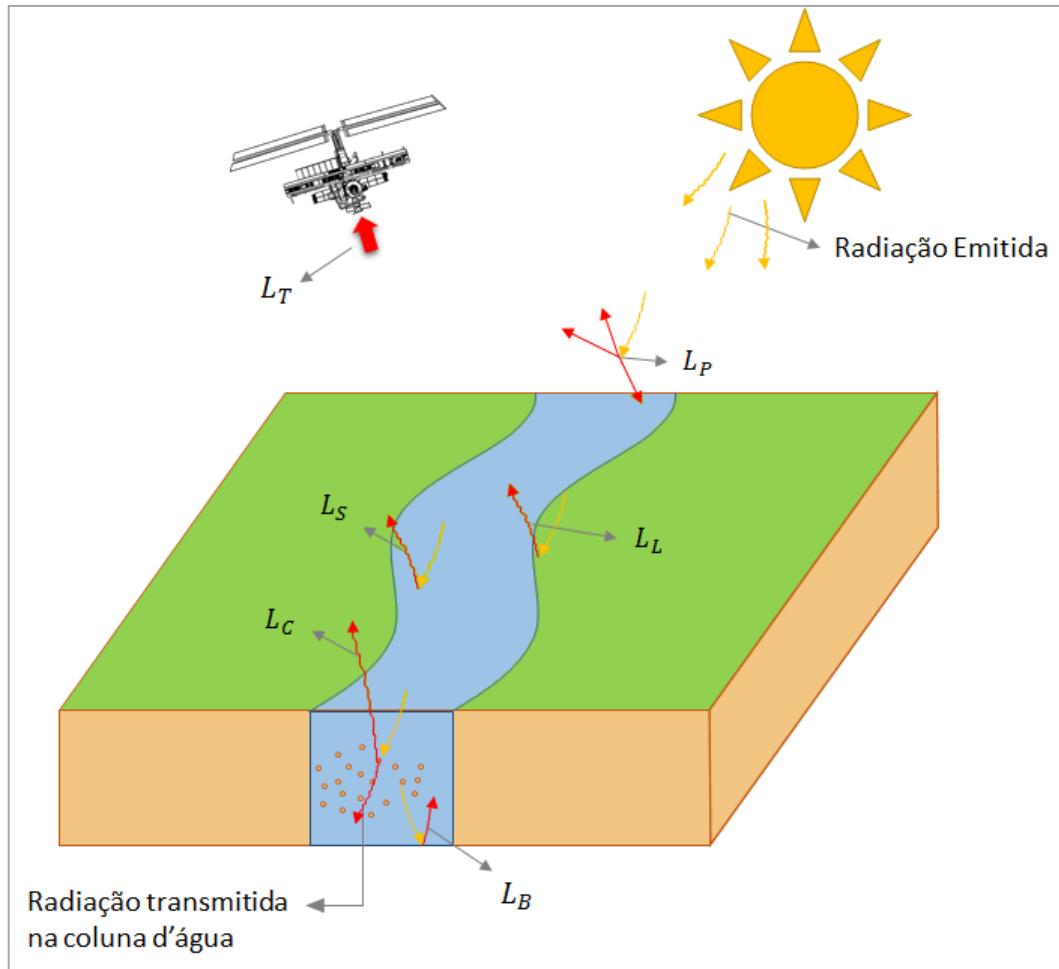
A reflectância espectral é uma das formas de interação entre a radiação eletromagnética emitida por um corpo e a matéria que é alcançada por ela. Segundo Jensen (2009), pode ser definida como a razão (adimensional) entre o fluxo radiante (taxa temporal do fluxo de energia) refletido por uma superfície e o fluxo radiante incidente nela. Para exemplificar, a Figura 3-4 apresenta duas imagens de satélites em que é possível notar diferentes alvos (água clara, água com sedimentos, vegetação, casas, etc.). Cada alvo apresenta um valor diferente de reflectância, devido suas características e formas com que interagem com a matéria.

O fluxo radiante refletido por uma superfície pode ser captado por um sensor remoto, permitindo, a partir das características de cada objeto, identificá-los. Além de refletir, o fluxo radiante incidente em uma superfície pode ser absorvido (e convertido em outras formas de energia) ou transmitido através dela. Esse processo de interação entre a radiação eletromagnética, um corpo e um sensor remoto é apresentado na Figura 3-5.



**Figura 3-4: Imagens do rio Doce em Linhares - ES: a) 29 de junho de 2013; e b) 15 de dezembro de 2015. Fonte: Google Earth.**

Observa-se na Figura 3-5 que a radiação que chega ao sensor não é proveniente apenas de um objeto, mas também da atmosfera e de outros alvos que podem refletir a radiação de forma difusa. De acordo com Kirk (2011), um sensor posicionado sobre o oceano tem tipicamente 90% da radiação recebida se originando na atmosfera devido aos efeitos de espalhamento Rayleigh, que ocorre na presença de partículas aerossóis e moléculas de ar.



**Figura 3-5: Esquema simplificado da interação entre a radiação eletromagnética emitida pelo sol e diversos componentes terrestres.  $L_T$  representa a radiação captada pelo sensor,  $L_P$  a radiação espalhada pela atmosfera,  $L_S$  a radiação refletida pela superfície da água,  $L_C$  a radiação refletida pelos componentes presentes na coluna d'água,  $L_B$  a radiação refletida pelo fundo do corpo d'água e  $L_L$  a radiação refletida por alvos adjacentes ao corpo d'água.**

A radiação proveniente da coluna d'água é resultante da interação da radiação solar com a água e seus componentes, que tem sua natureza alterada nesse processo. A radiância total registrada por um sensor para um canal de águas rasas, segundo Legleiter e Roberts (2005), pode ser computada como sendo a soma de cinco componentes:

$$L_T = L_P + L_S + L_C + L_B + L_L \quad (1)$$

em que  $L_T$  é a radiância espectral total registrada pelo sensor,  $L_P$  representa a porção da radiância espalhada pela atmosfera terrestre, que nunca alcança efetivamente a água e que atinge o campo de visada do sensor,  $L_S$  se refere a radiância que é refletida pela superfície da água, sem interagir com a coluna de água e seus componentes,  $L_C$  é a radiância que penetra na coluna de água, é espalhada e então

emerge sem interagir com o fundo,  $L_B$  é fração da radiância que penetra na coluna de água, alcança o fundo e é refletida por ele, atravessando novamente a interface ar-água e chega ao sensor e  $L_L$  se refere a radiância dos elementos adjacentes ao curso d'água que eventualmente podem se misturar com as outras parcelas e alcançar o sensor.

A radiação que é refletida pelo fundo do rio é mais significativa quando a água é mais transparente e/ou rasa, o que permite que maior radiação chegue ao fundo (JENSEN, 2009). Quando se deseja estudar a presença de sedimentos em suspensão na água, a partir da Equação 1, o objetivo principal é encontrar a  $L_C$ , também conhecida como radiância volumétrica (Jensen, 2009). Essa fração pode ser obtida isolando esse termo e removendo da radiância total os demais termos, considerados como ruídos:

$$L_C = L_T - (L_P + L_S + L_B + L_L) \quad (2)$$

Segundo Jensen (2009), essa variável pode ainda ser expressa como função da fração de água pura  $w$ , dos sedimentos inorgânicos em suspensão ( $SM$ ), da clorofila  $a$  orgânica ( $Chl$ ), do material orgânico dissolvido ( $DOM$ ) e da quantidade total de atenuação por absorção e espalhamento que ocorre na coluna d'água devido a cada um desses constituintes,  $c(\lambda)$ :

$$L_C = f(w_{c(\lambda)}, SM_{c(\lambda)}, Chl_{c(\lambda)}, DOM_{c(\lambda)}) \quad (3)$$

Jensen (2009) ainda menciona que a reflectância espectral dos sedimentos em suspensão (SS) é uma função da quantidade e das características do material na água, tais como o tamanho e composição das partículas e sua capacidade de interação com a radiação (absorção e reflexão). As regiões do espectro eletromagnético correspondente à faixa do visível (+/- 0,40 $\mu$ m a 0,70 $\mu$ m) e do infravermelho próximo (0,70 a 1,30  $\mu$ m) podem ser utilizadas para estudos dos componentes de água (Lodhi, 1998, Jensen, 2009, Munday e Alfoldi, 1979; Zhang et al., 2013), sendo que as faixas do vermelho (0,62-0,70  $\mu$ m) e do infravermelho próximo são as mais utilizadas para estimativas de concentração de sedimentos em suspensão (CSS).



A faixa do vermelho é indicada, principalmente, por possuir os comprimentos de onda onde ocorre o pico da reflectância nas misturas de água e sedimentos (Figura 3-6). Entretanto, nessa faixa, para elevadas concentrações, pode ocorrer a saturação da reflectância, ou seja, com um aumento da concentração de SS, não há um aumento proporcional da reflectância. Para Binding et al. (2005), o sucesso do uso dos comprimentos de onda na faixa do infravermelho próximo (IVP) para medir sedimentos se deve ao fato de que, em águas com elevadas CSS, existe espalhamento suficiente para exceder a forte absorção pela água no IVP. Além disso, se observa que na faixa do IVP existe menor possibilidade de saturação (Figura 3-6).

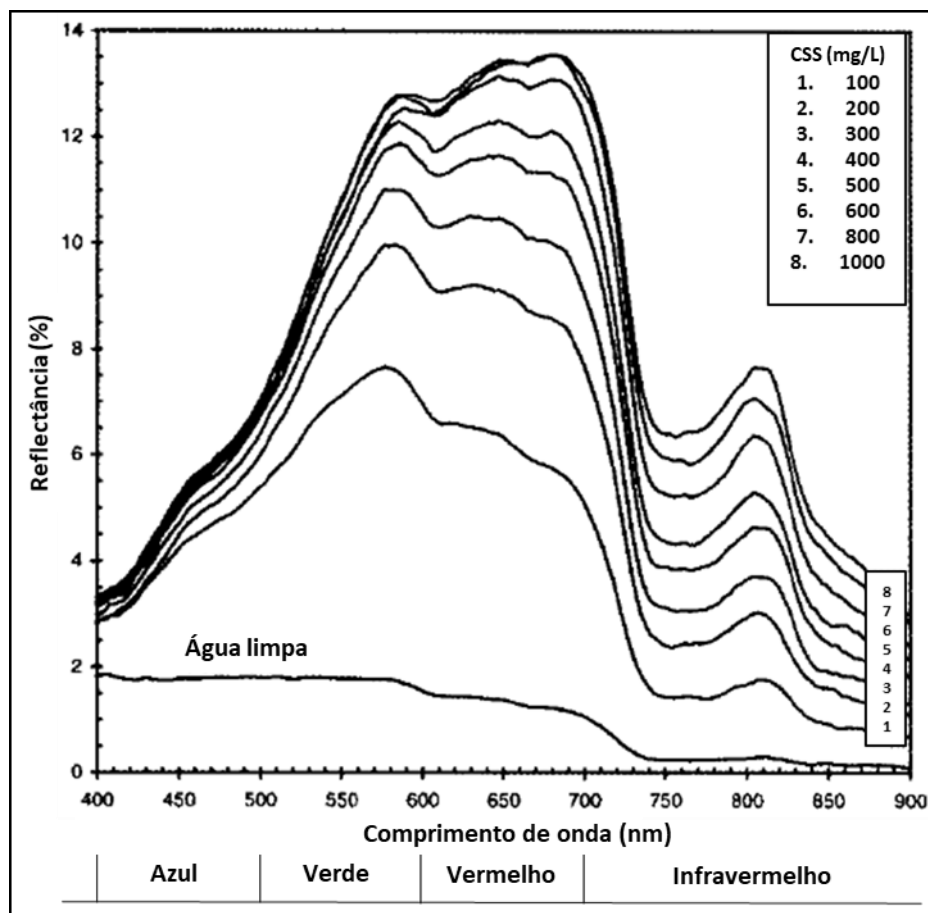


Figura 3-6: Reflectância espectral da água com vários níveis de concentração de sedimentos suspensos. Adaptado de Lodhi et al. (1998).

Nesse sentido, desde o lançamento do primeiro satélite Landsat em 1972, diversos trabalhos vêm investigando as relações existentes entre a quantidade de SS em ambientes aquáticos e a reflectância espectral (MUNDAY JR. E ALFOLDI, 1979; LODHI ET AL., 1998). Alguns dos principais satélites/sensores utilizados para essas investigações são apresentados no Quadro 3-1.

**Quadro 3-1: Características de sensores que possuem resolução espectral na faixa do vermelho e do infravermelho próximo**

Satélite/ Sensor (es)	Resolução espacial (m)	Resolução Temporal (dias)	Período de operação
Landsat 1/ RBV e MSS	80	18	1972-1978
Landsat 2/ RBV e MSS	80	18	1975-1981
Landsat 3/ RBV e MSS	80	18	1978-1983
Landsat 4/ MSS e TM	80 e 30	16	1982-1993
Landsat 5/ MSS e TM	80 e 30	16	1984-2012
Landsat 6/ ETM	30	16	1993 (SD)*
Landsat 7/ ETM +	30	16	<b>Desde 1999**</b>
<b>Landsat 8/ OLI</b>	<b>30</b>	<b>16</b>	<b>Desde 2013</b>
SPOT 1/ HRV	20	26	1986-1990
SPOT 2/ HRV	20	26	1990-2009
SPOT 3/ HRV	20	26	1993-1997
SPOT 4/ HRVIR e VEGETATION	20 e 1000	26 e 1	1998-2013
SPOT 5/ HRG e VEGETATION 2	10 e 1000	26 e 1	2002-2015
<b>SPOT 6/ MS</b>	<b>6</b>	<b>1-5</b>	<b>Desde 2012</b>
<b>SPOT 7/ MS</b>	<b>6</b>	<b>1-5</b>	<b>Desde 2014</b>
CBERS 1/ Câmara CCD, WFI, IRMSS e HRC	20, 260, 80 e 2,7	26, 5, 26 e 130	1999-2003
CBERS 2/ Câmara CCD, WFI, IRMSS e HRC	20, 260, 80 e 2,7	26, 5, 26 e 130	2003-2009
CBERS 2B / Câmara CCD, WFI, IRMSS e HRC	20, 260, 80 e 2,7	26, 5, 26 e 130	2007-2010
CBERS 3/ Câmara MUX, WFI, IRS e PAN	20, 64, 40 e 10	26, 5, 26 e 5	2013 (SD)*
<b>CBERS 4/ Câmara MUX, WFI, IRS e PAN</b>	<b>20, 64, 40 e 10</b>	<b>26, 5, 26 e 5</b>	<b>Desde 2014</b>
<b>TERRA/ MODIS</b>	<b>250, 500 e 1000</b>	<b>1</b>	<b>Desde 1999</b>
<b>AQUA/ MODIS</b>	<b>250, 500 e 1000</b>	<b>1</b>	<b>Desde 2002</b>
<b>SENTINEL - 2A/ MSI</b>	<b>10, 20 e 60</b>	<b>10</b>	<b>Desde 2015</b>
<b>SENTINEL – 2B/ MSI</b>	<b>10, 20 e 60</b>	<b>10</b>	<b>Desde 2017</b>

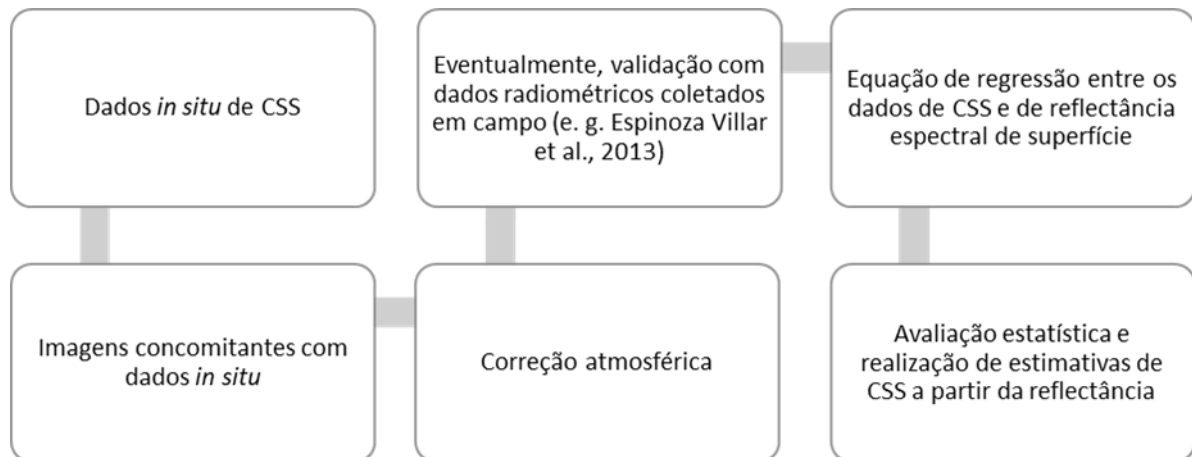
\*SD – sem dados disponíveis; satélites destacados em negrito continuam em atividade desde seu lançamento.

\*\* Os dados a partir de maio de 2003 têm problemas devido a uma falha em um dos equipamentos.

Fontes: <http://landsat.gsfc.nasa.gov>, <https://spot.cnes.fr/en/SPOT/index.htm>, <http://www.cbbers.inpe.br>, <https://modis.gsfc.nasa.gov/> e <https://sentinel.esa.int/>.

Observa-se do Quadro 3-1 que existe uma grande quantidade de sensores embarcados em satélites com especificações técnicas compatíveis com o monitoramento da concentração de sedimentos em águas continentais, como de rios, lagos e reservatórios, com diferentes resoluções espaciais (10m a 1000m) e temporais (1 a 26 dias). Os dados que são obtidos através das imagens são geralmente utilizados para desenvolver equações que relacionem a CSS com a reflectância

espectral de superfície (Figura 3-7), mas também podem ser utilizadas para compreender padrões a respeito da dinâmica espaço-temporal em um corpo hídrico.



**Figura 3-7: fluxograma simplificado com as etapas que devem ser realizadas para se obter informações de CSS a partir de reflectância espectral de superfície.**

Doxaran et al. (2002) utilizaram dados do satélite SPOT/ HRV para estimar a CSS no estuário Gironde, no sudoeste da França, com concentrações variando entre 35 e mais de 2000 mg/L. Os autores encontraram alta correlação entre os dados de CSS medidos *in situ* e a reflectância da banda XS3 (IVP - 790-890 nm), quando as concentrações foram elevadas, e as razões [XS3/XS1(verde - 500-590 nm)] e [XS3/XS2 (vermelho - 610-680 nm)], quando as concentrações foram baixas.

Long e Pavelsky (2013) compilaram diversos trabalhos que desenvolveram equações que relacionavam dados de campo de CSS ou turbidez com a reflectância de superfície. Os autores resumiram as informações de cada trabalho em uma tabela, indicando, para cada um deles, quais as bandas utilizadas, a equação desenvolvida, o valor máximo de CSS ou Turbidez e o coeficiente de Spearman. Apesar de encontrar valores do coeficiente de Spearman ( $\rho$ ) de 0,97 para o delta Peace-Athabasca, os autores concluíram que nem sempre é recomendada a utilização dessas equações para outras regiões sem ser aquelas as quais foram desenvolvidas.

Souza et al. (2015) utilizaram uma média entre as bandas 2 (0,52 - 0,60  $\mu\text{m}$ ) e 3 (0,63-0,69  $\mu\text{m}$ ), correspondendo às faixas do verde e vermelho, respectivamente, do satélite Landsat 5 TM para a geração de um modelo que estima a CSS para uma região do semiárido brasileiro. Montanher et al. (2014) usaram diversas bandas espectrais na faixa do visível e do IVP do Landsat 5 TM para a construção de modelos

regionais de estimativa da CSS para diferentes rios amazônicos, encontrando valores de coeficientes de correlação com os dados observados variando entre 0,77 e 0,89.

Espinoza Villar et al. (2012) utilizaram imagens do sensor MODIS para mostrar que os sensores existentes podem ser utilizados para o monitoramento operacional da descarga de sedimentos em grandes bacias. É importante ressaltar que os autores usaram estimativas de superfície de CSS a fim de que a comparação com os valores de reflectância, medidos pelo satélite, fosse adequada, uma vez que a luz solar penetra em apenas uma camada superficial da coluna d'água (zona fótica).

Espinoza Villar et al. (2013) utilizaram a reflectância das bandas do vermelho e IVP do satélite MODIS de diferentes locais no Rio Madeira para monitorar a dinâmica espacial e temporal da CSS. Os autores encontraram um coeficiente de correlação de 0,78 e concluíram que a utilização da reflectância das imagens pode ser uma forma robusta se estimar a CSS de superfície. O trabalho de Fleifle (2013), de forma semelhante ao de Espinoza Villar et al. (2013), apresentou uma análise espaço-temporal da variabilidade da quantidade de sedimentos presentes no rio Mekong, localizado no sudeste da Ásia.

Outros autores utilizaram a reflectância da banda do vermelho das imagens do Landsat 8/ OLI para monitorar lagos. Barros et al. (2015) analisaram parâmetros de qualidade de água no Lago Igapó – PR e compararam os resultados com dados *in situ* e observaram que as imagens são ferramentas úteis no monitoramento de reservatórios urbanos. Fassoni-Andrade et al. (2015) analisaram a dinâmica da variabilidade espacial e temporal dos sedimentos em suspensão na Lagoa dos Patos – RS com a banda 4 (vermelho) do satélite Terra.

Outros trabalhos utilizaram os dados de CSS derivados das imagens de sensoriamento remoto para calibrar e/ou validar modelos de transporte de sedimentos em regiões costeiras.

Miller et al. (2005) usaram o algoritmo desenvolvido por Miller e Mckee (2004) para estimar a CSS no Lago Pontchartrain a partir de imagens do satélite Terra/MODIS e com esses dados calibraram e validaram o modelo numérico de transporte de sedimentos ECOMSED (*Estuarine, Coastal and Ocean Modeling System with Sediments*). Os autores utilizaram imagens do dia 15 ao dia 23 de maio

de 2002, sendo que as informações de CSS derivadas da primeira imagem foram usadas para definir as condições iniciais do modelo. As demais imagens foram utilizadas para calibrar e validar o modelo. Segundo os autores, embora as imagens contribuíram para preencher uma lacuna no processo de calibração do modelo, fornecendo informações com alta resolução espacial e diárias, o modelo teve uma tendência de superestimar as concentrações derivadas das imagens MODIS em áreas de águas rasas. Trabalho semelhantes ao de Miller et al. (2005) foram realizados por Yang et al. (2014) e Yang et al. (2016), também para regiões costeiras.

De acordo com Marcus e Fonstad (2010), o aumento do uso de sensoriamento remoto nos últimos anos em estudos de rios ocorreu devido: (i) ao crescente desejo e necessidade de dados para documentar e explorar toda a amplitude de variações espaciais e temporais dos sistemas fluviais; (ii) as tecnologias envolvidas que permitem aquisição, processamento e análise de dados com baixo custo em grandes escalas espaciais; e (iii) o envolvimento crescente de cientistas que pesquisam sobre os sistemas fluviais com geotecnologias. Contudo, a análise de estudos passados relacionados aos sedimentos, revela que a grande maioria é focado na técnica para estimativa de CSS na superfície, e poucos são aqueles que focam no uso desses dados para o estudo da dinâmica espaço temporal de sedimentos, principalmente em rios de pequenas larguras, e menos ainda para a calibração e validação de modelos hidrossedimentológicos.

### **3.2 Cálculo da perda de solo e da produção de sedimentos**

Segundo Buarque (2015), os modelos de erosão de encostas mais simples são aqueles que levam em consideração o comprimento de rampa, mas sem considerar a variabilidade da erosão e da deposição ao longo dessa. Além disso, eles se utilizam de valores médios anuais, desconsiderando assim a variabilidade temporal dos parâmetros. Já os modelos mais complexos utilizam valores pontuais e discretos no espaço e no tempo para computar a erosão. Contudo, o número de fatores requeridos por alguns modelos, devido à complexidade desse, pode ser um limitador em sua aplicação.

Beasley et al. (1980) utilizaram as relações desenvolvidas por Meyer e Wischmeier (1969) para determinar a erosão. A partir dessas relações a perda de solo

é calculada considerando as taxas de desprendimentos das partículas pelo impacto da precipitação no solo e pelo escoamento superficial como função das características físicas da bacia, uso e manejo do solo.

Para a estimativa da perda de solo, as equações mais conhecidas e utilizadas são a USLE (*Universal Soil Loss Equation*) (WISCHMEIER; SMITH, 1978) e suas derivações, a RUSLE e a MUSLE (MERRIT et al., 2003; AKSOY e KAVVAS, 2005; BUARQUE, 2015; PANDEY et al., 2016). A USLE estima a perda de solo em uma área e leva em consideração os processos de erosão laminar e em sulcos. De acordo com Pandey et al. (2016), ela é resultante de um extenso trabalho experimental, e é classificada pelo autor como a realização suprema no campo da modelagem de erosão do solo. Ressalta-se, no entanto, que esse modelo não considera processos de erosão que envolvam grandes movimentos de massa em curtos intervalos de tempo, como erosão por voçorocas e movimentos de massa.

O resultado gerado por essa equação é a média anual da perda de solo de longo período. O modelo é expresso por meio da Equação 4, que utiliza como dados de entrada parâmetros relacionados ao clima, topografia, tipo de solo, manejo e tipo de cobertura do solo.

$$A = R.K.L.S.C.P \quad (4)$$

onde  $A$  [t/ha.ano] é a perda de solo média anual estimada por unidade de área,  $R=f(E.I30)$  [MJ.mm/ha.h.ano] é o fator de erosividade da chuva ( $E$  é a energia cinética da chuva e  $I30$  é a máxima intensidade da precipitação de 30min de duração),  $K$  [t.h/MJ.mm] 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).

Williams (1975) propôs uma modificação na USLE que ficou conhecida como MUSLE (*Modified Universal Soil Loss Equation*), calculada para cada evento, substituindo o fator de erosividade da chuva por um fator de energia do escoamento. Da mesma forma que Williams (1975), Neitsch et al. (2005) afirmam que a inclusão de um fator que considera o escoamento superficial para estimativa da perda de solo elimina a necessidade de inclusão de uma taxa de transferência de sedimentos (*Sediment Delivery Rate* - SDR). Segundo Williams (1975), isso se deve ao fato de

que as características da bacia influenciam as taxas de escoamento da mesma forma que influenciam as taxas de transferência de sedimentos. Por exemplo, altas declividades dos canais de drenagem irão produzir altas taxas de escoamento e altas taxas de transferência de sedimentos. É importante destacar que a MUSLE se constitui de uma equação de base empírica, ajustada a partir de experimentos de campo com medições de descargas sólidas, que leva em conta, portanto, os sedimentos no canal e não apenas nas encostas.

Posteriormente, a USLE foi revisada por Renard et al. (1991), Renard et al. (1994) e Renard et al. (1997) com o objetivo de agregar mais informações e conhecimentos, bem como mais dados obtidos nas décadas de 1980 e 1990, ficando conhecida como RUSLE. Kinnell e Risse (1998) também propuseram uma modificação na USLE, que ficou conhecida por USLE-M. Para obter a USLE-M, os autores desenvolveram uma nova metodologia de cálculo que leva em consideração tanto o potencial erosivo das precipitações (EI30) como as taxas de escoamento dos eventos chuvosos. Com isso, os autores mostraram ser possível melhorar os resultados das estimativas de perda de solo se comparado a equação tradicional da USLE. Em suas análises, estiveram presentes tanto a erosão laminar quanto as erosões em sulcos. Mais equações/relações para cálculo da erosão em encostas são apresentadas nos trabalhos de Carvalho (2008) e Pandey et al. (2016).

A erosão no canal é comumente computada apenas para a carga de leito utilizando a abordagem de capacidade de transporte (CT), que representa a quantidade máxima de sedimentos que o escoamento consegue transportar. Se existe quantidade de sedimentos superior a CT, então ocorrerá deposição no canal. Caso a quantidade de sedimentos seja inferior a CT, então inicia-se o processo de erosão do leito. Existem diversas formulações para determinação da CT para diferentes tipos de transporte de sedimentos (e. g. YANG, 1996; WU, 2008; CARVALHO, 2008; JULIEN, 2010), sendo possível utilizar essa abordagem também para cálculo da erosão nas encostas (MORGAN et al., 1998).

### 3.3 Propagação dos sedimentos no canal

O transporte dos sedimentos se inicia nas encostas e continua até aos cursos d'água e depois são propagados pelos canais principais de escoamento. A maior parte dos sedimentos é transportada durante os eventos de chuva, podendo representar cerca de 70% a 90% (CARVALHO, 2008) de toda a quantidade transportada.

Buarque (2015) considera que os modelos unidimensionais de escoamento e transporte de sedimentos em rios são bastante úteis, pois permitem a predição de valores médios nas seções de cálculos dos trechos de rios, tais como velocidade, carga de fundo, concentração de sedimentos em suspensão (CSS), entre outros. Essas informações se tornam ainda mais relevantes diante da escassez de dados existentes em muitas bacias hidrográficas, como as bacias brasileiras.

O transporte nos rios pode ser dividido em duas partes, uma fase líquida, correspondendo ao transporte de água, e outra sólida, correspondendo ao transporte de sedimentos (carga de leito e carga em suspensão). Essas fases podem ser trabalhadas de forma acoplada ou não, dependendo da aplicação de interesse. Quando a solução é acoplada, o transporte dos sedimentos e suas interações podem provocar alterações no canal que, no passo de tempo seguinte, irá influenciar nos parâmetros de cálculo da seção transversal e por fim no cálculo do transporte de água. Nesse caso, existe uma interdependência no cálculo do transporte de água e dos sedimentos a cada passo de tempo. Já as formulações desacopladas ignoram esses aspectos e consideram que a mudança na seção ocorre lentamente (VIEIRA da SILVA e WILSON JR., 2006) e assim o transporte dos sedimentos pode ser calculado inteiramente após o cálculo do transporte de água.

A solução da fase líquida pode ser feita com diferentes formulações, desde as mais simples, como os modelos de onda cinemática, até soluções mais complexas, como os modelos hidrodinâmicos completos (LAI, 2005). Geralmente os modelos hidrodinâmicos unidimensionais utilizam as equações de Saint Venant para fornecer as variáveis do escoamento no tempo e no espaço, que são importantes para o cálculo do transporte de sedimentos. As formulações das equações de Saint Venant são baseadas nas equações de conservação da massa (Equação 5) e da quantidade de



movimento (Equação 6) e fisicamente representam o escoamento unidimensional não-permanente gradualmente variado e podem ser expressas por (TUCCI, 1998):

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_l \quad (5)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(Q^2/A)}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} = gAS_0 - gAS_f \quad (6)$$

em que  $x$  [m] é a coordenada espacial na direção do escoamento,  $A$  [m<sup>2</sup>] é a área da seção,  $Q = A.U$  [m<sup>2</sup>/s] é a vazão, sendo  $U$  [m/s] a velocidade média na seção,  $h$  [m] o nível d'água,  $t$  [s] o tempo,  $q_l$  [m<sup>3</sup>/s.m] a vazão por unidade de largura,  $g$  [m/s<sup>2</sup>] é a aceleração da gravidade,  $S_f$  [m/m] é a perda de carga devido ao atrito gerado pelas margens, fundo e pelo escoamento turbulento e  $S_0$  [m/m] é a declividade do fundo do canal.

As equações de Saint Venant não são suficientes por si só para determinar as modificações que possam ocorrer num canal de fundo móvel, tanto no tempo quanto no espaço, embora forneçam as variações que o escoamento possa sofrer. Assim, em soluções desacopladas, as equações da fase líquida devem ser solucionadas considerando a condição de fundo fixo, mantendo os valores das variáveis da seção constantes. Uma vez solucionada a fase líquida e determinadas as novas características do escoamento, pode-se utilizar uma equação de transporte de sedimentos para determinar o volume de sedimentos erodido ou depositado e as novas configurações da seção para o passo de tempo seguinte. A equação da continuidade de sedimentos simplificada, também conhecida como equação de Exner (Equação 7), pode ser utilizada em abordagens como essa (e.g. BUARQUE, 2015).

$$(1 - \lambda) \frac{\partial A_b}{\partial t} + \frac{\partial Q_s l}{\partial x} = q_s \quad (7)$$

sendo  $\lambda$  [adimensional] a porosidade do material de fundo,  $A_b$  [m<sup>2</sup>] é a área da seção transversal,  $Q_s$  [m<sup>3</sup>/s] é a descarga sólida volumétrica e  $q_s$  [m<sup>2</sup>/s] é a contribuição lateral de sedimentos por unidade de largura.

A solução da equação de Exner representa a solução da fase sólida para a descarga do material do leito ( $Q_s l$ ) e pode ser aplicada para diferentes classes de partículas, determinando o volume de sedimentos erodido ou depositado (BUARQUE,

2015). A solução pode ser obtida utilizando formulações matemáticas para a capacidade de transporte do escoamento, onde se busca estimar qual o valor da descarga sólida máxima possível de ser transportada pelo escoamento em determinada seção, estimativa essa considerada um dos problemas de maior complexidade na hidráulica fluvial (VIEIRA da SILVA e WILSON JR, 2005).

Segundo Vieira da Silva e Wilson Jr. (2005), os principais métodos utilizados para determinação da  $Q_s$ , que inclui tanto a vazão sólida por arrasto como a vazão sólida em suspensão do material do leito, são: o método de Einstein (1950), com uma abordagem probabilística; Laursen (1958), com abordagem empírica; Bagnold (1966), Toffaleti (1969) e Engelund & Hansen (1972), com maior embasamento físico; e Yang (1973) e Ackers & White (1973) apresentando uma abordagem com base em análise dimensional dos dados. Os autores também apresentam métodos que foram desenvolvidos para estimar apenas a descarga sólida por arrasto, como as fórmulas de Meyer, DuBoys (1879), Schoklitsch (1934), Shields (1936), Kalinske (1942), Smart (1984) e Ho-Huang (1992), baseadas nas condições críticas de arrasto; Bagnold (1966), baseada na energia do escoamento; Einstein (1950), Sayer & Hubbell (1965), baseadas na natureza probabilística do transporte por arrasto; e outros para estimar a descarga sólida total, como o método modificado de Einstein (1955), Colby (1964) e Toffaleti. Julien e Simons (1985) desenvolveram uma relação geral entre as principais variáveis que afetam a capacidade de transporte (Equação 8)

$$d_s = \alpha S^\beta q^\gamma r^\delta \left(1 - \frac{\tau_c}{\tau}\right)^\varepsilon \quad (8)$$

em que  $d$  é a descarga sólida,  $S$  a declividade,  $q$  a vazão,  $r$  a intensidade da chuva,  $\tau_c$  a tensão crítica de cisalhamento,  $\tau$  a tensão de cisalhamento,  $\alpha$  um coeficiente e  $\beta$ ,  $\gamma$ ,  $\delta$  e  $\varepsilon$  expoentes a serem determinados em laboratório ou experimentos de campo.

De acordo com Carvalho (2008), a utilização dessas formulações deve ser realizada com critérios, tanto baseados nas condições locais do curso d'água quanto no desenvolvimento teórico ou facilidade de aplicação. Isso se deve ao fato de que várias dessas equações foram desenvolvidas para situações específicas e de difícil generalização para a natureza (VIEIRA da SILVA e WILSON JR, 2005), sendo algumas formuladas com dados medidos em calhas de laboratório, gerando

resultados que podem estar imbuídos de grandes incertezas, por exemplo, associadas às variáveis independentes relacionadas ao material do leito (HABIBI, 1994; PAIVA et al., 2007; SCAPIN et al., 2007; CARVALHO, 2008).

Merrit et al. (2003) apresentam o que consideram ser os três principais algoritmos que vêm sendo utilizados para descrever o transporte de sedimentos e que incluem em suas formulações o conceito de CT. Estes são a equação do fluxo de sedimento em estado estacionário (HAIRSINE; ROSE, 1992), a equação fundamental do transporte de energia (ENGELUND; HANSEN, 1967) e a equação de Foster da continuidade para remoção ou deposição em sulcos e entre sulcos. Outras equações são apresentadas no trabalho de Pandey et al. (2016), como a equação de Yalin (1963).

A solução da fase sólida para a descarga em suspensão ( $Q_{ss}$ ) pode ser feita por meio da equação de difusão-advectação unidimensional (Equação 9) (VIEIRA da SILVA e WILSON JR, 2005; BUARQUE, 2015). Para o caso dos sedimentos, considera-se que a dispersão longitudinal pode ser desprezada por ser um termo pouco representativo se comparado aos demais. Além disso, quando o regime do escoamento é não permanente e existe variação geométrica da seção transversal, ou seja, para canais não prismáticos, deve-se levar em conta a área da seção transversal para que o princípio de conservação de massa seja respeitado (Equação 10).

$$\frac{\partial c}{\partial t} + u \frac{\partial c}{\partial x} = D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} \quad (9)$$

$$\frac{\partial(Ac)}{\partial t} + \frac{\partial(Auc)}{\partial x} = 0 \quad (10)$$

em que  $c$  é a substância a ser propagada,  $A$  [ $m^2$ ] é a área da seção transversal,  $t$  [s] se refere ao intervalo de tempo,  $u$  [m/s] é a velocidade do escoamento,  $D$  [ $m^2/s$ ] é o coeficiente de dispersão longitudinal e  $x$  [m] se refere a distância longitudinal que o escoamento percorre.

Na concepção da Equação 10, admite-se que a velocidade com que o sedimento se desloca é a mesma do escoamento (CARVALHO, 2008; PROSSER et al., 2001; BUARQUE, 2015). A Equação 10 pode ser resolvida numericamente a partir de condições iniciais e de contorno adequadas

### 3.4 Modelagem da erosão e transporte de sedimentos

Nesse capítulo são apresentados inicialmente as classificações estruturais que os modelos matemáticos geralmente possuem. Depois são abordados alguns conceitos que envolvem os modelos hidrológicos e hidráulicos, que são importantes ferramentas dentro da modelagem hidrossedimentológica. Ainda são apresentadas potenciais fontes de erros e incertezas dentro da modelagem e, por fim, alguns modelos hidrossedimentológicos desenvolvidos para aplicações em grande escala.

#### *3.4.1 Classificação e estrutura geral dos modelos hidrológicos e hidrossedimentológicos*

Existem inúmeros tipos de modelos, cada qual com suas complexidades e particularidades. Os modelos são desenvolvidos com a finalidade de descrever processos e/ou comportamentos que sejam representativos, gerando resultados satisfatórios dos fenômenos que os desenvolvedores/usuários buscam analisar. A seguir é apresentada uma classificação de modelos matemáticos de acordo com Tucci (1998):

- De acordo com a estrutura um modelo pode ser considerado conceitual ou empírico. Os modelos são denominados conceituais quando levam em consideração os processos físicos que ocorrem na área de estudo, enquanto os modelos chamados empíricos se baseiam em funções que não tenham relação com os processos físicos envolvidos e se baseiam então na repetição de experimentos e análises estatísticas, como métodos de correlação e análises de regressão.
- De acordo com a variabilidade espacial um modelo pode ser dito concentrado ou distribuído. Ele é dito concentrado quando os parâmetros e variáveis não possuem variabilidade espacial e é dito distribuído quando esses possuem dependência espacial e/ou temporal.
- De acordo com os fenômenos aleatórios os modelos podem ser considerados do tipo estocástico, quando a chance de ocorrência da variável for levada em conta e então insere-se o conceito de probabilidade na formulação do modelo, ou do tipo determinístico que é

quando para uma mesma entrada, o modelo possui uma mesma saída (considerando condições de entrada iguais).

- De acordo com os intervalos de tempo os modelos podem ser considerados contínuos, quando os fenômenos a serem descritos são contínuos no tempo ou discretos quando as mudanças que ocorrem se dão em intervalos discretos

Existem ainda os modelos de base física que, como o próprio nome sugere, são aqueles em que seus parâmetros apresentam significado puramente físico, sendo geralmente necessário muitos desses para representar de forma mais realística o que ocorre na natureza.

Para Merrit et al. (2003) os modelos utilizados na simulação de transporte de sedimentos se diferenciam principalmente por causa da complexidade, dos processos considerados e dos dados necessários para calibração e uso de cada modelo. Os autores consideram que não existe um modelo ideal para todas as situações e que o modelo a ser utilizado vai depender dos objetivos a serem alcançados e das características da bacia.

Segundo Santos (2009), de forma geral, os modelos podem apresentar três grupos de parâmetros dentro de sua composição:

- Parâmetros que são obtidos através de ensaios em uma área experimental, em laboratórios ou de acordo com as características geométricas dos elementos;
- Parâmetros que são obtidos a partir de informações disponíveis na literatura que podem ser obtidos através de pesquisas realizadas na mesma área de estudos ou em áreas semelhantes;
- Parâmetros que precisam ser calibrados para cada aplicação a ser realizada com o modelo.

Além desses critérios, os modelos podem ser classificados de acordo com suas escalas de aplicação, que vão desde parcelas do solo até bacias hidrográficas. Por exemplo, Collischonn (2001) considera que bacias com mais de 10.000 km<sup>2</sup> são consideradas como grandes bacias e, portanto, modelos que tem como foco aplicação nessas escalas são considerados modelos de grandes bacias. Os impactos da escala

estão diretamente relacionados com a heterogeneidade existentes na bacia, que segundo Arnold et al. (1998) possuem duas fontes principais: as diferenças no clima, topografia, solo e geologia; e as descontinuidades separando os tipos de solo, formações geológicas e cobertura do solo.

Santos (2009) ainda ressalta que se deve tomar cuidado com os valores dos parâmetros e o os efeitos de escala, tanto quando se tem valores médios para uma determina escala e deseja usá-los para escalas maiores quando se deseja usá-los para escalas menores. Por exemplo, em se tendo os valores médios para uma pequena área, aumentando-se a área para uma micro-bacia, os valores obtidos na calibração do modelo podem ser os mesmos ou diferentes da escala anterior. Caso sejam os mesmos ou próximos, pode-se dizer que não houve efeito de escala, mas caso sejam diferentes, pode-se dizer que os parâmetros sofreram com o efeito de escala e deve-se analisar a magnitude da variação do valor do parâmetro antes de estender o valor para áreas maiores.

Para o presente trabalho, onde propõem-se a modelagem de uma grande bacia, adota-se o conceito de bacia de grande escala apresentado por HGE (2013), que são as bacias que se enquadram aproximadamente nos seguintes critérios: (i) regiões geralmente maiores do que 1000 km<sup>2</sup>; (ii) regiões onde os processos de propagação fluvial não podem ser negligenciados, ou seja, que o tempo de viagem da água na rede de drenagem seja grande (alto tempo de concentração) e que os processos de translação e atenuação de ondas de cheias sejam relevantes na compreensão das dinâmicas da bacia; (iii) regiões onde a diferença entre os divisores de água superficial e subterrânea pode ser desprezada; (iv) regiões onde a chuva e outras características como tipo e uso de solo não podem ser consideradas homogêneas em toda a área e, por isto, os métodos clássicos de hidrologia não são adequados; (v) regiões onde a caracterização do terreno é difícil de ser realizada com medições puramente *in situ*, sendo necessário o apoio de técnicas de SIG e sensoriamento remoto.

#### 3.4.2 Modelagem hidrológica e hidrodinâmica

As modelagens hidrológica e hidrodinâmica possuem grande importância dentro da modelagem de sedimentos, a primeira sendo fundamental para a modelagem dos processos erosivos das encostas e a segunda para a propagação,

erosão e deposição nas calhas dos rios. De acordo com Santos (2009) a complexidade na modelagem dos processos erosivos é elevada devido à combinação dos fatores como topografia, natureza do fluxo e características dos sedimentos que compõem os solos e se torna ainda mais complexa pela dependência da resposta dos modelos hidrológicos.

A modelagem hidrológica completa requer conhecimento detalhado do ciclo hidrológico e dos processos que o constituem: precipitação, interceptação, infiltração, evapotranspiração e os escoamentos superficial e subterrâneo. Nos modelos, cada um desses processos geralmente é representado através de equações e métodos matemáticos, que permitem então simular o objeto ou sistema em estudo. Na propagação do escoamento, métodos relativamente simples são frequentemente utilizados como reservatórios lineares, Muskingum-Cunge ou os métodos de Onda Cinemática (BRAVO et al., 2012).

O modelo LARSIM (*Large Area Runoff Simulation Model*) é um exemplo de modelo hidrológico conceitual, distribuído, desenvolvido para grandes bacias (LUDWIG E BREMICKER, 2006). Foi desenvolvido com a finalidade de melhorar a descrição do ciclo hidrológico terrestre no modelo climático regional REMO (JACOB, 1995) e também para ser usado como um componente hidrológico geral em modelos acoplados do tipo hidrológicos-atmosféricos.

Destaca-se ainda o Modelo de Grandes Bacias (MGB-IPH), desenvolvido por Collischonn (2001) e que vem sendo aplicado em diversas bacias, como a bacia Amazônica (PAIVA et al., 2013), do rio da Prata (PONTES, 2016), do Níger (FLEISCHMANN et al., 2017) entre outras e mais recentemente para todo o território Sul Americano (SIQUEIRA et al., 2017). O MGB-IPH é um modelo do tipo conceitual, distribuído, com passo de tempo diário ou horário, voltado para aplicações em grandes bacias com escassez de dados e que considera para simulação os processos de infiltração, evapotranspiração, os escoamentos superficial, subsuperficial e subterrâneo e a interceptação. Outros modelos hidrológicos de grandes bacias, como os modelos SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) e LASCAM (*LArge Scale CAtachment Model*), são apresentados na subseção 3.4.5, juntamente com a apresentação de seus módulos sedimentológicos.

Para a utilização dos modelos hidrológicos, faz-se necessário compreender sua estrutura, capacidades e limitações para que a simulação gere resultados adequados e que atendam a necessidade do usuário. Além disso, é importante que os modelos sejam validados para que seus resultados sejam confiáveis.

Os modelos hidrológicos, que em sua maioria são do tipo chuva-vazão, estão muitas vezes focados apenas em conhecer o hidrograma de saída no exutório de uma bacia. Nesse sentido, para representar com mais detalhe as características e processos hidrológicos e hidráulicos na bacia e no canal, existem os modelos hidrológicos-hidrodinâmicos. Esses modelos são desenvolvidos a partir de abordagens dos processos físicos que ocorrem na área a ser estudada e se baseiam geralmente nas equações de conservação da massa e da quantidade de movimento (TUCCI, 1998; SANTOS, 2009).

Um dos modelos que em sua concepção buscou representar essa abordagem é o modelo LISFLOOD (DE ROO et al., 2000; DE ROO et al., 2001), que teve por objetivo simular os processos hidrológicos e avaliar cheias em grandes bacias europeias, especialmente. É um modelo de grade com píxeis que podem variar da ordem de metros, para áreas de escalas menores, até quilômetros para grandes escalas. De Roo et al. (2001) usaram o modelo para compreender quais os impactos gerados pela mudança de uso e ocupação do solo em bacias europeias.

Utilizando o modelo hidrológico MGB-IPH, vários trabalhos acoplaram um modelo hidrodinâmico a esse, a saber:

- O trabalho de Paz et al. (2010) que usaram, na falta de dados observados, o modelo MGB-IPH para gerar dados de entrada para o modelo hidrodinâmico HEC-RAS (*Hydrologic Engineering Center – River Analysis System*), a fim de simular uma grande bacia com rede de drenagem complexa e planícies de inundação com o apoio de ferramentas SIG;
- O de Bravo et al. (2012), que buscando compreender e representar a complexidade da bacia do Alto Paraguai (com cerca de 600.000 km<sup>2</sup>), de forma unidirecional e off-line, também acoplaram o MGB-IPH ao HEC-RAS e concluíram que essa nova ferramenta, de fato possibilitou,



segundo os autores, a melhor compreensão do funcionamento do ecossistema, bem como os impactos gerados por pressões antrópicas e mudanças climáticas;

- O de Paiva et al. (2012) que apresentam uma validação da versão do modelo MGB-IPH com um módulo hidrodinâmico unidimensional completo (PAIVA et al., 2011) para a bacia do rio Solimões, mostrando boa capacidade do modelo em representar os níveis d'água observados;
- O de Paiva et al. (2013), que utilizaram esse modelo apresentado por Paiva et al. (2011) para explorar o funcionamento físico da bacia Amazônica;
- E o de Pontes et al. (2015) que implementaram o método inercial de propagação de vazões de Bates et al. (2010), que é um método que despreza a inércia advectiva das equações de Saint Venant, no modelo MGB-IPH e aplicou o modelo na bacia do rio Araguaia, em que foi possível notar que os resultados gerados por esse acoplamento foram melhores que aqueles gerados com o método de Muskingum Cunge.

### *3.4.3 Modelagem hidrossedimentológica*

Segundo Pandey et al. (2016) é difícil descrever a taxa de erosão do solo nas escalas espacial e temporal devido à dificuldade de se fazer medições em campo em cada local da bacia. Essa escassez de informação não permite garantir que uma série de dados não seja tendenciosa. Uma longa série de dados permite investigar as respostas das taxas de erosão provocadas por alterações no uso e cobertura da terra e nas mudanças climáticas, seus impactos na produção de sedimentos e também conhecer a eficiência das medidas de controle da erosão. Para contornar o problema de falta de dados e suas limitações, os modelos matemáticos computacionais podem prever a erosão, a partir de dados de precipitação, para várias situações de interesse (MILLINGTON, 1986; SANTOS, 2009, PANDEY et al., 2016).

Vários modelos, sejam eles empíricos, conceituais ou de base física, foram desenvolvidos para estimar a erosão em diferentes escalas (MERRIT et al., 2003). A USLE é um desses modelos e é amplamente utilizado (BUARQUE, 2015), sendo seu uso a primeira tentativa no desenvolvimento da maioria dos modelos de estimativa da produção de sedimentos e perda de solo (PANDEY et al., 2016). Por esse fato e por

já ter sido apresentado na seção 3.2, bem como suas derivações, esse modelo não será abordado na presente seção.

De Vente et al. (2013) avaliaram diversos modelos de produção de sedimentos e previsão de perda do solo e observaram que a maioria dos modelos analisados são parcialmente sensíveis às mudanças no uso do solo e variabilidade no clima, ou mostram, relativamente, baixa qualidade na validação dos resultados. Além disso, os autores observaram que até mesmo os melhores modelos, que são modelos de base física, que teoricamente deveriam fornecer boa capacidade na simulação de cenários, não apresentaram resultados tão satisfatórios quando usados em diferentes condições e bacias para as quais não foram validados.

Os diversos modelos que avaliam a produção e transporte de sedimentos possuem cada um suas particularidades, limitações de aplicação, precisão dos resultados e assim devem ser escolhidos de acordo com o objetivo de estudo desejado. Pandey et al. (2016) listaram alguns itens que devem ser levados em consideração na escolha de um modelo e são apresentados a seguir.

- Primeiramente, faz-se necessário conhecer qual tipo de sistema se quer modelar (uma área ou toda bacia hidrográfica); os elementos que serão modelados (sedimento das encostas ou do canal); as variabilidades espacial e temporal do problema; qualidade, quantidade e tempo de dados disponíveis para o estudo; as condições climáticas e fisiográficas do sistema; custo envolvido; simplicidade da aplicação; acurácia do modelo; e capacidade de interação com os Sistemas de Informações Geográficas (SIG);
- Devem-se conhecer os dados de saída que o modelo fornece a fim de não se utilizar erroneamente de uma ferramenta para o problema que se quer solucionar;
- É importante saber qual a sensibilidade e as incertezas associadas ao modelo e qual o impacto que os dados de entrada podem gerar nas saídas. Para garantir a validação do modelo, é importante que se tenha dados de campo para comparar e para usar na etapa de calibração.
- A aceitação e credibilidade do modelo pode fazer diferença, uma vez que um modelo já validado pode ser utilizado para aplicação em outras

áreas e condições semelhantes. Além disso, todos os modelos e seus resultados merecem um olhar crítico e suas incertezas devem ser consideradas, principalmente na interpretação dos resultados.

Comparando os modelos de base física com modelos conceituais e empíricos, Pandey et al. (2016) observaram que teoricamente os primeiros possuem algumas vantagens se comparado aos demais: maior precisão na extrapolação para diferentes usos da terra; representação mais correta dos processos de erosão e deposição; possibilidade de aplicação para situações mais complexas como variação espacial das propriedades do solo e das características da superfície; e melhor precisão na estimativa da produção de sedimentos de um evento de chuva. Contudo, os autores observaram também que não é sempre que seus resultados são mais precisos do que aqueles encontrados pelos outros modelos.

Entre as limitações existentes nos modelos de base física, se encontram a ampla quantidade de dados de entrada necessários para simulação, falta de empatia entre usuário e modelo e a falta de diretrizes claras que estabeleçam as condições e limitações para aplicação (BRONSTERT et al., 2014; PANDEY et al., 2016). Além disso, poucos modelos de base física foram desenvolvidos para serem aplicados em grandes áreas, pois para essas não se pode assumir homogeneidade espacial dos dados (Santos, 2009).

Sobre os modelos conceituais, Pandey et al. (2016) mencionam que para a quantificação da produção e do transporte de sedimentos em escalas maiores, esses geralmente se baseiam num componente que estima a perda de solo por meio da equação USLE e suas derivações; o conceito de taxa de transferência de sedimentos; e algumas equações de transporte simplificadas. A utilização de uma equação empírica como parte dos modelos conceituais faz com que alguns autores chamem essa abordagem de empírica-conceitual.

Já os modelos empíricos possuem a limitação de serem uma caixa preta e, em algumas situações, não conseguem representar de forma adequadas os processos hidrossedimentológicos, pois a realidade em que foram desenvolvidos não é compatível com a realidade da área em que o modelo será aplicado. Muitos são modelos simples que se utilizam de uma relação entre chuva ou vazão e produção de

sedimentos por equações do tipo  $Q_s = aQ^b$ , onde  $Q_s$  é a descarga sólida,  $Q$  a descarga líquida e  $a$  e  $b$  são constantes de ajuste da equação.

Vários trabalhos de revisão de literatura foram realizados a respeito dos modelos matemáticos de produção e transporte de sedimentos. Neles, são apresentadas as principais características dos modelos, vantagens e desvantagens, escalas de aplicação e possíveis melhorias. Dentre esses trabalhos, destaca-se os de Merrit et al. (2003), Aksoy e Kavvas (2005) e Pandey et al. (2016) que serviram como base para a construção do Quadro 3-2, onde são apresentados alguns dos principais modelos hidrossedimentológicos existentes. Embora não seja uma revisão, mas por ser considerado relevante para a presente pesquisa, também se levou em consideração o trabalho de Buarque (2015) na elaboração do Quadro 3-2.

Do Quadro 3-2, observa-se que a maioria dos modelos são voltados para aplicações em pequenas escalas, o que também pode ser visto nos trabalhos de Lelis e Calijuri (2010), Machado e Vettorazzi (2003), Santos et al. (2007), Santos (2009), Silva et al. (2015), Schultz et al. (2013), Silva e Santos (2008), Silva et al. (2006), Castro (2013), Gamvroudis et al. (2015) e Konz et al. (2011). Os modelos desenvolvidos para grande escala, em sua maioria, possuem módulo de erosão e transporte de sedimentos acoplados à estrutura de um modelo hidrológico, como por exemplo os modelos LASCAM, SedNET, SWAT, WASA-SED e MGB-SED.

Os modelos hidrossedimentológicos, no passado, eram destinados às escalas de campo ou pequenas bacias, especialmente aquelas que possuíam homogeneidade dos parâmetros de entrada. Contudo, principalmente com o avanço dos SIG, que permitiram que os volumes de dados necessários para uma adequada representação espacial da bacia hidrográfica fossem facilmente manipulados, se deu o desenvolvimento dos modelos de grande escala (BUARQUE, 2015). O modelo LISEM (Limburg Soil Erosion Model), embora seja aplicado para pequenas escalas, foi um dos primeiros modelos a se beneficiar das vantagens dos SIG (AKSOY E KAVVAS, 2005).

Esses sistemas também são importantes para espacializar a perda de solo simulada através de formulações concentradas como a USLE, RUSLE e MUSLE (BUARQUE, 2015). Além disso, não somente técnicas de SIG, mas também de

sensoriamento remoto tem se tornado ferramentas importantes na estimativa de parâmetros de entrada dos modelos hidrossedimentológicos distribuídos espacialmente (PANDEY et al. 2016). A Figura 3-8 apresenta um esquema dos principais modelos de simulação hidrossedimentológica com base no Quadro 3-2.

**Quadro 3-2: Síntese dos principais modelos de simulação hidrossedimentológica, baseada nos trabalhos de Merrit et al. (2003), Aksoy e Kavvas (2005), Buarque (2015) e Pandey et al. (2016)**

<b>Modelo</b>	<b>Tipo</b>	<b>Escala espacial</b>	<b>Autor e ano</b>
<b>AGNPS</b>	Conceitual	Micro-escala <sup>2</sup>	Young et al. (1987)
<b>ANSWER</b>	Base física	Meso-escala <sup>3</sup>	Beasley et al. (1980)
<b>CASC2D</b>	Base física	Meso-escala	Johnson et al. (2000)
<b>CREAMS</b>	Base física	Escala de campo <sup>1</sup>	Knisel (1980)
<b>EUROSEM</b>	Base física	Escala de campo	Morgan et al. (1998)
<b>GUEST</b>	Base física	Escala de campo	Yu et al. (1997)
<b>IQQM</b>	Conceitual	Grande escala <sup>4</sup>	DLWC (1995)
<b>KINEROS</b>	Base física	Microescala	Smith (1981)
<b>LASCAM</b>	Conceitual	Grande escala	Viney e Sivapalan (1999)
<b>LISEM</b>	Base física	Microescala	De Roo et al. (1996)
<b>MGB-SED</b>	Conceitual	Grande escala	Buarque (2015)
<b>MIKE-11</b>	Base física	Grande escala	Hanley et al. (1998)
<b>HEC-RAS</b>	Base física	Grande escala	USACE (2016)
<b>PERFECT</b>	Base física	Escala de campo	Littleboy et al. (1992)
<b>RUNOFF</b>	Base física	Microescala	Borah (1989)
<b>SedNET</b>	Empírico/Conceitual	Grande escala	Prosser et al. (2001)
<b>SHESED</b>	Base física	Microescala	Wicks (1988)
<b>SWAT</b>	Conceitual	Grande escala	Arnold et al. (1998)
<b>SWIM</b>	Conceitual	Grande escala	Krysanova et al. (1998)
<b>SWRRB</b>	Conceitual	Microescala	USEPA (1994)
<b>TOPOG</b>	Base física	Microescala	Gutteridge Haskinsn e Davey (1991)
<b>USLE</b>	Empírico	Microescala	Wischmeier e Smith (1978)
<b>RUSLE</b>	Empírico	Microescala	Renard et al. (1991)
<b>MUSLE</b>	Empírico	Microescala	Williams (1975)
<b>WASA-SED</b>	Conceitual	Grande escala	Mueller et al. (2010)
<b>WEPP</b>	Base física	Microescala	Lafien et al. (1991)

<sup>1</sup> áreas da ordem de 1km<sup>2</sup>; <sup>2</sup> áreas da ordem de 10 km<sup>2</sup>; <sup>3</sup> áreas da ordem de 100km<sup>2</sup>; <sup>4</sup> áreas da ordem de 1.000 km<sup>2</sup> ou maiores.

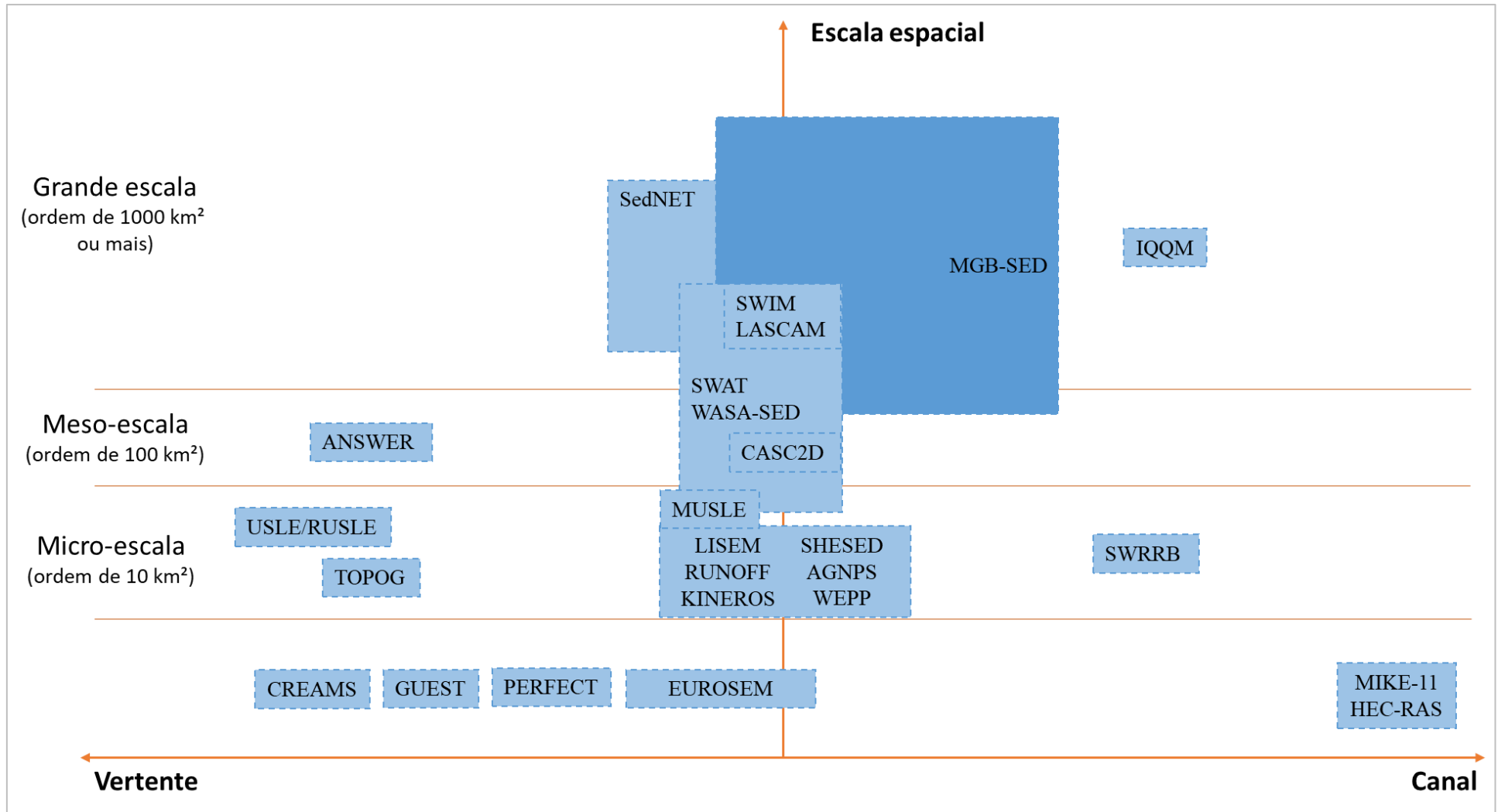


Figura 3-8: Síntese dos principais modelos de simulação hidrossedimentológica com destaque para a escala e os processos que representam.

Os SIG trouxeram grandes melhorias a esses modelos, mas ainda existem algumas limitações quanto aos aspectos hidráulicos-hidrológicos. Por exemplo, Buarque (2015) menciona que apesar dos benefícios trazidos pelos SIG, muitos 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

#### *3.4.4 Fontes de erros e incertezas na modelagem hidrossedimentológica*

Segundo Morris e Fan (1998), programas de amostragem e análise de sedimentos geralmente são inadequados para determinar as cargas de sedimentos de longo período. Isso porque as medições de sedimentos em suspensão, usadas para validar os modelos, geralmente são raras para períodos de elevadas vazões e eventos catastróficos. Uma das técnicas utilizadas nessas situações é a extrapolação da curva de ajuste para um período além dos dados observados, sendo essa extrapolação uma possível fonte de erros e incertezas (MORRIS; FAN, 1998). Medições de carga de sedimentos de fundo também são raras para a maioria dos rios.

Mesmo para eventos ordinários, séries longas e contínuas de sedimentos em suspensão geralmente não estão disponíveis, o que faz com que seja necessário estimar os valores de CSS a partir de outras fontes de dados. Morris e Fan (1998) relatam que esse procedimento pode gerar erros consideráveis a depender dos operadores e ilustram esse fato apresentando dois trabalhos em que foram utilizados o mesmo conjunto de dados para construir curvas de estimativas da carga de sedimentos sendo que um dos trabalhos encontrou um valor médio 70% superior ao outro.

Para Morgan (2005), no contexto da modelagem, a dificuldade de se obter um ajuste exato entre dados observados e estimados refletem a incerteza nas predições realizadas pelos modelos. Segundo o autor, as incertezas surgem de (i) erros nos valores medidos; (ii) da alta variabilidade espacial de alguns parâmetros de entrada que não podem ser representados adequadamente por um valor único; (iii) pela necessidade de estimar alguns parâmetros que não podem ser facilmente medidos; (iv) e erros na estrutura do modelo ou nas equações utilizadas, particularmente onde equações empíricas são usadas para representar processos físicos. Em um nível de análise mais profundo, o autor menciona que ainda existe considerável incerteza

sobre a natureza dos mecanismos que envolvem até mesmo a desagregação das partículas de solo pelo escoamento superficial.

Já Ajai Singh et al. (2014) distinguem as principais fontes de incerteza nos modelos em três classes: incerteza estrutural, incerteza nos dados de entrada e incerteza nos parâmetros. A incerteza estrutural vem da adoção de um conjunto de hipóteses para simplificar a modelagem dos processos desejados. As incertezas dos parâmetros de entrada e do modelo podem estar associadas, respectivamente, aos erros nos dados de entrada e a não unicidades dos conjuntos de parâmetros do modelo (ABBASPOUR, 2008). Alguns exemplos desse tipo de incertezas são os efeitos de reservatórios e planícies de inundações nos processos hidrossedimentológicos; variabilidade temporal da mudança de uso e ocupação do solo; interação entre as águas superficiais e subterrâneas; movimentos de massa e obras de infraestrutura que podem gerar elevadas quantidades de sedimentos, entre outros.

Jacomino (1997) complementa que as incertezas nos resultados finais dos modelos são decorrentes de erros, que não são independentes entre si e podem interagir de forma imprevisível. A autora ainda menciona que as incertezas também podem estar associadas com as formas de soluções das equações matemáticas que representam os processos físicos, que podem ser resolvidas de forma analítica ou numérica e ainda com as simplificações realizadas para simplificar os problemas a serem analisados, como considerar os processos transientes e tridimensionais como processos estacionários e unidimensionais.

Muitos usuários de modelos tentam superar os problemas de incertezas nos valores dos parâmetros de entrada dividindo uma série de dados observados em dois períodos, um para calibração e outro para validação. Entretanto, a calibração não pode resolver todos os problemas das incertezas nos modelos matemáticos, pois ela não pode ser generalizada para todas as condições ambientais (MORGAN, 2005).

Dentre os dados de entrada, destaca-se a precipitação, considerada uma das principais forçantes dos modelos hidrossedimentológicos, e que possui grande incerteza em suas medições (XUE et al., 2014). Além disso, Op De Hipt et al. (2017) destacam que as incertezas nas medições também afetam os dados utilizados para



calibrar e validar o modelo, como a vazão ou a concentração de sedimentos em suspensão, mostrando assim que esses dados também representam uma fonte de incertezas.

Outro conceito importante quando se fala de incertezas é o da equifinalidade, fenômeno que ocorre quando diferentes conjuntos de parâmetros de um modelo fornecem um resultado considerado equivalente (BEVEN; BINLEY, 1992). Shen et al. (2012) observaram esse fenômeno em seus estudos e consideraram que possivelmente ele ocorreu porque os parâmetros obtidos da calibração foram afetados por diversos fatores como as correlações entre os parâmetros, a sensibilidade (ou não) de alguns parâmetros, as escalas espacial e temporal e características estatísticas dos resíduos do modelo, conforme apresentado por Wagener e Kollat (2007).

É praticamente inevitável que existam incertezas nos parâmetros dos modelos e uma análise correspondente deveria ser conduzida para avaliar as incertezas nos dados de saída dos modelos, para auxiliar os processos de decisões (SHEN et al., 2012). Por outro lado, Morgan (2005) afirma que reduzir o nível das incertezas associadas com as predições de um modelo é vital se esse modelo for se tornar amplamente utilizado; que os desenvolvedores dos modelos precisam reconhecer que os usuários geralmente não querem várias predições com diferentes níveis de incerteza, mas desejam realizar operações com um único valor que eles tenham confiança.

Shen et al. (2012) utilizaram o método estatístico GLUE (*Generalized Likelihood Uncertainty Estimation*) para avaliar as incertezas de alguns parâmetros do modelo SWAT, usado para realizar estimativas de dados hidrológicos e sedimentológicos. Os autores observaram que apenas alguns parâmetros afetaram de forma significativa os resultados de saída do modelo, sendo que a simulação dos sedimentos apresentou maior incerteza do que a da vazão e essa incerteza é ainda maior nos períodos chuvosos do que nos períodos secos. Segundo os autores, esses fatos podem estar relacionados com a dependência que o modelo de sedimentos tem do modelo hidrológico.

Diversos trabalhos semelhantes ao de Shen et al. (2012) tem sido desenvolvidos a fim de avaliar as incertezas e quais principais parâmetros dos modelos associados a eles. Entretanto, essa área de estudo não é o objeto principal dessa pesquisa e, portanto, nessa seção, buscou-se demonstrar que as incertezas existem e estão presentes em vários níveis nos parâmetros e processos dos modelos e que, portanto, nem os resultados dos modelos e nem os valores dos parâmetros devem ser analisados como sendo verdades absolutas.

### 3.4.5 Modelos e aplicações em grande escala

Diversos modelos de grande escala foram desenvolvidos, com características distintas e nem todos representando os mesmos processos. Alguns estavam mais focados em representar os processos sedimentológicos nas encostas, outros os hidrológicos e há ainda aqueles que focaram nos processos de transporte dos sedimentos no canal. A seguir são apresentados alguns desses modelos, bem como aplicações realizadas por eles.

#### 3.4.5.1 LASCAM

O modelo LASCAM (*L*Arge *S*cale *C*Atchment *M*odel) foi inicialmente desenvolvido para avaliar os efeitos das mudanças climáticas e de uso do solo para grandes bacias. O modelo utiliza informações topográficas em grade, discretizando a área de estudo em sub-bacias de 1-5 km<sup>2</sup>. Nas sub-bacias é onde ocorre a modelagem dos processos hidrológicos. O modelo é contínuo, com passo de tempo diário, conceitual e distribuído. O modelo de sedimentos foi desenvolvido para ser conceitualmente simples de forma que fosse compatível com as capacidades do modelo hidrológico. A erosão é determinada por meio de uma adaptação da USLE, que considera o fator de cultura C como sendo linearmente relacionado com o Índice de Área Foliar (IAF) e o escoamento superficial diário (VINEY E SIVAPALAN, 1999).

Os desenvolvedores, Viney e Sivapalan (1999), aplicaram o modelo para a bacia do rio Avon, que possui área de drenagem de cerca de 119.000 km<sup>2</sup>, localizada no sudeste da Austrália. Os autores observaram que o modelo apresentou bons resultados na previsão da vazão e considerou que os eventos extremos são de grande importância na previsão dos sedimentos.

#### 3.4.5.2 SEDNET

O modelo SedNet (Sediment Network Model) foi desenvolvido por Prosser et al. (2001) e é um modelo empírico-conceitual que estima a erosão, transporte e deposição de sedimentos na bacia. As variáveis hidrológicas de entrada no modelo são a vazão média anual, a vazão de calha cheia, a vazão de transbordamento da calha e a vazão de capacidade de transporte de sedimento. O modelo é integrado a um SIG que permite a definição da rede drenagem, das sub-bacias, além de outros dados requeridos para aplicação do modelo. A erosão laminar é calculada a partir da RUSLE com a incorporação de dados de sensoriamento remoto e clima que permitem a avaliação de efeitos sazonais. A erosão em voçorocas pode ser calculada a partir de um modelo empírico, desenvolvido por Hughes et al., (2001), utilizando informações de aerofotogrametria da área de estudo.

Kroon et al. (2012) utilizaram o modelo SedNet em conjunto com o modelo ANNEX para analisar o aumento da carga de sedimentos em suspensão, nitrogênio, fósforo e herbicidas na bacia da Grande Barreira de Corais (*Great Barrier Reef – GRB*), que cobre uma área de 423.000 km<sup>2</sup>, na Austrália. Os autores puderam observar significativo aumento das cargas das variáveis mencionadas se comparado ao período anterior à colonização do território, apontando os efeitos das ações antrópicas sobre o ecossistema.

#### 3.4.5.3 SWAT

O modelo SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*), desenvolvido por Arnold et al. (1998), é um modelo conceitual, contínuo, com passo de tempo diário, semi-distribuído e com foco na escala de grandes bacias, embora muitas vezes seja aplicado em pequenas bacias. O modelo tem por objetivo prever os impactos ao longo do tempo das práticas de manejo de uso do solo sobre o aporte de água, agroquímicos e sedimentos em bacias de grande escala sem dados observados de CSS e outros parâmetros de qualidade de água. Arnold et al. (1998) consideraram que para a aplicação do SWAT não seria necessária a realização de calibração, sendo possível a utilização de dados de entrada prontamente disponíveis para grandes áreas dos EUA, sendo computacionalmente eficiente e apresentando resultados para uma escala de bacia em um período de tempo razoável com capacidade de simular longos

períodos de tempo. Entretanto, para outros países que não possuem esse conjunto de dados disponíveis sua aplicação fica limitada.

Quanto a importância de se calibrar o modelo, Bressiane et al. (2015) mostraram em seu estudo que, nas aplicações realizadas no Brasil cerca de 66% realizaram calibração a fim de atingir bons resultados. Bressiane et al. (2015) e Sari (2017) analisaram trabalhos que aplicaram o SWAT em bacias brasileiras. Bressiane et al. (2015) identificaram 102 estudos e, desses, cerca de 36% tinham como foco analisar a perda e o transporte de sedimentos. Sari (2017) analisou 71 estudos de modelagem da produção de sedimentos, sendo que 14 (~17%) aplicaram o SWAT em áreas maiores que 1.000,0 km<sup>2</sup>. Dos 14 estudos, 1 (~8%) apresentou valores do índice de eficiência de Nash e Sutcliffe (1970) para escala diária e 1 (~8%) para escala mensal.

Creech et al. (2015) usaram o SWAT na bacia hidrográfica do rio São Francisco, Brasil, com área aproximadamente 630.000 km<sup>2</sup>, para compreender o balanço de sedimentos na calha do rio. Para isso os autores calibraram o modelo tanto para as vazões como para a carga de sedimentos na escala de tempo mensal. Foi utilizado um período de 11 anos para calibração das vazões e 4 anos para validação. Já para as cargas de sedimentos usou-se 10 anos para calibração e 5 para a validação. Foram utilizados dados de vazões e sedimentos da ANA para a comparação dos resultados, que para as vazões resultou em valores do coeficiente de Eficiência Nash-Sutcliffe (ENS) de 0,42 a 0,75 e para as cargas de sedimentos erros de volume percentual de 11,6 no período de calibração e -22,6 no período de validação.

#### 3.4.5.4 MIKE-11

O Mike-11 (DHI, 2003) é um modelo hidrodinâmico unidimensional constituído de vários módulos, sendo os módulos básico o de chuva-vazão, o hidrodinâmico, o de transporte de sedimentos e o de qualidade de água. Os módulos podem envolver tanto abordagem conceitual como de base física e temporalmente podem trabalhar tanto com eventos simples de chuva como com balanço hídrico mensal (MERRIT et al., 2003). A propagação do escoamento no canal em regime não permanente é realizada por meio da equação completa não linear de Saint Venant.

O módulo de sedimentos permite computar a capacidade de transporte de sedimentos, alterações morfológicas e alterações na resistência do canal aluvial. Os modelos de transporte disponíveis são vários, calculando a carga em suspensão, do leito ou ambas. A erosão/deposição no curso d'água depende das condições hidráulicas locais e das concentrações de sedimentos em suspensão e são quantificadas por meio da equação de advecção-dispersão e é baseada na equação unidimensional de conservação da massa.

Como sendo um modelo hidrodinâmico, o Mike-11 permite avaliar mudanças nas seções no interior de uma bacia, por exemplo. Esse é o caso do trabalho de Haghiabi e Zaredehdasht (2012) que avaliaram a mudança de seções, a partir da altura do leito do rio Karun, e compararam os resultados gerados pelo modelo Mike-11 e HEC-RAS4 Beta, em um trecho de 110 km.

#### 3.4.5.5 HEC-RAS

O modelo HEC-RAS (USACE, 2016) foi desenvolvido pelo Corpo de Engenheiros do Exército dos Estados Unidos e teve sua primeira versão disponibilizada em 1995. É um modelo hidrodinâmico que permite realizar modelagem unidimensional (1D) em regime permanente, uni ou bidimensional (2D) em regime hidráulico não permanente e 1D em regime não permanente para o transporte de sedimentos, análise da temperatura da água, nutrientes e outros parâmetros relacionados a qualidade da água. O modelo ainda permite incluir estruturas hidráulicas na simulação, como barramentos, vertedouros, entre outros; considera diferentes tipos de escoamento (supercrítico ou subcrítico) e escalas que variam desde metros até quilômetros. Para a propagação do escoamento no canal em regime não permanente, o modelo 1D utiliza as equações completas de Saint Venant.

O módulo de sedimentos permite o cálculo da erosão de leito e deposição no canal e utiliza diversas equações de transporte de sedimentos. Esse sistema permite a avaliação da deposição em reservatórios, a análise dos impactos nas mudanças em seções transversais sobre os canais de navegação, a estimativa da máxima erosão fluvial possível em grandes cheias; entre outras. O modelo permite a utilização de várias equações para cálculo da CT e do transporte de sedimentos, que inclui tanto os sedimentos em suspensão quanto da carga de fundo e de leito. As equações que podem ser utilizadas são: Ackers-White; Engelund-Hansen; Laursen; Meyer-Peter e

Müller; Toffaleti e Yang. A propagação dos sedimentos no canal é feita utilizando a equação de Exner.

#### 3.4.5.6 WASA-SED

O modelo WASA (*Water Availability in Semi-Arid environments*) é um modelo do tipo chuva-vazão semi-distribuído, determinístico e baseado em processos para simulações contínuas com passo de tempo diário ou horário (Guntner, 2002). No WASA-SED (Mueller et al., 2010; Bronstert et al., 2014) a perda de solo nas encostas pode ser estimada utilizando a USLE e três outras derivações: MUSLE, MUST e Onstad-Foster. Essas variabilidades de equações o tornam adaptável para aplicações de acordo com a escala, os dados e processos governantes.

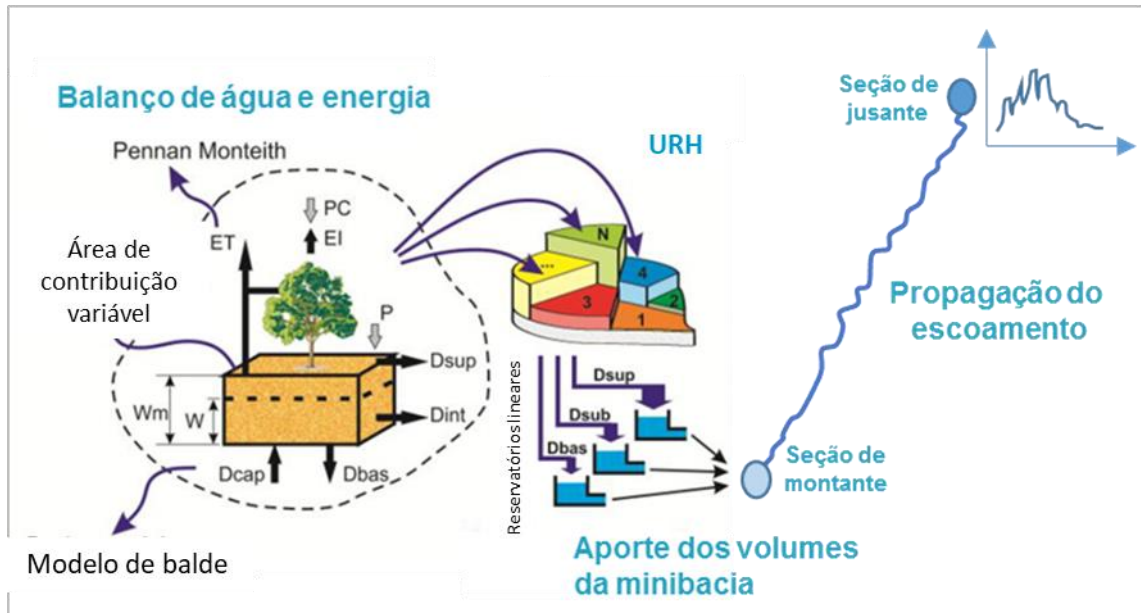
Como o modelo foi desenvolvido com foco nas regiões semiáridas, algumas considerações importantes foram necessárias no desenvolvimento do modelo. O WASA-SED possui a capacidade de representar os regimes de escoamento dos rios efêmeros e a ressuspensão de material na calha e os problemas de sedimentação e demanda de água dos reservatórios. Dentre as limitações, destaca-se que o modelo não calcula diretamente os processos dinâmicos de superfície de pequena escala, como a erosão em sulcos ou erosão subsuperficial e também processos morfológicos fluviais lineares de alta intensidade como o desenvolvimento dos rios ou a erosão das margens ou movimentos de massa (Bronstert et al., 2014).

Bronstert et al. (2014) utilizaram o modelo WASA-SED para avaliar a quantidade de sedimentos depositados na bacia do alto Jaguaribe (20.700 km<sup>2</sup>). Os autores puderam observar a porcentagem do total de sedimentos que se mantinham em suspensão, que ficavam retidos na paisagem e que os que ficavam depositados nos reservatórios para diferentes escalas.

#### 3.4.5.7 MGB-SED

O modelo MGB-SED consiste no acoplamento de um modelo de erosão (nas encostas e no leito) e de transporte de sedimentos no canal, desenvolvido por Buarque (2015), ao Modelo de Grandes Bacias (MGB-IPH), originalmente desenvolvido por Collischonn (2001) e depois modificado por Paiva (2009). No MGB-IPH, o escoamento superficial é gerado seguindo a abordagem Dunneana, a evapotranspiração é calculada pela equação de Penman-Monteith. A propagação do escoamento na rede

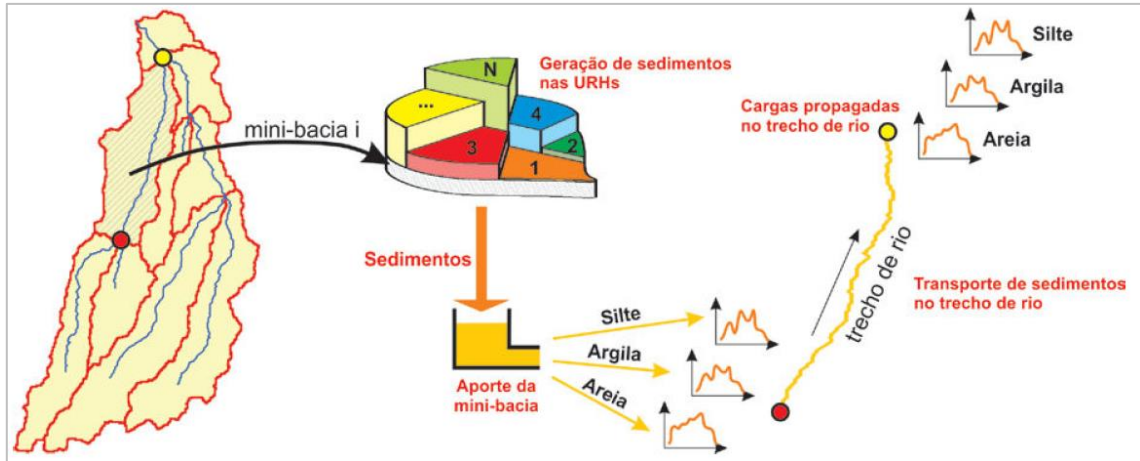
de drenagem pode ser feita tanto pelo método de Muskingun-Cunge (MC) como pelo método que considera as equações completas de Saint Venant. Na Figura 3-9 é apresentada uma representação esquemática dos processos simulados no modelo MGB-IPH.



**Figura 3-9: Representação esquemática do modelo hidrológico MGB-IPH.**

Quanto a discretização espacial, do MGB-SED, o modelo utiliza o tipo minibacias (PAIVA, 2009) para representar as características topográficas e topológicas das bacias (PAZ et al., 2005, BUARQUE et al., 2008). As minibacias são pequenas áreas que drenam para um trecho de rio e são subdivididas em URHs, onde são realizadas as propagações dos volumes de sedimentos gerados por meio de reservatórios lineares associados a um coeficiente de retardo.

A produção de sedimentos na bacia é calculada pela MUSLE, considerando um fator LS bidimensional e o aporte de sedimentos para os cursos d'água é feito mediante um reservatório linear simples para cada fração do solo (silte, argila e areia). Os reservatórios lineares são utilizados para retardar o volume de sedimentos que chega aos cursos d'água, pois nem todo o volume gerado chega ao mesmo tempo. Esse esquema é apresentado na Figura 3-10.



**Figura 3-10: Esquema dos processos de geração e propagação de sedimentos nas minibacias e propagação de sedimentos na rede de drenagem. Fonte: Buarque (2015).**

As frações de silte e argila são propagadas, para cada trecho de rio, através de uma equação do tipo difusão-advecção, onde os processos advectivos são dominantes, ao longo de todo o curso d'água, não havendo deposição ou erosão no canal. Já nas planícies de inundação, considera-se que existe deposição dessas frações, mas não ressuspensão. Para a fração de areia, essas são transportadas como carga de fundo por meio da equação da continuidade de sedimentos de Exner e podem sofrer os processos de erosão e deposição no canal. A erosão e a deposição no leito são calculadas como função da capacidade de transporte do escoamento, sendo essa estimada a partir da equação de Yang (1973).

O modelo permite estimar a quantidade de sedimentos que tem sido erodido e depositado para cada trecho de rio e também identificar quais regiões da bacia que mais contribuem com a carga de sedimentos. Além disso, Buarque (2015) concluiu que a presença do módulo de planícies permitiu amortecer os picos de concentrações de sedimentos e retardar a propagação no canal.

A interação com um SIG e utilização de uma metodologia simplificada na estimativa da distribuição espacial e temporal dos sedimentos acoplado ao modelo MGB-IPH permite que as cargas e concentrações de sedimentos sejam estimadas de forma simples para uma grande bacia. A necessidade de poucos parâmetros de entrada, se comparado ao modelo SWAT, por exemplo, é uma das principais vantagens do modelo.

Dentre as limitações do MGB-SED, o modelo só representa os processos de erosão e deposição no canal dos sedimentos que correspondem a areia, porém, ele



não considera as modificações que ocorrem nas seções devido a esses processos. Destaca-se ainda que o acoplamento com o modelo hidrodinâmico (Paiva, 2009) só está prontamente disponível para uso na bacia Amazônica, pois requer dados específicos da região que são extraídos com ferramentas que não estão disponíveis na atual versão hidrodinâmica do MGB-IPH (PONTES et al., 2015; JARDIM et al., 2017).

Buarque (2015) utilizou o MGB-SED para compreender a dinâmica da erosão e redistribuição dos sedimentos na bacia do rio Madeira (1.400.000 km<sup>2</sup>), afluente do rio Amazonas. O modelo hidrológico foi calibrado utilizando todo o período de simulação (1998 a 2005) e foi validado a partir de dados medidos em campo. O autor encontrou boa consistência entre os resultados simulados e observados, tanto para as vazões como para os sedimentos, que também foram comparados com dados medidos em campo. Quando utilizado o módulo de propagação hidrodinâmica, os resultados foram ainda melhores devido, principalmente, a representação dos efeitos das planícies de inundação, como amortecimento dos picos e o retardo da propagação, além da retenção de parte dos sedimentos em suspensão.

### **3.5 Resumo e considerações sobre o capítulo**

A modelagem hidrossedimentológica já vem sendo abordada em muitos trabalhos, conforme apresentado por Pandey et al. (2016), que fizeram uma revisão sobre 50 modelos de produção de sedimentos e erosão. Entretanto, a maioria dos modelos já desenvolvidos teve como foco a aplicação em pequenas escalas. Nas últimas duas décadas, com o avanço dos SIG, os modelos com foco em grandes escalas foram sendo desenvolvidos e aperfeiçoados.

Como pode ser visto, nem todos os modelos de grande escala representam ambos os processos de erosão e transporte de sedimentos. Alguns apresentam métodos simplificados de propagação do escoamento no canal e outros requerem grande quantidade de dados de entrada.

O modelo MGB-SED, desenvolvido por Buarque (2015), ao ser aplicado na bacia do rio Madeira, mostrou-se eficaz na representação da dinâmica espaço-temporal da produção de sedimentos em locais com escassez de dados. Contudo,

como o modelo só foi aplicado em uma única bacia, busca-se avaliar seu desempenho em representar os fenômenos hidrossedimentológicos em outras regiões. Destaca-se que o modelo apresenta grande potencial para ser aplicado em outras grandes bacias, pois além dos bons resultados encontrados em sua primeira aplicação, esse está acoplado ao modelo hidrológico MGB-IPH que tem apresentado bom desempenho para estimativa de vazões em várias bacias da América do Sul, variável fundamental para o MGB-SED na determinação da perda de solo na bacia e no transporte dos sedimentos no canal.

Ademais, todas as aplicações de modelos de grande escala apresentadas na subseção 3.4.5 apresentaram validações realizadas com informações de SS medidos *in situ*, sendo essas muito escassas no Brasil. Dessa forma, considerando que dados observados de SS são de grande importância para as etapas de calibração e validação de modelos hidrossedimentológicos, no presente trabalho pretende-se estudar formas alternativas, que consiste em utilizar além de dados tradicionais de CSS, dados de sensoriamento remoto e qualidade da água para a realização dessas etapas.

Estas formas alternativas de calibração e validação poderão servir para balizar procedimentos de avaliação de modelos hidrossedimentológicos de grandes bacias no futuro, principalmente em locais com poucos dados de sedimentos em suspensão disponíveis. Essa possibilidade vem do fato de que a rede de monitoramento de qualidade de água, em algumas regiões brasileiras, é mais densa que a rede de monitoramento sedimentométrica e que satélites/sensores com melhores resoluções espacial e temporal, como o Sentinel-2 já estão em operação.

#### 4 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo desse trabalho foi a bacia hidrográfica do rio Doce (Figura 4-1), localizada nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo. Dentre as principais motivações da escolha dessa região estão: a grande quantidade de sedimentos produzida na bacia (LIMA et al., 2005); histórico de reservatórios com problemas de assoreamento (FAN; SCHWANENBERG; et al., 2015); disponibilidade de dados observados; poucos estudos relacionados a dinâmica de sedimentos realizados na região; e a ocorrência do rompimento de uma barragem de rejeitos de mineração no município de Mariana – MG (a partir daqui, chamado de Desastre de Mariana) no dia 05 de novembro de 2015, que ocasionou diversos danos ambientais na região (ANA, 2016) e teve repercussão internacional.

A bacia do rio Doce situa-se na região Sudeste, entre os paralelos 17°45' e 21°15' S e os meridianos 39°30' e 43°45' W, integrando a região hidrográfica do Atlântico Sudeste. A bacia possui uma área de drenagem de cerca de 86.715 km<sup>2</sup>, abrange 230 municípios e possui 86% de sua área pertencente ao Estado de Minas Gerais e 14% ao Estado do Espírito Santo (PIRH, 2010). As nascentes do rio Doce situam-se no Estado de Minas Gerais, nas serras da Mantiqueira e do Espinhaço, em que suas águas percorrem cerca de 850 km até atingir o oceano Atlântico, junto ao povoado de Regência, no Estado do Espírito Santo (GUIMARÃES, 2015).

Os principais afluentes do rio Doce pela margem esquerda são os rios do Carmo, Piracicaba, Santo Antônio, Corrente Grande e Suaçuí Grande, localizados no território mineiro e São José e Pancas no Espírito Santo. Quanto à margem direita, em Minas Gerais, os principais são os rios Casca, Matipó, Caratinga/Cuieté e Manhauçu e no Espírito Santo, os rios Guandu, Santa Joana e Santa Maria do Rio Doce. A bacia pode ser dividida em três Unidades Regionais, a saber: Alto, Médio e Baixo rio Doce (COELHO, 2007). A primeira se localiza à montante da confluência entre os rios Piracicaba e Doce, a segunda a jusante dessa confluência até a divisa dos Estados de Minas Gerais (MG) e Espírito Santo (ES) e a última unidade a jusante dessa divisa até sua foz, em Regência.

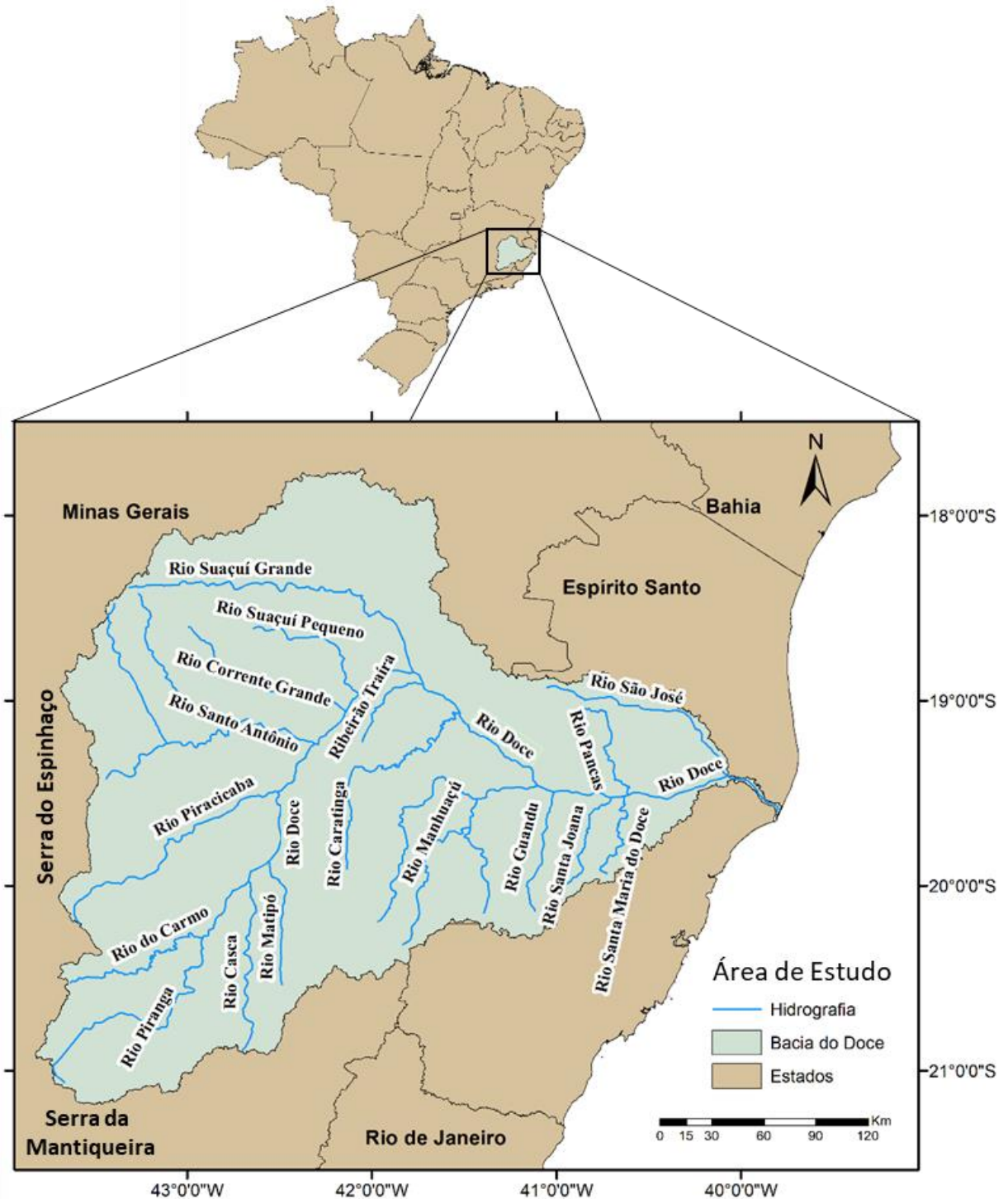


Figura 4-1: Bacia hidrográfica do rio Doce (MG/ES) e principais cursos d'água.

A bacia, que era originalmente coberta por Mata Atlântica, sofreu intensamente com a antropização, restando remanescentes florestais nas áreas de grande declive e nas unidades de conservação (BARRETO-NETO et al., 2009; PIRH, 2010; ANA, 2016). De acordo com IBIO (2017), em 2012 a distribuição da cobertura do solo se dava da seguinte maneira: aproximadamente 30,92% correspondiam a florestas (incluindo silvicultura); 59,25% a pastagens; 5,43% a agricultura; 1,13% a várzeas;

2,45% de áreas semi-impermeáveis (áreas de mineração, áreas urbanas, aeroportos, afloramentos rochosos e rodovias) e 0,81% correspondendo a corpos d'água. O forte desmatamento e a má utilização dos solos provocaram na região um intenso processo de erosão, fazendo com que os sedimentos gerados sejam transportados até os cursos d'água, provocando um sério problema de assoreamento, principalmente no baixo curso do rio Doce (PIRH, 2010).

Pinto et al. (2015), de acordo com a classificação de Köppen, identificaram três tipos climáticos na bacia, a saber: o clima tropical de altitude com chuvas de verão e verões frescos, presente nas vertentes das serras da Mantiqueira e do Espinhaço e nas nascentes do rio Doce; clima tropical de altitude com chuvas de verão e verões quentes, presentes nas nascentes de seus afluentes; e clima quente com chuvas de verão, presentes nos trechos médio e baixo do rio Doce e de seus afluentes.

A precipitação média anual na bacia, considerando os dados das normais climatológicas referentes ao período base de 1961 e 1990, varia de cerca de 1.500 mm, nas nascentes localizadas nas serras da Mantiqueira e do Espinhaço, a 1000 mm, na região da cidade de Aimorés/MG, voltando a crescer em direção ao litoral, com média de 1300 mm no município de Linhares (PIRH, 2010). O regime de precipitações na bacia é fortemente sazonal, com o período chuvoso ocorrendo de outubro/novembro a março/abril e o período seco entre os meses de março/abril e setembro/outubro. Essa sazonalidade pode ser constatada no trabalho de Pinto et al. (2015) a partir de análises estatísticas utilizando dados de descarga líquida de um posto fluviométrico localizado no município de Colatina. Além disso, os autores notaram pequena tendência, verificando decréscimo da variável ao longo do tempo (1939-2013). Tal sazonalidade faz com que a bacia apresente ora vazões muito baixas e poucos sedimentos em suspensão (SS), ora vazões elevadas com alta quantidade de SS, como pode ser visto na Figura 4-2.

Os tipos de solos predominantes na região são os Latossolos Vermelho-Amarelo e os Argissolos Vermelhos. Além desses, se fazem presente outros tipos de Latossolos e Argissolos, Neossolos Litólicos, Gleissolos e Cambissolos, conforme Figura 4-3. Os Latossolos e Argissolos são caracterizados como solos profundos, bem drenados, enquanto os demais são solos rasos com alto potencial de geração de escoamento superficial.

Ainda na estação sedimentométrica de Colatina, Lima et al. (2005) ao analisarem mais de 30 anos de dados, observaram que essa apresenta a maior concentração média de sedimentos em suspensão entre as grandes bacias hidrográficas brasileiras. Segundo os autores, a consequência disso é que, apesar de essa possuir uma área de drenagem menor do que a maioria das outras bacias analisadas, o fluxo de SS que deixa o território por meio do rio Doce só foi menor do que aquele detectado no rio Amazonas (Tabela 4-1).

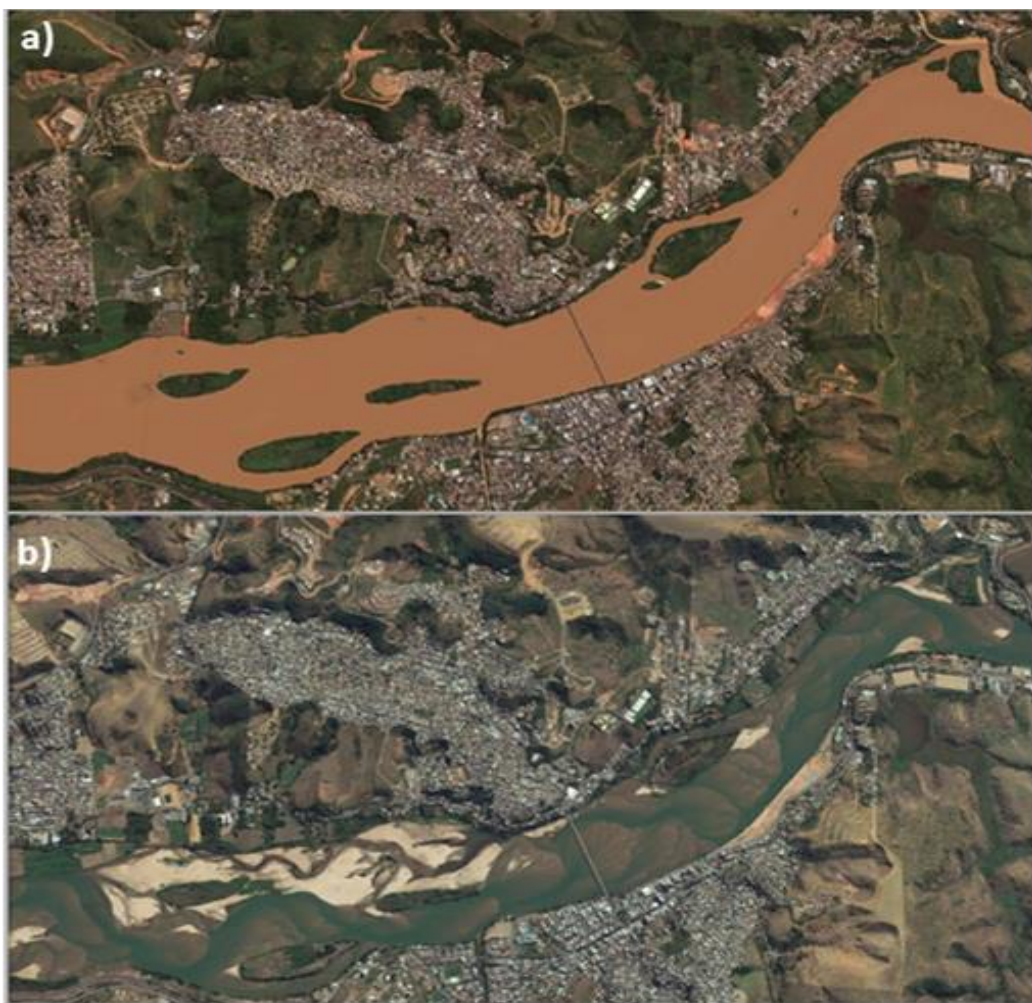


Figura 4-2: Imagens do Rio Doce no município de Colatina – ES em: a) 08 de abril de 2010, no período chuvoso; e b) 09 de julho de 2015, no período seco. Fonte: Google Earth.

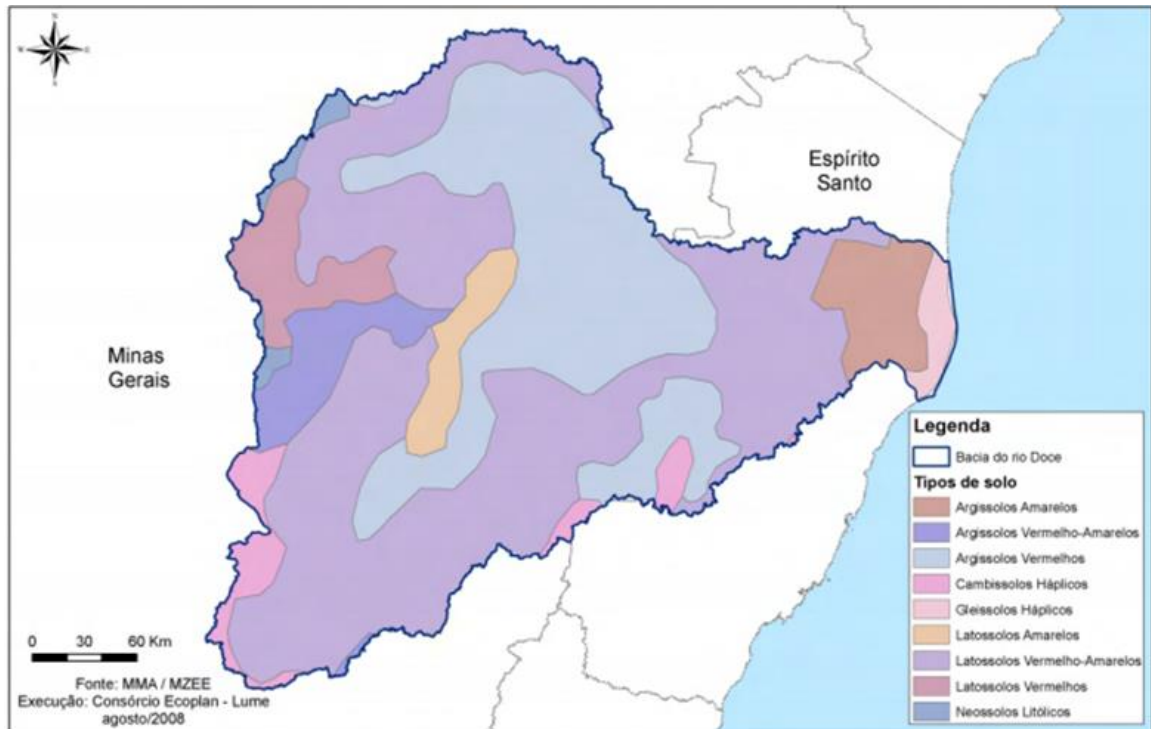


Figura 4-3: Tipos de solo existentes na bacia do rio Doce. Adaptado de: PIRH, 2010.

Tabela 4-1: Resumo dos dados hidrológicos e hidrossedimentológicos das estações de jusante de grandes rios brasileiros a partir de 1970 (adaptado de Lima et al., 2005).

ESTAÇÃO/RIO	A. DREN. (KM <sup>2</sup> )	Q (M <sup>3</sup> /S)	Q. ESP (L/S.KM <sup>2</sup> )	QSS (T/ANO)	QSS.ESP. (T/ANO.KM <sup>2</sup> )	CSS (MG/L)
ÓBIDOS/ AMAZONAS*	4.800.000,0	172.000,0	35,8	810,0 x10 <sup>6</sup>	168,8	149,33
COLATINA/ DOCE	75.800,0	921,0	12,2	11,22x10 <sup>6</sup>	148,0	386,25

Q: vazão média; Q. esp: vazão específica média; Qss: descarga sólida em suspensão média; Qss.esp.: descarga sólida em suspensão específica média; CSS: Concentração média de sedimentos em suspensão.

\* Guyot et al. (2005)

Da Tabela 4-1, observa-se que embora a vazão específica média (Q. esp.) do rio Amazonas é quase 300% superior à do rio Doce, sua descarga sólida em suspensão específica média (Qss.esp.) é apenas 10% superior. Isso nos permite notar a magnitude da quantidade de sedimentos produzida na bacia do rio Doce, que tem uma CSS muito maior que a do rio Amazonas.

## 5 METODOLOGIA

Os métodos utilizados nessa pesquisa são descritos em tópicos de acordo com as atividades realizadas para se alcançar os objetivos estabelecidos. De forma geral, a proposta metodológica visa contribuir para o aprimoramento das formas de calibração e validação dos modelos hidrossedimentológicos, utilizando dados de qualidade da água e sensoriamento remoto, visto a escassez de dados de concentração de sedimentos em suspensão no Brasil e baixa qualidade das validações dos modelos (DE VENTE et al., 2013). A Figura 5-1 apresenta um fluxograma que resume as etapas metodológicas desse trabalho.

Dentre os modelos apresentados na subseção 3.4.5, escolheu-se o modelo MGB-SED para realizar a simulação hidrossedimentológica. Essa escolha se baseia nas seguintes questões: o modelo foi aplicado em uma única bacia hidrográfica e apresentou resultados satisfatórios nessa aplicação inicial; o modelo permite tanto avaliar cenários diferentes de uso e cobertura do solo, quanto conhecer a influência que características físicas e geométricas da bacia, entre outros fatores, podem provocar na erosão e transporte de sedimentos; o modelo está acoplado a um modelo hidrológico que já foi amplamente empregado com sucesso em bacias da América do Sul.

O modelo já foi descrito brevemente, assim, são apresentados a seguir os parâmetros e dados de entrada, tanto para o modelo hidrológico MGB-IPH como para o modelo de sedimentos. É importante ressaltar que a parte hidrológica foi avaliada de 1970 a 2010, enquanto a parte de sedimentos foi avaliada de 1997-2010. Isso ocorreu devido ao período em que os dados hidrológicos e os dados relativos aos sedimentos estavam disponíveis. Como foram utilizados dados observados diferentes da CSS para avaliar o módulo de sedimentos, foi necessário utilizar métricas distintas daquelas utilizadas na avaliação do modelo hidrológico.

Maiores detalhes, como as formulações e equacionamentos utilizados pelo MGB-IPH, podem ser encontrados no trabalho de Collischonn (2001) e utilizados pelo MGB-SED são apresentados no Apêndice I.



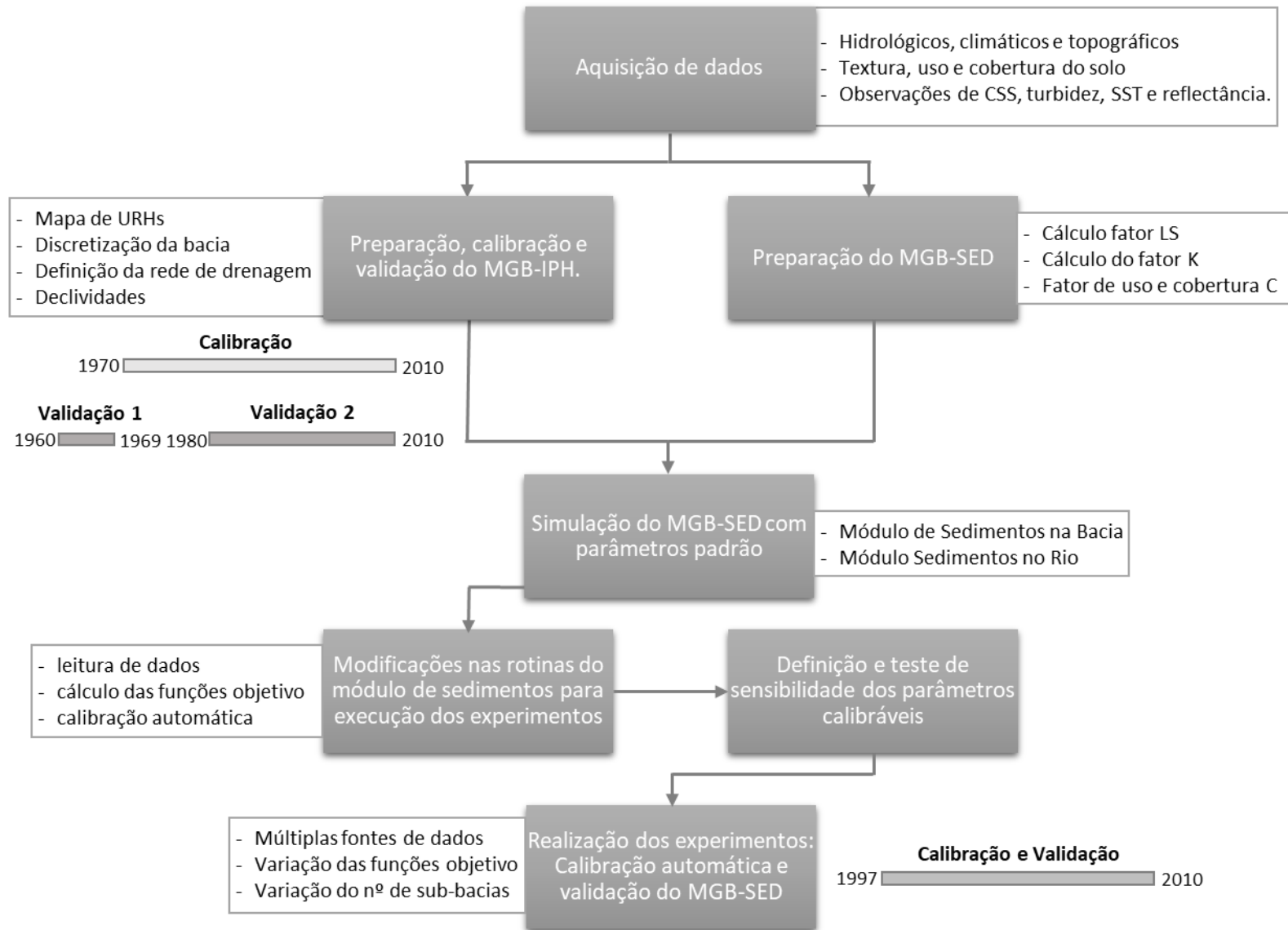
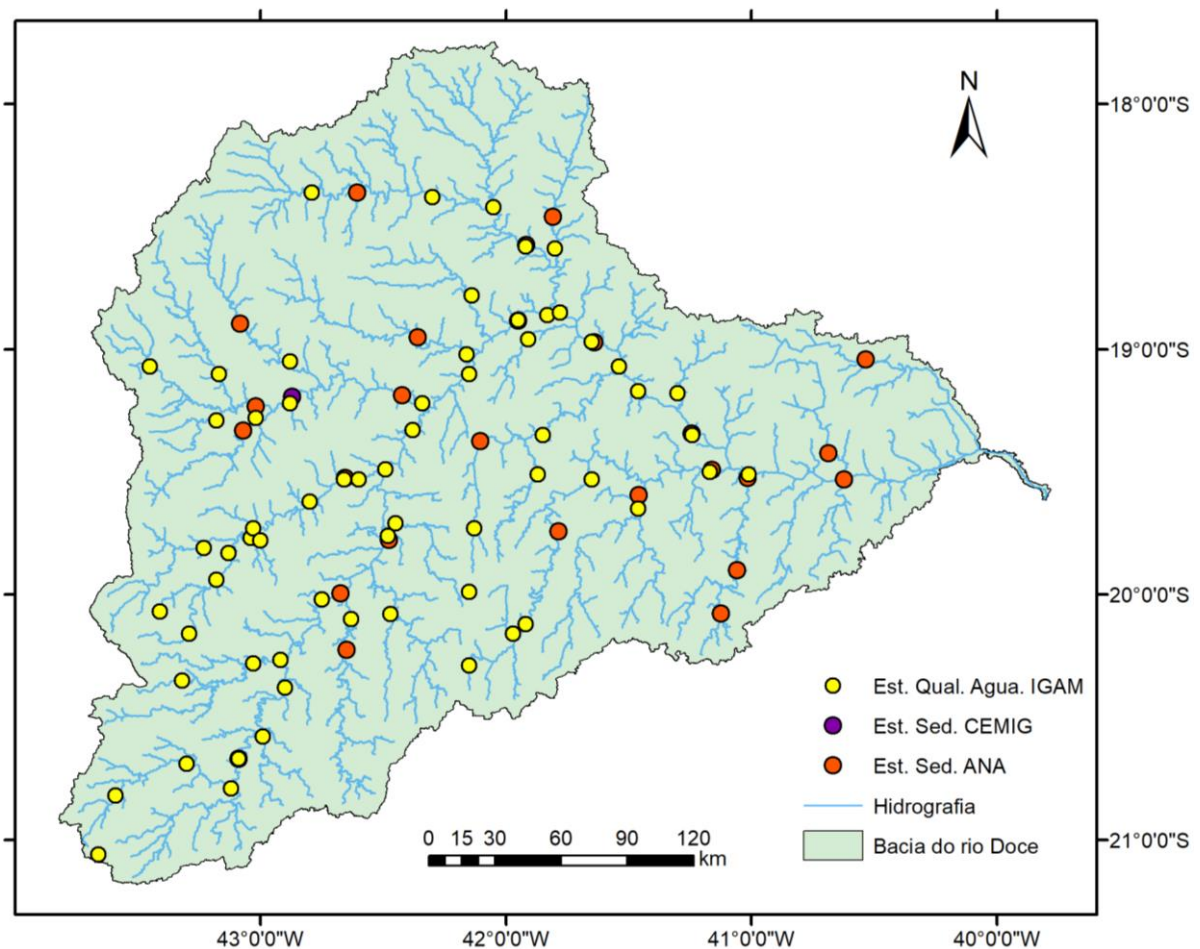


Figura 5-1: Fluxograma resumo das etapas metodológicas da pesquisa.

## 5.1 Aquisição de dados observados de sedimentos em suspensão

### 5.1.1 Dados *in situ*

O Sistema de Informações Hidrológicas (HidroWeb) da Agência Nacional de Águas (ANA) disponibiliza diversas informações relacionadas ao monitoramento dos recursos hídricos brasileiros. A partir desse sistema, foram selecionadas 26 estações de monitoramento da concentração de sedimentos em suspensão (CSS) na bacia hidrográfica do rio Doce (Figura 5-2). As séries históricas de cada estação apresentam cerca de quatro medições anuais, sendo selecionados dados a partir de 1970. Dados de CSS também foram obtidos da estação Ouro Fino, disponibilizada pela Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG), para o período entre 1977 e 2010, que possui cerca de medições diárias para o período chuvoso (outubro a março) e de quatro a dez medições para os meses do período seco (abril a setembro).



**Figura 5-2: Localização das estações de monitoramento de concentração de sedimentos em suspensão e qualidade da água na bacia do rio Doce.**

Visto a escassez de dados observados de CSS, também foram adquiridos dados de turbidez e sólidos suspensos totais (SST<sup>1</sup>) para serem usados como um *proxy* (aproximação) dessa variável. Foram utilizados dados de 63 estações de monitoramento da qualidade da água do Instituto Mineiro de Gestão das Águas (IGAM), com cerca de quatro medições anuais, entre os períodos de 1997 e 2010 (Figura 5-2).

### 5.1.2 Reflectância espectral de superfície

A reflectância espectral de superfície também foi utilizada como uma aproximação da CSS. Nesse trabalho, buscou-se utilizar imagens com correções atmosféricas, o que, conceitualmente, a partir da Equação 1 (subseção 3.1.2.2), consiste em subtrair a radiância espalhada pela atmosfera ( $L_p$ ) da radiância total captada pelo sensor ( $L_T$ ).

Diferente dos dados já apresentados, os valores de reflectância não estavam prontamente disponíveis e assim foram extraídos de imagens do satélite Landsat 5. Para isso, foi utilizada a mesma abordagem apresentada por Fagundes et al. (2017), que realizou uma análise espaço-temporal da reflectância com imagens do Landsat 8/OLI na bacia do rio Doce, e que é apresentada a seguir.

Utilizou-se a reflectância de superfície da banda 4 (0,64-0,67  $\mu\text{m}$ ), correspondendo a faixa do vermelho, uma vez que essa banda está diretamente relacionada com a presença de sedimentos em suspensão na água (Munday Jr. e Alfoldi, 1979; Zhang et al., 2014). A escolha de utilizar as imagens do Landsat 5 se deu pelo fato de que essas apresentam boa resolução espacial (30 m) e existem órgãos que já as disponibilizam com correções atmosféricas, além de se ter imagens disponíveis para o mesmo período do presente estudo. O período utilizado para aquisição das imagens foi de 01/01/1995 a 31/12/2010.

Essas imagens foram obtidas da base de dados do *United States Geological Survey* (<https://earthexplorer.usgs.gov/>), em que o produto disponibilizado, de forma gratuita, inclui tanto a reflectância de superfície, quanto máscaras de nuvens e

---

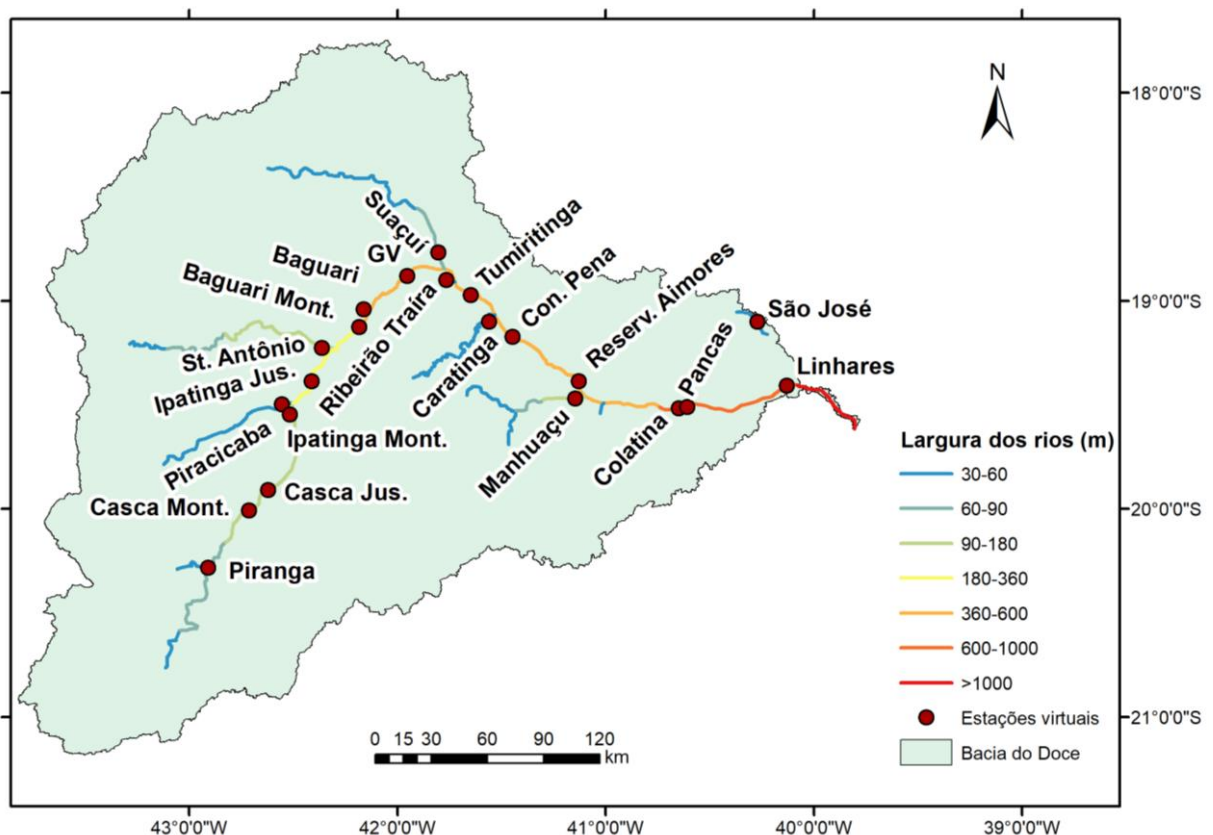
<sup>1</sup> Os sólidos suspensos totais (SST) são calculados a partir da filtragem de amostras com posterior secagem, o que faz com que os materiais dissolvidos e eventuais componentes orgânicos que podem se volatilizar em uma temperatura um pouco acima de 100°C sejam excluídos da pesagem.

sombra. Para cobrir toda a área de estudo foram necessárias imagens de quatro cenas com localizações do tipo órbita/ponto que são apresentadas no Quadro 5-1. Cada localização apresentou cerca de 13 imagens anuais (excluindo as imagens com muita cobertura de nuvens), bem distribuídas ao longo do ano.

**Quadro 5-1: Localização e nº das imagens utilizadas do satélite Landsat 5**

Órbita/ ponto	nº imagens	nº imagens/ano
216/073	212	~13
216/074	213	~13
217/073	230	~14
217/074	227	~14

Na Figura 5-3 são apresentados os trechos de rios maiores que 30m, que seriam os locais potenciais de se criar uma estação virtual de reflectância, visto que o tamanho do pixel das imagens Landsat é de 30m. Quanto maior a largura do rio, menor a influência das margens nos valores da reflectância, e assim, mais confiável se torna a informação. Considerando a Figura 5-3, milhares de estações virtuais de reflectância poderiam ser criadas.



**Figura 5-3: Locais potenciais para extração da reflectância de superfície na faixa do vermelho (0,64-0,67 $\mu$ m) e estações virtuais criadas a partir de imagens do Landsat 5/ OLI.**

Apesar desse potencial, como uma primeira aplicação e por observar que os valores de reflectâncias não variavam de forma significativa em alguns trechos, foram pré-determinados 21 locais para análise da reflectância (Figura 5-3). Esses locais foram selecionados de forma a contemplar todos os principais afluentes e diversos trechos do rio principal.

Dessa forma, os locais de análise, quando se referiam aos rios afluentes, foram geralmente delimitados próximo ao rio Doce, pois eram as áreas onde geralmente os rios possuíam maior largura e por que esses representavam toda a contribuição de cada sub-bacia. A única exceção dessa abordagem foi o rio São José, que deságua na lagoa Juparanã, em Linhares-ES, antes de encontrar o rio Doce. A presença desse grande corpo d'água pode interferir na presença de sedimentos em suspensão, principalmente no período seco por causa dos processos deposicionais. Dessa forma, para esse afluente, optou-se por analisar a reflectância de superfície à montante da lagoa. Na Figura 5-4 apresenta-se a série histórica de reflectância para a estação virtual Manhauçu, bem como séries históricas dos dados de CSS, turbidez e SST medidos em campo em outras estações de monitoramento.

A extração da reflectância foi realizada de forma automática e consistiu no uso de um algoritmo que calcula a mediana de todos os píxeis válidos selecionados dentro de um polígono amostrador, usando as imagens Landsat 5 na banda do vermelho e as máscaras de nuvem e sombra. Esse polígono tinha como características uma largura inferior à do rio e comprimento de no máximo 20 km. Dentro do polígono, os píxeis selecionados (válidos) foram aqueles que não eram identificados como nuvens ou sombra de nuvens (critérios também considerados no processo de extração manual). Esse procedimento foi realizado para evitar que interferências de *outliers*, como o não reconhecimento de um píxel de nuvem que possui alta reflectância, contaminassem o resultado final. Os polígonos foram delimitados de tal forma que naquele trecho de rio não houvesse contribuição lateral de sedimentos de nenhum tributário. A Figura 5-5 ilustra como foi realizada a delimitação do polígono amostrador.

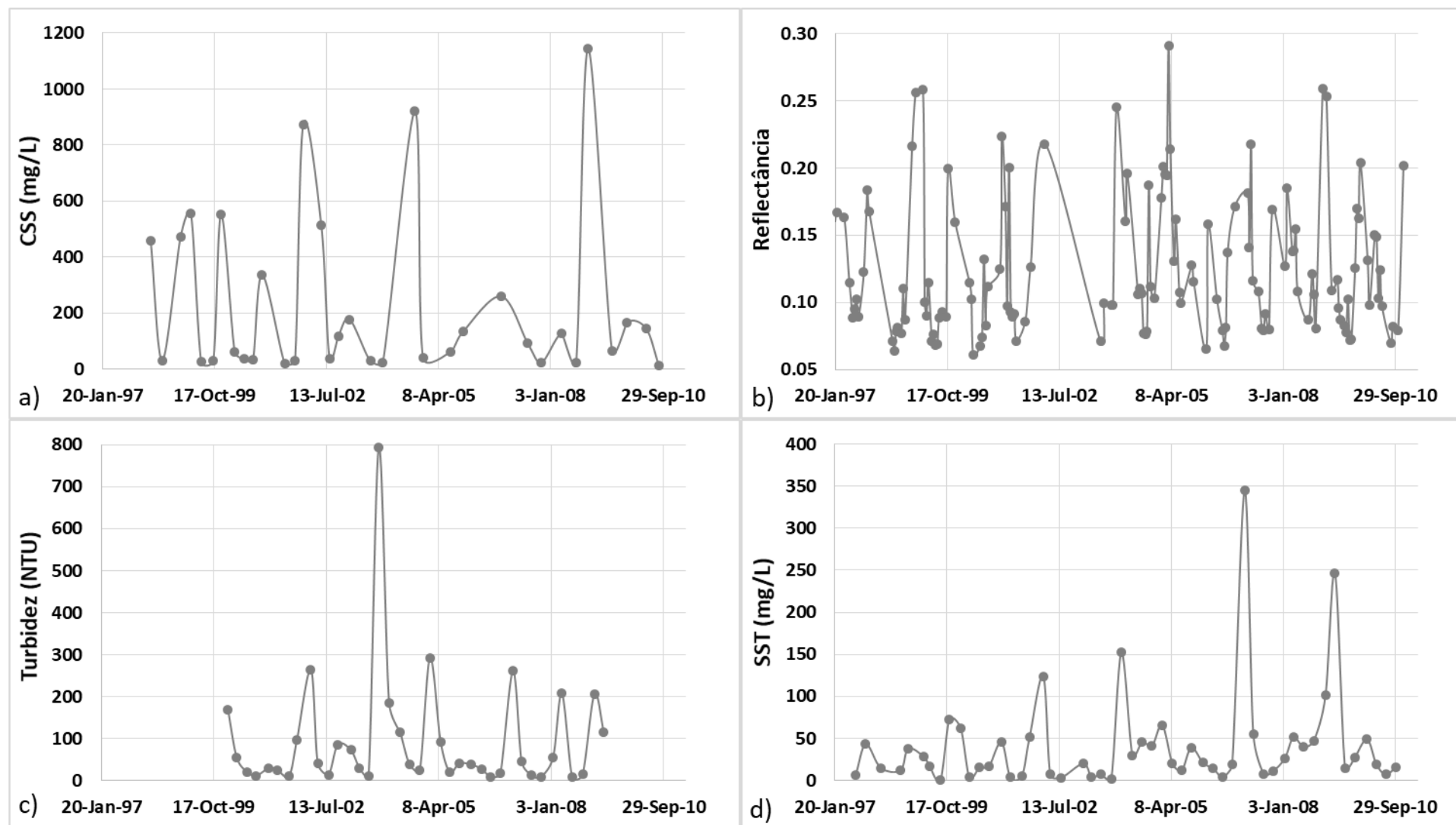
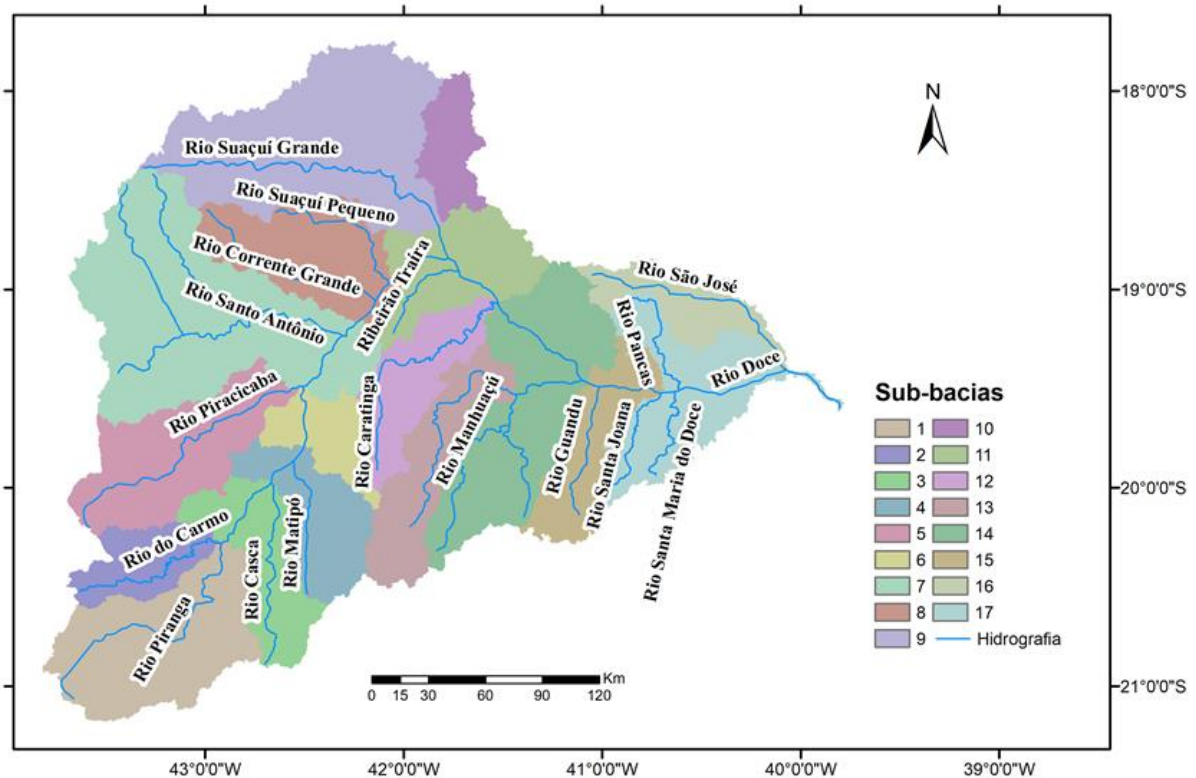


Figura 5-4: Séries históricas dos dados observados entre 1997 a 2010 nas estações: a) 56997000 de CSS; b) Manhauçu de RefVer; c) RD044 de turbidez; e d) RD013 de SST.



que diz respeito à geologia, morfologia, pedologia e uso e cobertura do solo (PIRH, 2010), optou-se por realizar uma discretização mais detalhada nas bacias de montante. Foram definidas, assim, 17 sub-bacias (Figura 5-6), que foram utilizadas para a definição de valores de parâmetros do modelo hidrológico e para os procedimentos de calibração.



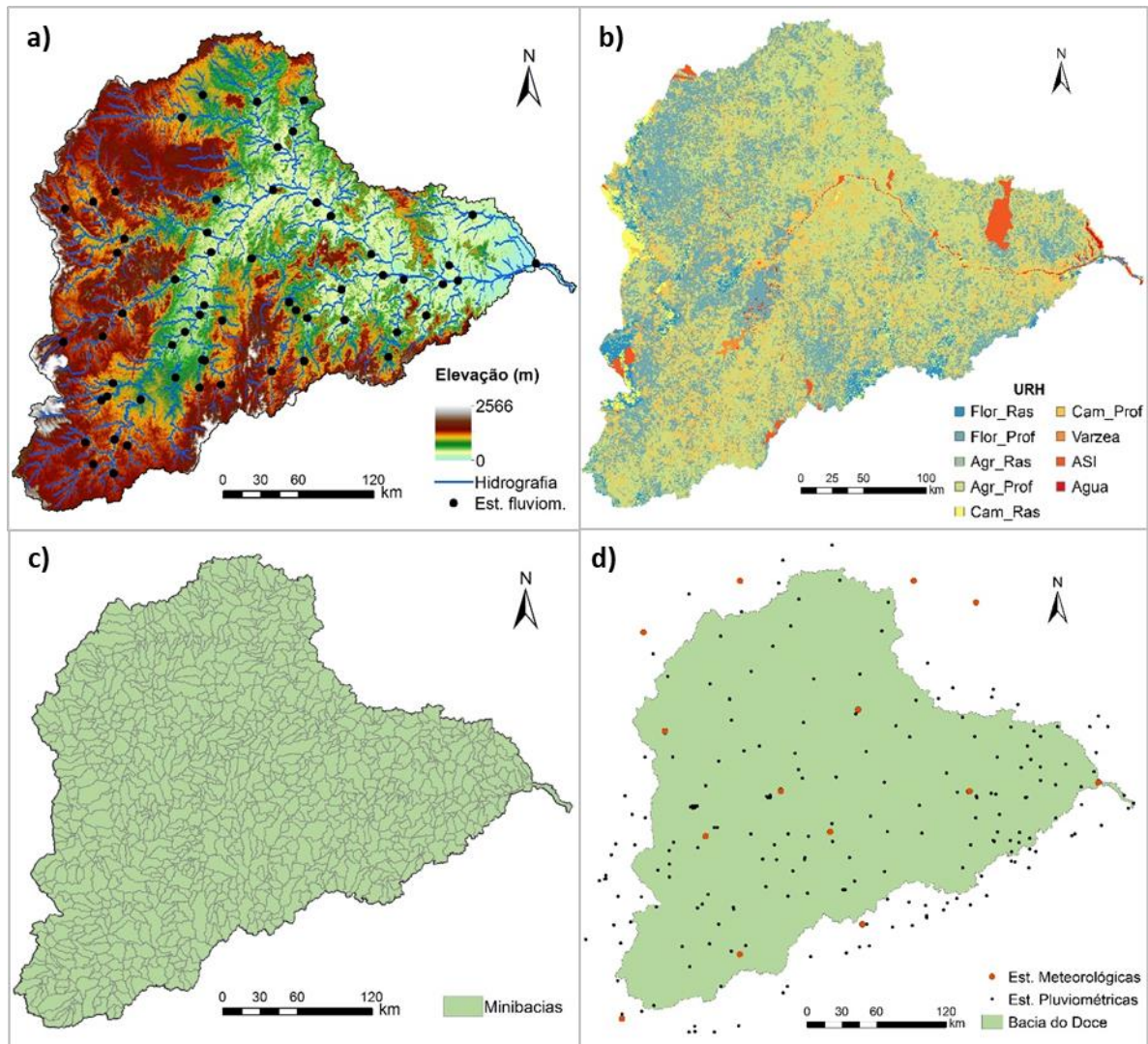
**Figura 5-6: Sub-bacias consideradas na simulação e principais afluentes do rio Doce.**

Em cada URH ocorre o balanço de água no solo e os volumes gerados em cada unidade são somados e propagados inicialmente em nível de minibacias e, posteriormente, pela rede de drenagem. As URHs foram adquiridas do mapa de URHs da América do Sul (FAN; BUARQUE; et al., 2015), que apresentam nove classes: floresta em solo raso e profundo; campo em solo raso e profundo; agricultura em solo raso e profundo; várzea e florestas inundáveis; água; e áreas semi-impermeáveis (ASI). É importante lembrar que esse mapa foi gerado pensando na hidrologia e não nos processos erosivos da bacia.

A bacia do rio Doce apresenta grandes variações de elevação (Figura 5-7-a), com relevos acidentados. Na Figura 5-7-b, nota-se a presença de uma área considerável classificada como ASI. Essa classificação decorre da grande presença de afloramentos rochosos na região, sendo parte dela conhecida como Pontões



Capixabas. Foram definidas ao todo 1173 minibacias (Figura 5-7-c) e 9 URHs (Figura 5-7-b).



**Figura 5-7: Mapas com parâmetros de entrada para o pré-processamento. a) Modelo Digital de Elevação (MDE), rede de drenagem e estações fluviométricas; b) Unidades de Resposta Hidrológicas (URHs); c) minibacias; e d) estações pluviométricas e meteorológicas.**

### 5.2.2 Dados hidrológicos e meteorológicos

A etapa seguinte consistiu na obtenção e preparação dos dados de chuva, vazão e clima para serem utilizados no modelo, conforme Fan e Collischonn (2014). Foram utilizadas 217 estações pluviométricas (Figura 5-7-d) e 59 estações fluviométricas (Figura 5-7-a), disponibilizadas pela ANA no portal HidroWeb.

Os dados de chuva foram então interpolados utilizando o método Inverso da Distância ao Quadrado (método padrão usado no modelo MGB-IPH) para o centroide de cada minibacia a fim de espacializar essa variável. Não foi utilizado nenhum

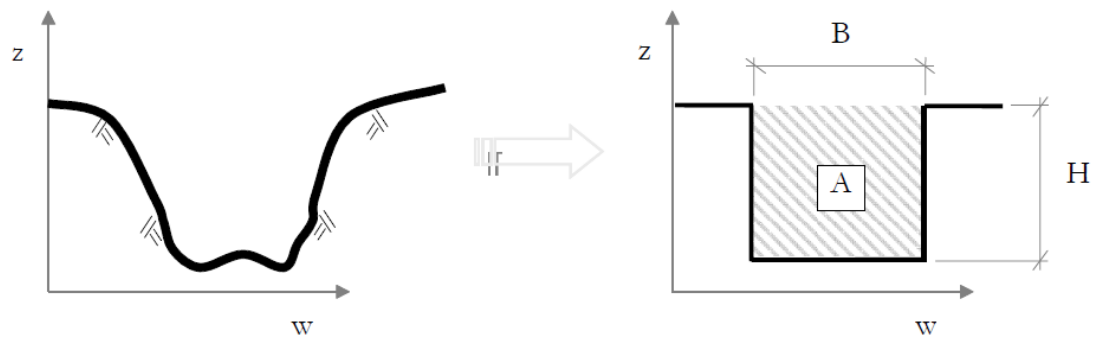
método de preenchimento de falhas de dados de chuva. A utilização dos dados de vazões observadas tem como principal finalidade a comparação com os dados de vazões simuladas na etapa de calibração. Para a simulação foram utilizados todos os postos pluviométricos que tivessem alguma informação para o período e postos de vazão que tivessem pelo menos cinco anos de dados completos e ininterruptos disponíveis. Entretanto, alguns postos fluviométricos quando comparados com os resultados do modelo e os demais postos observados apresentaram valores inconsistentes e por isso foram descartados da análise.

Os dados de clima utilizados foram aqueles disponíveis na base interna do MGB, conforme apresentado por Fan e Collischonn (2014). Na região da bacia foram encontradas 14 estações meteorológicas (Figura 5-7-d). Quando da ocorrência de dados faltantes em um dia qualquer para determinada estação, era utilizado os valores da estação mais próxima a essa como referência para cálculo das variáveis do modelo.

### *5.2.3 Relações geomorfológicas e propagação do escoamento no canal*

Com base em dados de perfis transversais disponibilizados pela ANA, desenvolveram-se equações geomorfológicas (LEOPOLD; MADDOCK, 1954) que relacionassem a largura e a profundidade das seções em função da área de drenagem. Foram utilizadas 27 estações fluviométricas e como cada uma dessas possuía mais de um perfil, selecionou-se de modo visual, aquele que representasse o comportamento médio da seção ao longo do tempo.

Buscou-se então, para cada um desses perfis, determinar um novo perfil equivalente de formato retangular para o mês de fevereiro de 2000, considerando a cota média medida nesse mês (um exemplo pode ser visto na Figura 5-8). Esse período foi escolhido como uma tentativa de melhor representar a realidade, visto que foi aquele em que o SRTM imageou a superfície do globo terrestre. Dada a profundidade da seção, o algoritmo interno do modelo irá diminuir essa altura da cota do MDE, para então definir as dimensões da calha de cada trecho de rio. As equações geomorfológicas desenvolvidas são apresentadas no Apêndice II.



**Figura 5-8: Seção transversal natural representada por seção do tipo retangular. Fonte: Paiva (2009). Na figura,  $z$  representa a cota,  $w$  a largura,  $B$  a largura da seção,  $H$  a profundidade da seção e  $A$  a área da seção.**

Os valores de largura estimados a partir dessas relações são importantes para o cálculo da vazão de referência e celeridade, que são parâmetros de entrada no cálculo da propagação do escoamento pelo método de Muskingum-Cunge (MC) (COLLISCHONN, 2001). Esse método foi escolhido porque já demonstrou apresentar bons resultados em diversas aplicações com o modelo MGB-IPH (COLLISCHONN, 2001; ALLASIA et al., 2005; ALLASIA et al., 2006; COLLISCHONN et al., 2007).

O método MC é um modelo de escoamento do tipo armazenamento, concentrado no espaço e se baseia na equação da continuidade e na equação de armazenamento (TUCCI, 1998). Em cada trecho de rio, o intervalo de tempo diário de simulação é subdividido em intervalos menores durante a propagação do escoamento por MC na rede de drenagem, considerando um intervalo de tempo ideal para a propagação apresentar precisão no tempo de viagem e no amortecimento dos hidrogramas, conforme apresentado por Tucci (1998).

É importante ressaltar que a propagação é realizada em cada minibacia que possui pelo menos uma minibacia a montante. Portanto, a condição de contorno que cada minibacia possui, exceto as de cabeceiras, é que a vazão de saída do trecho da minibacia a montante é somada às vazões geradas em cada reservatório linear simples da própria minibacia e então são propagadas no trecho de rio.

#### 5.2.4 Definição dos parâmetros fixos

Os parâmetros fixos foram definidos com base nas características da bacia, estudos anteriores e utilização de imagens e produtos de sensoriamento remoto, como o albedo e o índice de área foliar disponível pelo *Earth Engine Evapotranspiration Flux* (EEFlux - <http://eeflux-level1.appspot.com/>). Esses parâmetros estão relacionados com as características da vegetação e seus valores



Tabela 5-3: Valores de altura da vegetação (m).

<b>URH</b>	<b>jan</b>	<b>feb</b>	<b>mar</b>	<b>abr</b>	<b>mai</b>	<b>jun</b>	<b>jul</b>	<b>ago</b>	<b>set</b>	<b>out</b>	<b>nov</b>	<b>dez</b>
<i>FlorRas</i>	17,0	17,0	17,0	17,0	17,0	17,0	17,0	17,0	17,0	17,0	17,0	17,0
<i>FlorProf</i>	17,0	17,0	17,0	17,0	17,0	17,0	17,0	17,0	17,0	17,0	17,0	17,0
<i>AgrRas</i>	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0
<i>AgrProf</i>	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0
<i>CampRas</i>	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
<i>CampProf</i>	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
<i>Varzea</i>	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0
<i>ASI</i>	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
<i>Agua</i>	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1

Tabela 5-4: Valores de resistência superficial (s/m)

<b>URH</b>	<b>jan</b>	<b>feb</b>	<b>mar</b>	<b>abr</b>	<b>mai</b>	<b>jun</b>	<b>jul</b>	<b>ago</b>	<b>set</b>	<b>out</b>	<b>nov</b>	<b>dez</b>
<i>FlorRas</i>	40.0	40.0	40.0	50.0	60.0	70.0	60.0	50.0	40.0	40.0	40.0	40.0
<i>FlorProf</i>	40.0	40.0	40.0	50.0	60.0	70.0	60.0	50.0	40.0	40.0	40.0	40.0
<i>AgrRas</i>	40.0	40.0	40.0	50.0	60.0	70.0	60.0	50.0	40.0	40.0	40.0	40.0
<i>AgrProf</i>	40.0	40.0	40.0	50.0	60.0	70.0	60.0	50.0	40.0	40.0	40.0	40.0
<i>CampRas</i>	40.0	40.0	40.0	50.0	60.0	70.0	60.0	50.0	40.0	40.0	40.0	40.0
<i>CampProf</i>	40.0	40.0	40.0	50.0	60.0	70.0	60.0	50.0	40.0	40.0	40.0	40.0
<i>Varzea</i>	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0
<i>ASI</i>	40.0	40.0	40.0	40.0	40.0	40.0	40.0	40.0	40.0	40.0	40.0	40.0
<i>Agua</i>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

### 5.2.5 Calibração e validação do modelo hidrológico

O processo de calibração se inicia com a definição das condições iniciais do modelo. No MGB-IPH a condição inicial pode ser definida pelo usuário e, nesse trabalho, adotou-se uma vazão específica de base de  $0,01\text{m}^3/\text{s.km}^2$  e que o solo possuía umidade de 40%. Além disso, definiu-se que os resultados do primeiro ano de simulação seriam desconsiderados no cálculo das métricas, considerando esse intervalo como um período de aquecimento do modelo.

Os parâmetros que foram calibrados, relacionados ao balanço de água no solo, são: armazenamento máximo de água no solo  $W_m$ ; parâmetros relacionados aos escoamentos subsuperficial,  $K_{int}$ , e subterrâneo,  $K_{bas}$ ; parâmetros relacionados ao tempo de propagação dos escoamentos superficial,  $CS$ , subsuperficial,  $CI$ , e subterrâneo,  $CB$  (estimado com base no método desenvolvido por Fan et al., 2015).

Para alguns parâmetros passíveis de calibração foram adotados aqueles valores padrões sugeridos pelo modelo. Esses parâmetros são: XL, que controla a redução da drenagem intermediária ou subsuperficial do solo; CAP, associado à capilaridade do solo; e o WC, representando o limite de armazenamento para que ocorra fluxo ascendente ou descendente no solo. O coeficiente de rugosidade de Manning não foi calibrado e adotado igual a 0,03 para toda a bacia. Essa consideração foi feita por Collischonn (2001), assumindo que os resultados do modelo são pouco sensíveis às variações desse coeficiente.

Foi realizada uma calibração e duas validações do modelo hidrológico. Na calibração, os valores dos parâmetros calibráveis foram definidos para cada sub-bacia, após diversos ajustes manuais, sempre comparando os valores simulados com os observados, a fim de representar de forma adequada as condições reais da área de estudo. As comparações dos resultados foram realizadas de forma visual a partir dos hidrogramas e curvas de permanência de vazão e a partir de métricas de desempenho.

A primeira validação do modelo consistiu em dividir a série de vazões em duas partes, uma sendo utilizada para calibração (1970-2010) e outra para validação (1960-1969). Essa primeira validação foi realizada com 21 estações fluviométricas, que é a quantidade de estações com mais de cinco anos de dados em ambos os períodos.

Na segunda validação, utilizou-se dados de vazão de 55 postos fluviométricos para o período entre 1979 e 2010 para a validação. Contudo, para esse período, foi realizado uma nova simulação das vazões, utilizando valores de precipitação da base de dados MSWEP (*Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation*), desenvolvida por Beck et al. (2016). O MSWEP possui cobertura global com informações de 1979-2016, com resolução temporal de 3 horas e espacial de 0,25° (25 km) que mescla informações de redes pluviométricas, produtos de satélite e de reanálises climáticas. Como os dados são disponibilizados em formato de grade, foram criadas estações virtuais de chuva para o centroide de cada grade. Os dados de chuva dessas estações virtuais foram interpolados, utilizando o método Inverso da Distância ao Quadrado, para o centroide de cada minibacia.

Foram utilizadas 3 métricas de desempenho, que são tradicionalmente empregadas na avaliação de modelos hidrológicos: índice de eficiência de Nash e Sutcliffe (1970), chamado de ENS, utilizado para comparar vazões observadas e simuladas; índice de eficiência de Nash e Sutcliffe entre o logaritmo das vazões observadas e simuladas (ENSlog) e o erro no volume total (Bias -  $\Delta V$ , Gupta, 1999). O índice ENS indica o quanto as predições 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. O erro de volume compara os volumes totais simulados e observados e aponta o quanto o simulado difere do observado. Os parâmetros calibráveis adotados para cada sub-bacia são apresentados no Apêndice III.

Com as estatísticas de desempenho calculadas, utilizou-se a classificação proposta por Moriasi et al. (2007) para verificar a performance do modelo. As classes para cada índice são apresentadas na Tabela 5-5. Essa tabela foi construída considerando os resultados de modelos que utilizam passo de tempo mensal, enquanto que no presente trabalho se utilizou um modelo com passo de tempo diário. A escolha de se utilizar essas faixas foi realizada considerando que os resultados das métricas encontrados para modelos com passo de tempo mensal geralmente são melhores que para modelos com passo de tempo diário (MORIASI et al., 2007). Assim, se a avaliação, considerando as faixas propostas, indicasse que o modelo apresentou um bom desempenho, caso as faixas existissem para modelos com passo de tempo diário, esse desempenho também seria bom.

**Tabela 5-5: Performance para estatísticas recomendadas para passo de tempo mensal. Adaptado de Moriasi et al. (2007)**

<i>Performance</i>	<i>ENS</i>	<i>BIAS (%)</i>
<i>Muito bom</i>	0,75-1,00	<  15
<i>Bom</i>	0,65-0,75	15 - 30
<i>Satisfatório</i>	0,50-0,65	30 - 55
<i>Insatisfatório</i>	<0,50	>  55

### 5.3 Preparação do módulo de produção de sedimentos no modelo MGB-SED

Conforme apresentado em Buarque (2015), o módulo de sedimentos também necessita de uma etapa de pré-processamento, onde são quantificadas as áreas de

drenagem acumuladas e definidos os parâmetros da MUSLE (Equação 11). Foi utilizado o volume de escoamento superficial gerado pelo MGB-IPH para calcular a produção de sedimentos em cada minibacia. Esse pré-processamento fornece informações necessárias para que a produção de sedimentos da bacia e o transporte do rio sejam computados durante a simulação do MGB-SED. Na presente aplicação foi desprezado o fator FG, relacionado a fragmentos de rocha. Nas sub-bacias 16 e 17 existe uma área de aproximadamente 20% com afloramentos rochosos (Pontões Capixaba), contudo, não foi avaliado o impacto de se desprezar o fator FG para essas regiões.

$$Sed = \alpha \cdot (Q_{sup} * q_{pico} * A)^{\beta} \cdot K \cdot C \cdot P \cdot LS \quad (11)$$

em que  $Sed$ [t/dia] é a produção de sedimentos,  $Q_{sup}$ [mm/ha] é o volume de escoamento superficial,  $q_{pico}$ [m<sup>3</sup>/s] 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] é o fator erodibilidade do solo,  $C$ [-] é fator de cobertura e manejo do solo,  $P$ [-] é o fator de práticas conservacionistas,  $LS$ [-] é o fator topográfico,  $\alpha$  e  $\beta$  são coeficientes de ajuste, ora adotados como 11,8 e 0,56, respectivamente, como proposto por Williams (1975), ora calibrados automaticamente.

### 5.3.1 Taxa de pico do escoamento superficial

A taxa de pico do escoamento superficial ( $q_{pico}$ ) foi calculada a partir do volume de escoamento superficial ( $D_{sup}$  [mm]) uniforme ao longo do dia, fornecido pelo MGB-IPH. A taxa de pico é calculada para cada pixel  $k$  em cada minibacia (representada pelos índices  $i$  e  $j$ ):

$$q_{pico}_{i,j}^k = \frac{D_{sup}_{i,j}^k \cdot A_{i,j}^k}{86,4} \quad (12)$$

### 5.3.2 Fator de erodibilidade do solo

O fator  $K$  de erodibilidade do solo foi calculado a partir da equação proposta por Williams (1995). Essa equação leva em consideração apenas as porcentagens de silte, argila, areia e matéria orgânica de cada tipo de solo da bacia e pode ser escrita como:



$$K_j = Fag_j \cdot Fcs_j \cdot Forg_j \cdot Fa_j \quad (13)$$

em que  $Fag$  é 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; e o índice  $j$  indica a URH. As formas de cálculo dos fatores do lado direito da Equação 13 são apresentados no Apêndice I.

As porcentagens de areia, silte, argila e carbono que compunham cada solo foram obtidos da *Food and Agriculture Organization of the United Nations* - FAO (FAO, 1971). Como os solos foram agrupados em classes, por exemplo, Argissolos e Latossolos foram enquadrados como solos profundos, realizou-se uma média dos percentuais de cada componente. Os valores utilizados são apresentados na Tabela 5-6.

### 5.3.3 Fatores C e P

O fator  $C$  está relacionado com o uso e cobertura da terra e é um fator de redução da vulnerabilidade do solo à erosão. Os valores adotados para cada um dos cinco tipos de cobertura do solo considerados nas URH foram obtidos a partir de dados de literatura. Os valores do fator  $C$  para floresta, agricultura e campo foram obtidos do trabalho de Silva et al. (2010), o valor para várzea do trabalho de Vázquez-Fernández et al. (1996) e de áreas semi-impermeáveis do trabalho de Ribeiro e Alves (2007), todos para condições brasileiras. Destaca-se que para os valores de agricultura foi considerado a média dos valores de  $C$  para diferentes culturas e são apresentados na Tabela 5-6.

Já o fator  $P$ , devido à dificuldade de se obter tal informação para o tamanho da escala dada, optou-se por utilizar o valor 1. Isso significa que foi desconsiderada, portanto, qualquer tipo de prática de conservação do solo, como plantio em contorno, terraceamento, cultivo em faixas e alternância de cultura.

Tabela 5-6: Parâmetros adotados para estimativa da produção de sedimentos pela MUSLE.

<b>URH</b>	<b>Solo</b>	<b>Areia (%)</b>	<b>Silte (%)</b>	<b>Argila (%)</b>	<b>OrgC (%)</b>	<b>C</b>
<i>Floresta em solo raso</i>	Cambissolos e Litossolos	65,550	15,550	18,900	0,870	0,04
<i>Floresta em solo profundo</i>	Argissolos e Latossolos	44,500	16,750	38,750	1,835	0,04
<i>Agricultura em solo raso</i>	Cambissolos e Litossolos	65,550	15,550	18,900	0,870	0,164
<i>Agricultura em solo profundo</i>	Argissolos e Latossolos	44,500	16,750	38,750	1,835	0,164
<i>Campo em solo raso</i>	Cambissolos e Litossolos	65,550	15,550	18,900	0,870	0,05
<i>Campo em solo profundo</i>	Argissolos e Latossolos	44,500	16,750	38,750	1,835	0,05
<i>Várzea</i>	Argissolos	53,300	17,200	29,500	1,740	0,000
<i>Área semi-impermeável</i>	Argissolos e Latossolos	44,500	16,750	38,750	1,835	0,001
<i>Água</i>	-	0	0	0	0	0

#### 5.3.4 Fator topográfico LS bidimensional

O fator *LS* é a combinação dos fatores comprimento da rampa *L* e declividade *S* e representam a contribuição do escoamento superficial no processo de erosão hídrica. Para o módulo de sedimentos Buarque (2015) implementou uma rotina computacional para determinar o fator *LS* automaticamente, para cada pixel  $k(l, s)$  do MDE.

O fator *L* é obtido conforme apresentado por Desmet e Govers (1996) para aplicação em um terreno bidimensional usando o conceito de área de contribuição unitária (Kirkby e Chorley, 1967), ou seja, a área de contribuição acumulada por unidade de comprimento. A área de drenagem acumulada para cada pixel é calculada somando todos os pixels a montante que drenam para esse. O fator *S* é calculado pela equação de Wischmeier e Smith (1978). As premissas e equações utilizadas para determinação dos fatores *L* e *S* se encontram no Apêndice I.

#### 5.3.5 Transferência de sedimentos das minibacias para os cursos d'água

Segundo Buarque (2015) o volume de sedimentos produzido em cada URH não chega à rede de drenagem no mesmo intervalo de tempo, havendo assim um retardo juntamente com o escoamento superficial. Para representar esse retardo, foi utilizada a mesma abordagem para o escoamento superficial, onde o aporte de sedimentos se

daria pela passagem deles num reservatório linear simples. As formulações matemáticas que sustentam essa abordagem são apresentadas no Apêndice I.

#### 5.4 Propagação, erosão e deposição dos sedimentos no canal no MGB-SED

O volume de sedimentos produzido em cada minibacia, para cada classe de tamanho de partícula, de forma semelhante ao que acontece com o escoamento superficial, é somado às cargas de montante que chegam ao trecho de rio para posterior propagação. Em caso de minibacias de cabeceira, os volumes provenientes dos reservatórios lineares são destinados ao exutório da minibacia, não havendo, portanto, propagação nesses casos.

Sempre que as cargas de sedimentos aportam na rede de drenagem esses são instantaneamente misturados ao longo da coluna d'água. Da mesma forma, considera-se que sempre que ocorre a confluência de dois cursos d'água, as cargas de sedimentos também são misturadas na coluna d'água de forma instantânea. O modelo considera que o transporte das partículas pode ser realizado de duas formas: transporte em suspensão e transporte da carga de fundo.

##### 5.4.1 Transporte em suspensão

O material fino (silte e argila) é transportado em suspensão de forma contínua ou intermitente pelo escoamento. Assim, para essa classe de partículas, desprezam-se os processos de erosão e deposição na calha do rio.

O processo de transporte dessas partículas é realizado por um modelo não-permanente que considera que a velocidade do escoamento e os processos advectivos são dominantes. A equação de transporte que representa esse processo é apresentada a seguir.

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

em que  $A[m^2]$  é a área molhada da seção,  $C[t/m^3]$  a concentração média de sedimento,  $U[m/s]$  a velocidade média do escoamento na seção,  $x[m]$  é a distância na direção do escoamento,  $t[s]$  é o tempo,  $q_{sm}[t/m.s]$  é a contribuição lateral de sedimentos da minibacia por unidade de comprimento do rio,  $q_{sfl}[t/m.s]$  é a descarga de troca de

sedimentos entre o rio e a planície de inundação por unidade de comprimento do rio. Esse último termo foi desprezado quando utilizado o modelo Muskingum-Cunge (MC), que não considera os efeitos da presença da planície de inundação.

A Equação 14 é resolvida numericamente, para cada classe de partícula em suspensão, através de um esquema explícito regressivo no tempo e no espaço, aplicado trecho a trecho, de montante para jusante:

$$C_i^t = \frac{\theta \cdot Q_{i-1}^t \cdot C_{i-1}^t - (1 - \theta)(Q_i^{t-1} \cdot C_i^{t-1} - Q_{i-1}^{t-1} \cdot C_{i-1}^{t-1})}{\frac{Vol^t}{\Delta t} + \theta \cdot Q_i^t} + \frac{\frac{Vol^{t-1}}{\Delta t} \cdot C_i^{t-1} + QS_m^t - S_{fl}^t}{\frac{Vol^t}{\Delta t} + \theta \cdot Q_i^t} \quad (15)$$

em que  $Q$ [m<sup>3</sup>/s] é a vazão líquida, os índices  $i - 1$  e  $i$  se referem às seções transversais do rio a montante e a jusante do trecho, os índices  $t - 1$  e  $t$  se referem ao início e final do intervalo de tempo  $\Delta t$  [s],  $\Delta x$  é o comprimento do trecho de rio [m] da minibacia,  $\theta$  é o ponderador dos termos temporais e adotado como 1,  $Vol = A \cdot \Delta x$ [m<sup>3</sup>] 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.

O esquema pode ser resolvido de forma explícita, como apresentado, uma vez que todas as variáveis do lado direito da Equação 15 são conhecidas. Destaca-se que a profundidade  $h$ , necessária para cálculo da área molhada da seção, no modelo Muskingum-Cunge é estimada pela equação de Manning, com o raio hidráulico  $Rh = h$ .

#### 5.4.2 Transporte da carga de fundo

Foi considerado que somente as partículas de areia interagem com o fundo do canal e, portanto, somente essas serão transportadas como carga de fundo. O cálculo desse transporte foi feito a partir da equação de Exner (Equação 7) apresentada na seção 3.3, considerando o parâmetro  $\lambda=0$ . Em cada trecho de rio, a concentração de saída é dependente da capacidade de transporte (CT) de sedimentos pelo escoamento.

É também por meio da CT que se pode calcular o volume de sedimentos erodido ou depositado em cada trecho de rio em cada passo de tempo. No trabalho

de Buarque (2015), a CT foi calculada por meio da equação de Yang (Yang, 1973, 1984). Nesse trabalho, foram implementadas outras equações (apresentadas em Carvalho (2008)), sendo elas: equação de Rottner, de Schoklitsch, Ackers e White para areias, Engelund e Hansen e Meyer-Peter e Muller. Devido ao grande número de equações, os detalhes dos cálculos do transporte da carga de fundo são apresentados no Apêndice I para a equação de Yang, incluindo a apresentação do esquema numérico adotado para resolução da equação de Exner e os limitadores de deposição e erosão.

Outra modificação realizada é que o modelo não mais considera que o leito pode ser sempre erodido, que existe sempre um volume de sedimentos disponível para alimentar o escoamento. Em outras palavras, considerou-se um leito fixo e somente a carga que está sendo depositada desde o início da simulação poderá ser erodida em um momento posterior.

Com isso, mudou-se também a forma de armazenar as informações relativas à quantidade de sedimentos erodida ou depositada a cada passo de tempo. Na versão original do modelo MGB-SED era possível conhecer essa quantidade em determinado trecho de rio apenas ao final da simulação. Nessa nova versão, é possível observar ao longo do tempo quando um depósito se forma, aumenta, diminui e/ou se desfaz para determinado trecho de rio. O depósito interage com o escoamento e considera-se que a carga depositada é misturada na coluna de água a cada passo de tempo, comparando a carga de areia do trecho com a capacidade de transporte do escoamento.

## **5.5 Verificação do módulo de sedimentos do MGB-SED**

A concentração de sedimentos em suspensão estimada pelo modelo foi comparada com os dados observados *in situ* por meio do coeficiente de correlação linear de Pearson ( $R_{temp}$ ). Esse coeficiente, que pode variar de -1 a 1, sugere o grau de colinearidade existente entre os dados calculados e observados (Moriasi et al., 2007). Se  $R_{temp} = -1$  ou  $R_{temp} = +1$  significa que existe uma perfeita correlação linear negativa ou positiva, respectivamente. Quanto mais próximo de 0, menor é a correlação entre os dados.

Com o *proxy* dos dados de qualidade (turbidez e sólidos totais fixos) e reflectância espectral da água, buscou-se avaliar se o modelo gerou resultados compatíveis com aqueles observados, se os padrões espacial e temporal são concordantes. É importante ressaltar que essa metodologia não busca comparar a quantidade (peso ou concentração) de sedimentos estimados pelo modelo, mas, por exemplo, se os dois apresentam ou não aumento na resposta de suas respectivas variáveis quando ocorre um evento chuvoso.

Essas comparações são fundamentais para calibrar e validar o modelo e assim verificar se esse representa de forma adequada a dinâmica dos sedimentos existente na bacia. Os parâmetros calibráveis do modelo são os coeficientes de ajuste  $\alpha$  e  $\beta$ , presentes na MUSLE (WILLIAMS, 1975). Também foi escolhido calibrar o parâmetro *TKS* do modelo MGB-SED, que é o parâmetro de retardo do escoamento superficial, aplicado ao reservatório linear em que estão contidos os sedimentos e que vai gerar o aporte que chega ao canal a partir das minibacias. Para verificar o impacto causado por esses parâmetros na resposta do modelo, foram realizados alguns testes de sensibilidade, variando seus valores em 20% e 50% para mais e para menos, considerando um único conjunto de parâmetros para toda a bacia.

#### 5.5.1 Calibração automática

Para a calibração e validação do modelo, adotou-se o método de calibração automática multi-objetivo, já implementado no modelo MGB-IPH (FAN e COLLISCHONN, 2014). Esse método utiliza o algoritmo desenvolvido por Yapo et al. (1998), conhecido como MOCOM-UA (*Multiple-Objective Complex Evolution – University of Arizona*), sendo esse uma variação do algoritmo SCE-UA (DUAN et al., 1992).

O algoritmo MOCOM-UA utiliza técnicas de algoritmos genéticos e tem como base o algoritmo simplex de Nelder e Mead (SOROOSHIAN e GUPTA, 1995). Para a utilização do algoritmo MOCOM-UA, é necessário definir o número *N* de parâmetros que serão calibrados; os limites do intervalo de busca que cada parâmetro pode tomar; os *NS* conjuntos de parâmetros ou pontos (definidos de forma randômica) na região definida pelos intervalos. Cada ponto é dado pelos valores dos *N* parâmetros e, para

cada um dos pontos, as NF funções objetivo são avaliadas, gerando uma matriz de resultados F(NS, NF) (COLLISCHONN et al., 2003).

Para a calibração automática multi-objetivo são necessários então definir além dos parâmetros calibráveis, quais funções objetivo serão utilizadas para avaliar a qualidade do ajuste dos dados que se tem interesse. Mais do que isso, essas funções serão otimizadas ao mesmo tempo.

A principal característica de um problema de otimização multi-objetivo é que a solução, em geral, não será única (COLLISCHONN et al., 2003). Isso implica no fato de que a solução de um problema de otimização multi-objetivo não é um ponto, mas uma região, conhecida como região de Pareto (Yapo et al., 1998). Neste trabalho foi sempre adotado o valor que apresentou a melhor média das funções objetivos para o conjunto de dados que estava sendo calibrado. O valor dos parâmetros calibráveis adotados em cada experimento se encontram no Apêndice IV.

Mais informações a respeito do método de calibração automática utilizado nesse trabalho, bem como outras informações e conceitos sobre o assunto podem ser encontradas em Collischonn et al. (2003).

### 5.5.2 Experimentos para calibração e validação

Os experimentos foram feitos para investigar como os dados de sensoriamento remoto e qualidade da água poderiam ser utilizados na calibração e validação de modelos hidrossedimentológicos, auxiliando também em possíveis melhorias. Foram realizados quatorze experimentos (Quadro 5-2), todos tendo o mesmo período de calibração e validação: 1997 – 2010. De forma geral, para cada experimento, utilizou-se um tipo de dado (por exemplo, CSS medidos *in situ*) para calibração do modelo e os demais (por exemplo, reflectância de superfície na faixa do vermelho (RefVer), turbidez e Sólidos Totais Suspensos (SST)) para validação. Outros itens que influenciaram o tipo do experimento realizado foram a quantidade de postos com dados observados, o número de sub-bacias e as funções objetivos. Sobre essas, foram utilizadas sempre três (NF) funções.

As funções objetivo utilizadas na calibração automática foram o coeficiente de eficiência de Nash e Sutcliffe (ENS), coeficiente de eficiência de Kling-Gupta (KGE - GUPTA et al., 2009), erro de volume (ou viés - *BIAS*), Raiz do Erro Quadrático Médio

(RMSE), coeficiente de correlação linear de Pearson ( $R_{temp}$ ) e suas variações, denominadas de coeficiente de correlação espacial ( $R_{esp}$ ) e coeficiente de correlação tudo ( $R_{tudo}$ ). O algoritmo MOCOM-UA visa otimizar cada uma das funções objetivos e para isso é necessário um único valor que derive dessas funções, como a média, a mediana, média ponderada, etc.

Para o ENS e KGE, o valor da função objetivo (VFO) foi calculado conforme Equação 16. Para o BIAS e REQM, o VFO foi calculado conforme Equação 17.

$$VFO = \sum_i^n (1 - \text{"Valor do coeficiente para o posto i"}) \quad (16)$$

$$VFO = \sum_i^n (\text{"Valor absoluto do coeficiente para o posto i"}) \quad (17)$$

Como a  $R_{temp}$  resulta em um valor para cada posto, utilizou-se o valor da média da  $R_{temp}$  de todos os postos subtraída da unidade (Equação 18). Para calcular o  $R_{esp}$  é necessário construir duas novas séries de dados, sendo uma composta pela média de longo período dos valores observados de cada posto e a outra da média de longo período dos valores calculados de cada posto. Para calcular a  $R_{tudo}$  é necessário construir duas séries de dados, uma com todos os valores observados de todos os postos e outra com todos os seus respectivos valores calculados. Tanto para a  $R_{esp}$  quanto para a  $R_{tudo}$ , utiliza-se as duas séries construídas e então se calcula a correlação linear de Pearson. O VFO para o  $R_{esp}$  e o  $R_{tudo}$  é calculado da mesma forma da Equação 18, alterando apenas a variável  $\overline{R_{temp}}$  por  $R_{esp}$  e  $R_{tudo}$ .

$$VFO = 1 - \overline{R_{temp}} \quad (18)$$

O Quadro 5-2 resume os experimentos realizados e apresenta suas particularidades. Para maioria dos experimentos, utilizou-se um intervalo de busca para o parâmetro  $\alpha$  entre 2,0 e 25,0, para  $\beta$  entre 0,2 e 1,7 e  $TKS$  entre 0,1 e 3,0, com um número máximo de iterações do algoritmo ( $I_{maxgen}$ ) de 60 e 50 conjuntos de parâmetros (NS).

O experimento A1 foi o experimento base. Nele buscou-se utilizar todas as informações dos postos com dados disponíveis para o período de 1997 a 2010 e variar apenas os parâmetros calibráveis  $\alpha$ ,  $\beta$  e  $TKS$ . A motivação dos experimentos B3 e C1 foi verificar a influência do número de postos observados no processo de calibração,



principalmente com a exclusão daqueles que se desconfiava da qualidade dos seus dados, uma vez que eles não eram compatíveis nem com o modelo e nem com os demais dados observados existentes. Sendo assim, buscou-se remover esta incerteza da análise e ver quais seriam os resultados sem ela.

No experimento B2, buscou-se alterar as funções objetivos para funções que não apenas considerassem a correlação entre os dados, mas também a diferença entre os valores observados e calculados. Como o modelo MGB-SED só calcula a CSS, para esse experimento a calibração só pode ser realizada com esse tipo de dado.

Mantendo a quantidade de postos, buscou-se variar o número de sub-bacias em 1, sendo toda a bacia do rio Doce (B1), 5 (B3) e 17 (B4) para investigar se o modelo representava melhor os processos hidrossedimentológicos quando o conjunto de parâmetros calibráveis era mais homogêneo ou mais heterogêneo. A discretização da bacia em 5 sub-bacias é apresentada na Figura 5-9.

Outros experimentos foram realizados para investigar se dados derivados dos dados de CSS observados e calculados pelo MGB-SED apresentariam melhores resultados durante a calibração e validação. Esses foram os casos dos experimentos B5, B6, B7 e B8. Para o B7, excluiu-se todos os valores de CSS inferiores a 50 mg/L, visto que foram obtidas subestimativas das concentrações no período seco. No experimento B8 se utilizou uma concentração de base (CSSbase) para tentar melhorar a representação dos valores de CSS no período seco. Isso foi realizado porque existem alguns processos naturais relacionados aos sedimentos que não estão sendo representados pelo modelo, como a erosão de margens. Para cada posto foram utilizados os valores de CSS do período seco (abril a setembro) para calcular um valor médio que foi adotado como o valor da CSSbase. Esse valor foi somado a cada valor de CSS calculado pelo modelo.

A fim de verificar a influência de alguns parâmetros do algoritmo de calibração automática foram realizados os experimentos C2, C3 e C4. Por fim, o experimento D1 teve como objetivo calibrar o modelo para um único posto (Fazenda Ouro Fino), que é aquele com maior número de dados observados. Nesse posto só havia dados de CSS e por isso a calibração só foi realizada com esse tipo de dado.

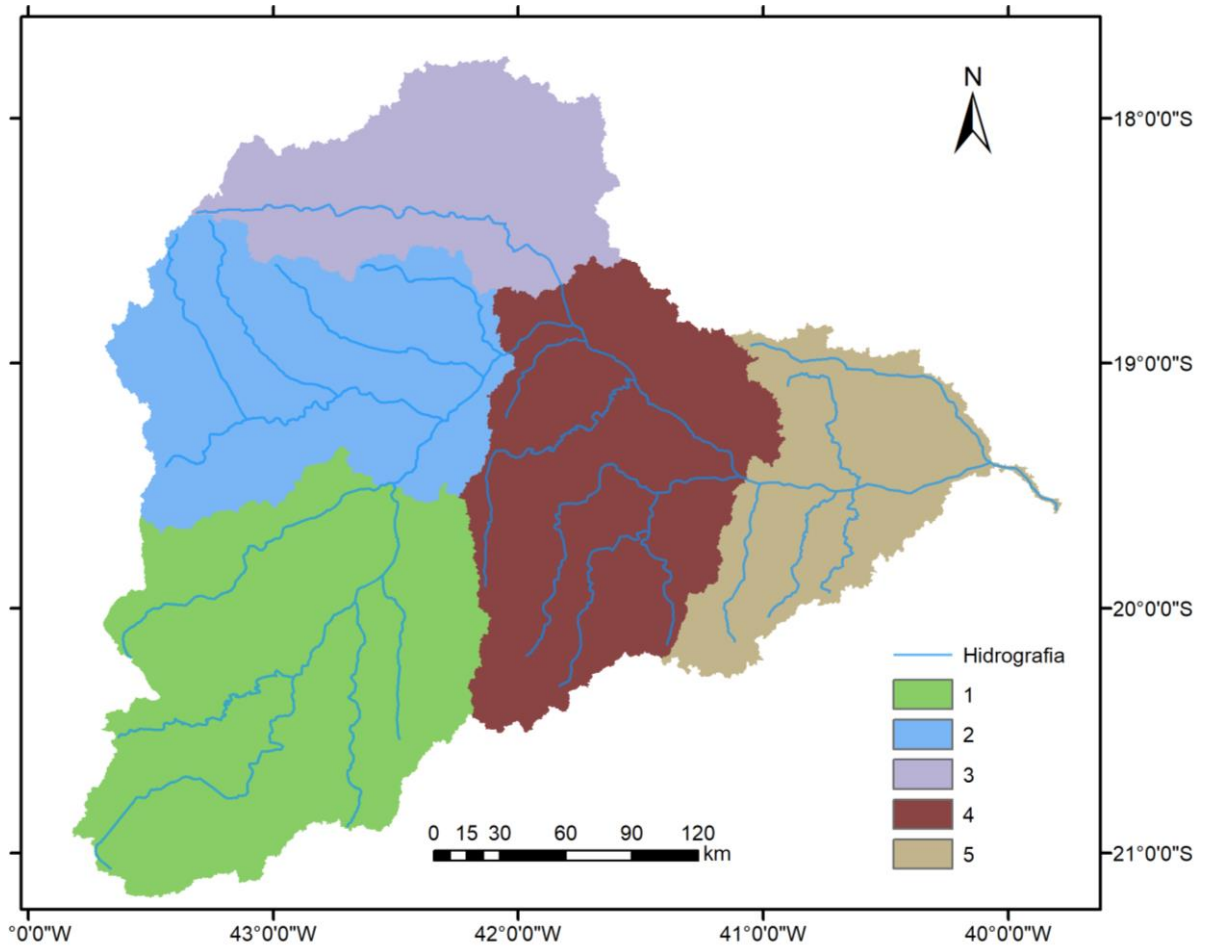
Quadro 5-2: Experimentos para calibração e validação do modelo hidrossedimentológico MGB-SED com diferentes fontes de dados

Experimento	nº estações*				nº sub-bacias	Funções objetivos	Calibração**	Observações
	CSS	RefVer	Turbidez	SST				
<b>A1</b>	26	21	63	63	5	Rtemp, Resp, Rtudo	CSS, RefVer, Turb., SST	-
<b>B1</b>	24	21	63	63	1	Rtemp, Resp, Rtudo	CSS, RefVer, Turb., SST	-
<b>B2</b>	24	21	63	63	5	BIAS, RMSE, KGE	CSS	-
<b>B3</b>	24	21	63	63	5	Rtemp, Resp, Rtudo	CSS, RefVer, Turb., SST	-
<b>B4</b>	24	21	63	63	17	Rtemp, Resp, Rtudo	CSS, RefVer, Turb., SST	-
<b>B5</b>	24	21	63	63	17	Rtemp, Resp, Rtudo	LogCSS, RefVer, Turb., SST	Os dados observados e calculados de CSS foram transformados no logaritmo da CSS
<b>B6</b>	24	21	63	63	17	Rtemp, Resp, Rtudo	QSS, RefVer, Turb., SST	Os dados observados e calculados de CSS foram transformados em QSS.
<b>B7</b>	24	21	63	63	17	Rtemp, Resp, Rtudo	CSS, RefVer, Turb., SST	Só foram utilizados dados de CSS observados e calculados acima de 50 mg/L
<b>B8</b>	24	21	63	63	17	Rtemp, Resp, Rtudo	CSS, RefVer, Turb., SST	Foi utilizada uma concentração de base (CSSbase) para cada posto de CSS
<b>C1</b>	21	21	61	61	5	Rtemp, Resp, Rtudo	CSS, RefVer, Turb., SST	-
<b>C2</b>	21	21	61	61	17	Rtemp, Resp, ENS	CSS, RefVer, Turb., SST	Intervalo de busca para $\alpha$ entre 10,0 e 13,0, $\beta$ entre 4,0 e 7,0, TKS entre 0,5 e 1,5, Imaxgen igual a 100 e CSSbase
<b>C3</b>	21	21	61	61	17	Rtemp, Resp, Rtudo	CSS, RefVer, Turb., SST	Intervalo de busca para $\alpha$ entre 0,00001 e 3,0, $\beta$ entre 0,00001 e 0,5, TKS entre 0,5 e 1,5 e CSSbase
<b>C4</b>	21	21	61	61	17	Rtemp, Resp, Rtudo	CSS, RefVer, Turb., SST	Intervalo de busca para $\alpha$ entre 0,0001 e 500,0, $\beta$ entre 0,01 e 5,0 e TKS entre 0,0001 e 10,0, Imaxgen igual a 150 e CSSbase
<b>D1</b>	1	21	63	63	17	Nash, KGE, Rtemp	CSS	Calibração apenas para o posto Fazenda Ouro Fino (CEMIG)

No Quadro, CSS é a concentração de sedimentos em suspensão; RefVer é a reflectância espectral de superfície na faixa de vermelho; SST são os sólidos suspensos totais; Rtemp é o coeficiente de correlação temporal; Resp é o coeficiente de correlação espacial; Rtudo é o coeficiente de correlação tudo; BIAS é o erro de volume; RMSE é a raiz do erro quadrático médio; KGE é coeficiente de Kling e Gupta; ENS é o coeficiente de eficiência de Nash e Sutcliffe; Imaxgen é o número máximo de iterações do algoritmo; QSS é a descarga sólida em suspensão; CSSbase é a CSS de base que sempre permanecia no curso d'água. TKS é o tempo de retardo do escoamento linear.

\*A lista com os nomes e localização das estações utilizadas nos experimentos estão no Apêndice V. Para os experimentos que: começam com a letra B foram removidas as estações de CSS 56825000 e 56990000; começam com a letra C foram removidas também as estações de CSS 56800000, 56846000 e 56976000, de Turbidez RD091 e RD098 e de SST RD098 e RD099; começa com a letra D foi utilizado apenas o posto Fazenda Ouro Fino.

\*\*Todos os experimentos usaram todos os conjuntos de dados para validação.



**Figura 5-9: Discretização da bacia do rio Doce em 5 sub-bacias e principais rios.**

Com esses experimentos e métricas, buscou-se poder auxiliar na compreensão de como esses dados podem ajudar a melhorar os modelos, sendo possível então responder perguntas como:

- Como melhorar a representação da variabilidade espacial e/ou temporal do modelo hidrossedimentológico?
- Como melhorar a performance em termos dos valores absolutos de CSS?

## 6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Nesse capítulo são apresentados e discutidos os resultados encontrados nesse trabalho. São apresentados os resultados da modelagem hidrológica (seção 6.1), da modelagem hidrossedimentológica usando os parâmetros padrão (seção 6.2) e dos experimentos realizados com o modelo MGB-SED (seção 6.3). Depois é apresentada a avaliação desse modelo quanto à representação de processos hidrossedimentológicos (6.4) e, por último, uma análise da dinâmica dos sedimentos em suspensão na bacia do rio Doce a partir dos dados observados e simulados com o MGB-SED (seção 6.5).

### 6.1 Modelagem hidrológica com o MGB-IPH

A calibração manual do modelo hidrológico MGB-IPH apresentou, no geral, resultados satisfatórios, o que pode ser confirmado pelas métricas utilizadas nesse processo. Os valores dos coeficientes estatísticos podem ser visualizados na Figura 6-1.

Os resultados encontrados para os postos localizados no rio principal apresentaram valores de ENS e ENSlog superiores a 0,75 e erros de volume (BIAS) entre -10% e 10%, valores esses considerados por Moriasi et al. (2007) como sendo “muito bom”. Esse resultado só não foi observado para o posto mais a montante do rio. Para os afluentes, os resultados foram distintos, mas de forma geral apresentaram valores considerados satisfatórios.

É desejado que os valores de vazões estejam bem representados nas cabeceiras, pois são as principais fontes de sedimentos das bacias. Entretanto, existem a tendência de os postos com pequenas áreas de drenagem apresentarem resultados piores em relação ao rio principal, o que também foi observado por Paiva (2009), que atribuiu isso ao fato de que nos postos de jusante havia uma compensação dos erros gerados nos postos de montante. Esses erros podem estar associados com as limitações do modelo, que foi desenvolvido para representar a hidrologia em uma grande escala, de forma distribuída.

Utilizando a classificação proposta por Moriasi et al. (2007), verificou-se que 88,4% dos postos fluviométricos apresentaram índice ENS (Figura 6-1-a) satisfatórios e 37,2% foram considerados “muito bom”. Para o ENSLog (Figura 6-1-c) 88,1% das estações apresentaram resultados satisfatórios e 45,8% dessas com valores considerados “muito bom”. Com relação ao BIAS (Figura 6-1-d), 96,6% dos postos analisados apresentaram valores satisfatórios e 64,4% apresentando valores considerados “muito bom”.

A Figura 6-1-b apresenta dois hidrogramas, um dos dados observados na estação fluviométrica 56920000 e outro calculado pelo modelo MGB-IPH e que apresentam valores de vazão semelhantes entre si. A figura nos permite observar que os hidrogramas possuem forte comportamento sazonal, com um período chuvoso com muitos picos e uma recessão longa. Esse comportamento mostra que a resposta da bacia às precipitações é rápida e que a água que infiltra tem um papel muito importante na manutenção das vazões no período de estiagem.

Na Tabela 6-1, pode-se conferir os resultados da primeira validação realizada com o modelo, utilizando uma abordagem tradicional, para 21 postos fluviométricos. Nota-se que, ao se comparar os resultados do período de validação com o de calibração, os resultados melhoraram para alguns postos e pioraram para outros, mas ainda assim os valores estimados pelo modelo apresentaram boa concordância com os observados. Cerca de 70% dos postos apresentaram valores considerados como satisfatórios, de acordo com a classificação de Moriasi et al. (2007). Os postos que apresentaram os piores resultados são destacados em vermelho na Tabela 6-1.

O período total da análise foi de 51 anos: 10 da validação (1960-1969) e 41 na calibração (1970-2010). Como mencionado no capítulo 4 (Área de Estudo), a bacia do rio Doce sofreu com a antropização nas últimas décadas (período que foi considerado para extrair as informações de uso e cobertura do solo necessárias para o modelo) e, portanto, no período de validação (1960-1969), as condições de uso e cobertura do solo eram diferentes e esse fato pode ser um dos motivos que explica a piora dos resultados.

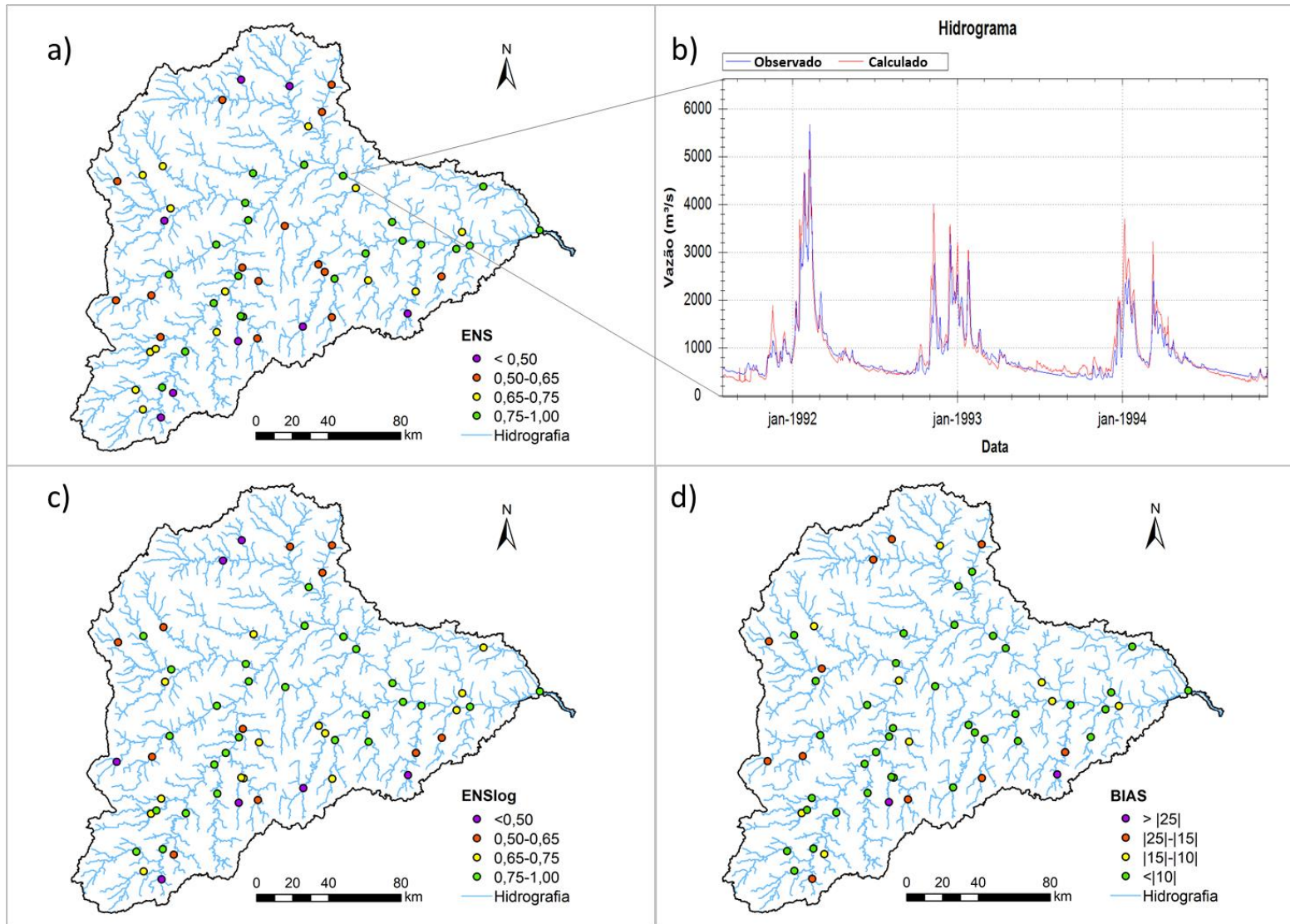


Figura 6-1: resultados da simulação com MGB-IPH para a bacia do rio Doce após a calibração do modelo. a) ENS; b) Hidrograma simulado (azul) e observado (vermelho) para a estação 56920000 localizada no rio Doce; c) ENSlog; e d) BIAS (%).

Para exemplificar, no posto 56992000, observou-se que os valores calculados geralmente eram superiores aos valores observados no período chuvoso entre os anos de 1960-1969. Esse fato faz sentido, pois uma vez que o ambiente era mais preservado nesse período, a região que drena para esse posto era capaz de infiltrar maiores volumes de água. Além disso, a maior parte dos dados observados utilizados na calibração são referentes aos anos mais recentes, devido ao aumento gradual do número de estações com medição de vazões.

**Tabela 6-1 – Validação do modelo MGB-IPH com abordagem tradicional**

POSTO	ENS		ENSLOG		BIAS	
	Calibração*	Validação**	Calibração	Validação	Calibração	Validação
56028000	0.651	0.588	0.776	0.72	-4.15	-12.421
56055000	0.659	0.432	0.731	0.605	5.425	-6.204
56065000	0.395	0.576	0.353	0.578	-20.384	-16.24
56075000	0.819	0.767	0.827	0.831	-3.759	-3.581
56090000	0.176	-0.179	0.604	0.311	10.715	36.032
56240000	0.706	0.479	0.721	0.562	-12.042	-16.201
56337000	0.519	0.596	0.721	0.694	-8.778	-11.131
56415000	0.685	0.793	0.757	0.804	0.09	0.512
56500000	0.476	-0.143	0.369	0.299	26.638	45.846
56565000	0.508	0.498	0.623	0.601	-9.737	1.631
56610000	0.57	0.630	0.558	0.804	-16.47	-20.06
56765000	0.675	0.557	0.748	0.756	-9.659	-16.265
56775000	0.675	0.725	0.795	0.809	-15.529	-11.257
56800000	0.598	0.642	0.557	0.753	19.676	-7.339
56935000	0.636	0.596	0.723	0.675	5.011	6.065
56978000	0.619	-0.507	0.692	0.346	-3.057	35.936
56983000	0.61	0.541	0.696	0.543	-17.711	-35.235
56988500	0.802	-0.182	0.85	0.243	2.762	1.206
56990000	0.776	0.398	0.737	0.564	14.096	29.969
56992000	0.751	0.185	0.783	0.541	-4.832	25.839
56994500	0.863	0.907	0.802	0.914	10.191	2.772
MÉDIA	0.627	0.424	0.687	0.617	-1.500	1.423

\*Período de calibração: 1970-2010

\*\*Período de validação: 1960-1969

Na Figura 6-2 são apresentados os resultados da segunda validação do modelo, quando esse foi simulado utilizando os dados de chuva da base de dados do MSWEP para o período de 1979-2010. Dos 55 postos analisados na bacia, cerca de 84,0% deles apresentaram valores ENS superiores a 0,50, considerados por Moriasi et al. (2007) como satisfatórios e 30,0% apresentaram resultados muito bons, com

valores de ENS acima de 0,75 (Figura 6-2-a). Para o ENSLog (Figura 6-2-c) 87,3% das estações apresentaram resultados satisfatórios, com 40,0% dessas com valores considerados “muito bom”. Com relação ao BIAS (Figura 6-2-d), 90,9% dos postos analisados apresentaram valores satisfatórios, com 54,6% apresentando valores considerados “muito bom”. A qualidade dos resultados pode ser notada graficamente, a partir da comparação dos hidrogramas observados e calculados presentes na Figura 6-2-b.

Se comparada à primeira validação, os resultados da segunda são melhores, o que também sugere que a piora dos resultados na validação para o período de 1960-1969 pode estar relacionada com às mudanças de uso e cobertura do solo. Os resultados obtidos com as métricas evidenciam o alto desempenho do modelo em representar os processos hidrológicos que ocorrem na bacia usando o produto de chuva MSWEP, que além de usar informações de satélites e reanálises climáticas. Também utilizam dados observados *in situ* de postos pluviométricos. Apesar disso, os dados do MSWEP apresentam certa tendência de superestimar os dados de chuva observados, o que foi mostrado por Wongchuig et al. (2017) em um estudo de caso na bacia Amazônica.



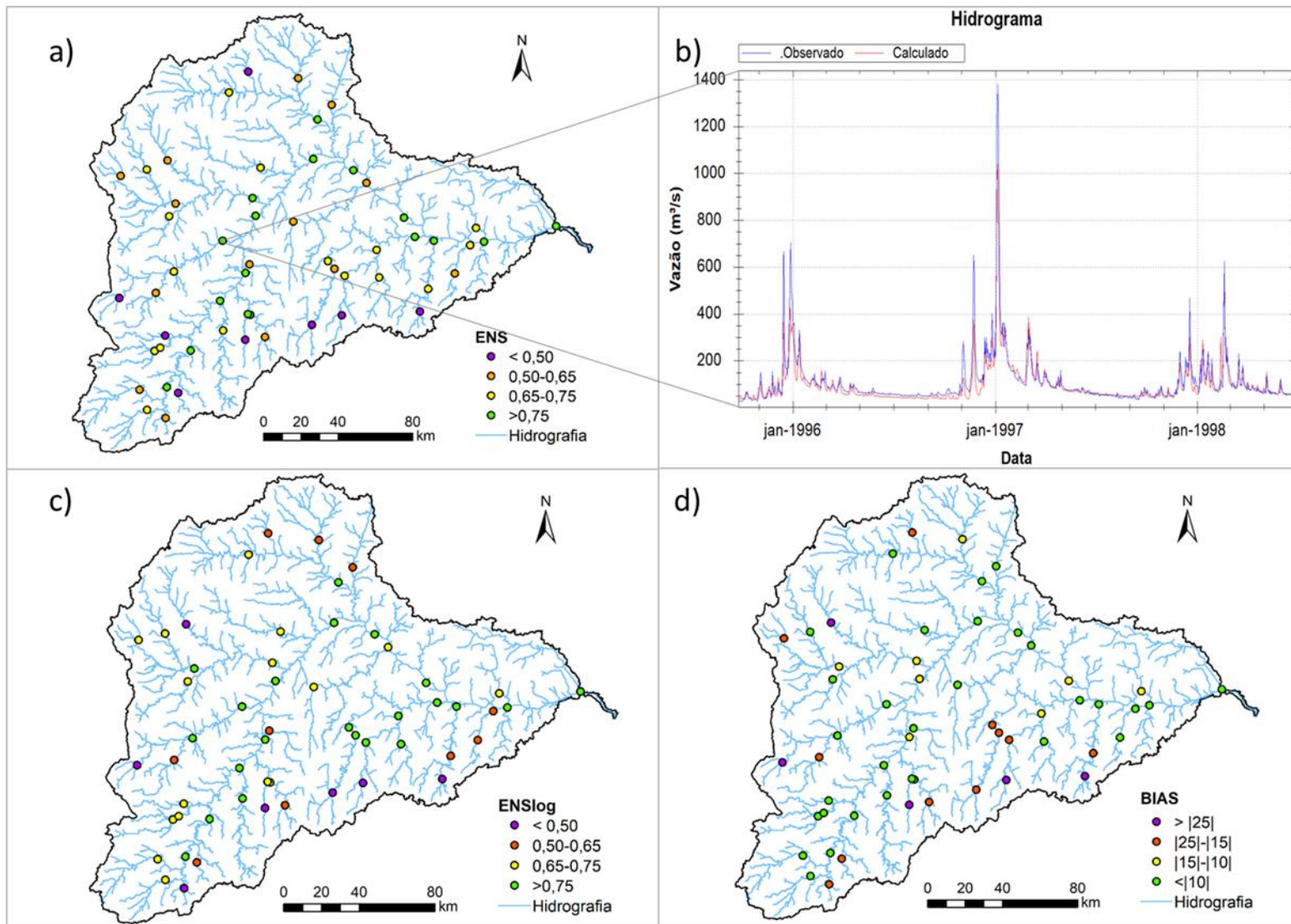


Figura 6-2: validação do MGB-IPH para a bacia do rio Doce utilizando dados de chuva do MSWEP para simulação: a) ENS; b) Hidrograma simulado (azul) e observado (vermelho) para a estação 56696000 localizada no rio Piracicaba; c) ENSlog; e d) BIAS (%).

## 6.2 Modelagem hidrossedimentológica com o MGB-SED

Nessa seção são apresentados os resultados da simulação hidrossedimentológica com o MGB-SED usando valores padrão para os parâmetros calibráveis. Dentre os resultados estão os sedimentogramas calculados pelo modelo; mapas com os coeficientes estatísticos comparando as saídas do modelo com as diferentes observações de SS; e um mapa apresentando os valores de concentração de sedimentos em suspensão (CSS) calculados para cada trecho de rio da bacia.

Na Figura 6-3 são apresentados os valores observados e simulados para estações localizadas em alguns dos principais afluentes da bacia, buscando representar a variabilidade espacial e temporal das CSS. Já na Figura 6-4, resultados semelhantes são apresentados, contudo, para estações localizadas no rio principal: uma no alto Doce, outra no médio Doce e uma no baixo Doce. Nessas figuras, bem como na Figura 6-5, não se apresenta os sedimentogramas para todo o período simulado, mas apenas uma parte a fim de facilitar a visualização dos dados observados e calculados.

Em todos os gráficos dessas figuras, observa-se variações de alta frequência no comportamento dos sedimentogramas, com rápida alternância entre picos e vales, o que também pode ser visto nos hidrogramas da Figura 6-1-d e Figura 6-2-b. Apesar da escassez de dados observados, nota-se que os resultados simulados tendem a acompanhar o comportamento dos dados observados em relação a ocorrência dos períodos com baixa e/ou elevada concentração de sedimentos.

Esses resultados mostram que o modelo, mesmo ainda não calibrado, é capaz de representar a variabilidade espacial e temporal da produção de sedimentos na bacia, ao representar a dinâmica em vários rios. A estação Ouro Fino, pertencente à Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG), possui maior quantidade de dados observados que as estações de monitoramento da ANA e a comparação do modelo com estes dados é apresentada na Figura 6-5.

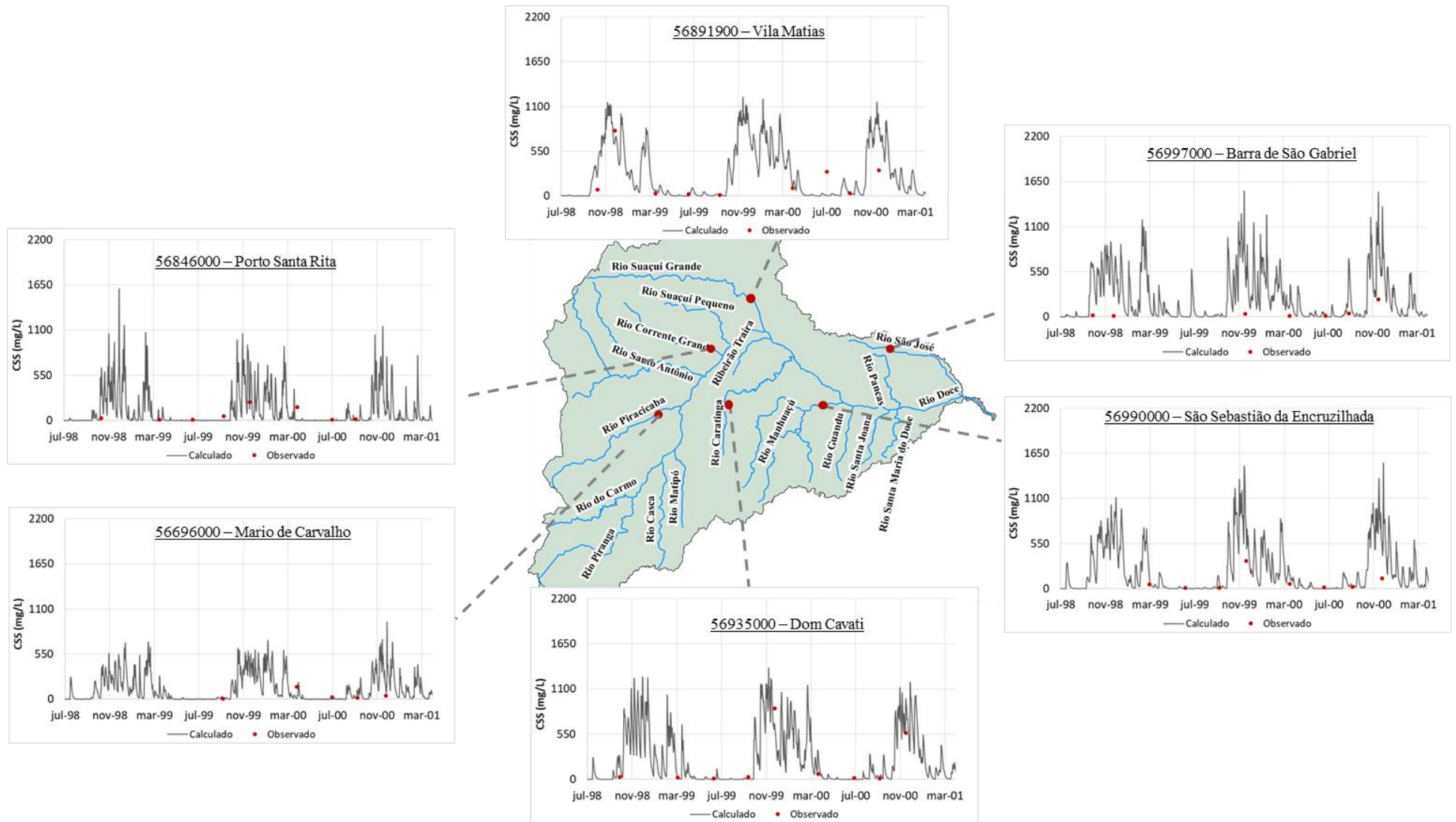


Figura 6-3: Concentração de Sedimentos em Suspensão (mg/L) simulada e observada para diferentes estações em rios afluentes ao rio Doce.

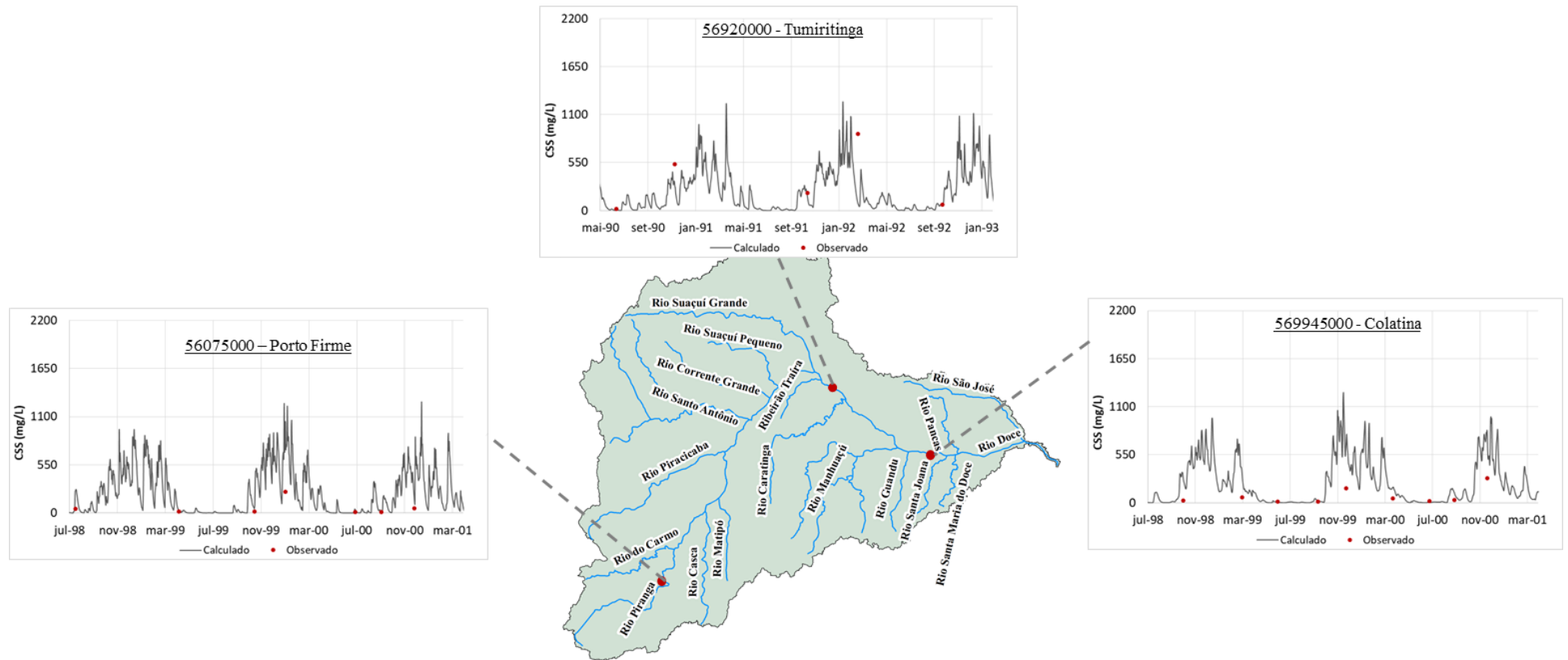
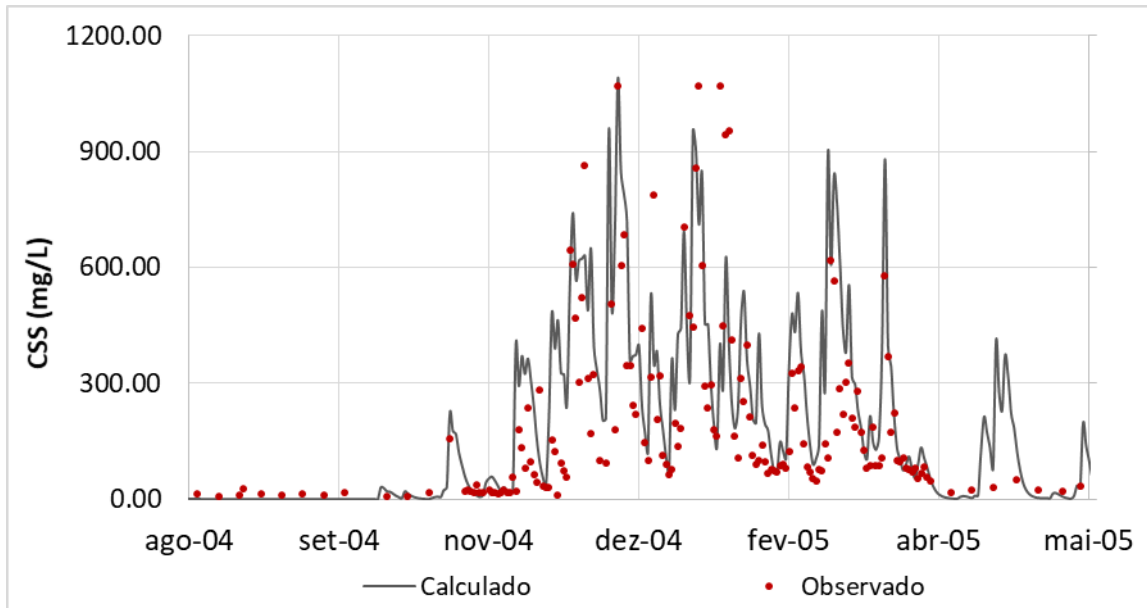


Figura 6-4: Concentração de Sedimentos em Suspensão (mg/L) simulada e observada para diferentes estações no rio Doce.



**Figura 6-5: CSS calculado e observado na estação Fazenda Ouro Fino (CEMIG).**

A partir da Figura 6-5 é possível observar que no período seco (agosto-setembro de 2004), os valores de CSS estimados pelo modelo subestimaram os valores de CSS observados, enquanto no período chuvoso (outubro de 2004 a abril de 2005), ora subestimaram, ora superestimaram. Apesar da dinâmica estar representada, o modelo não conseguiu representar de forma adequada os grandes picos de CSS. Essas tendências também foram observadas para os demais postos e podem estar relacionadas com a forma de cálculo simplificada da vazão de pico, que não consideram todo o potencial do escoamento de erodir o solo.

Quando se comparou as concentrações de sedimentos em suspensão (CSS) simuladas com o MGB-SED com os valores de reflectância de superfície (adimensional), turbidez (NTU) e sólidos suspensos totais (SST (mg/L)), notou-se, no geral, boa concordância entre os dados. A Figura 6-6 apresenta os valores dos coeficientes de correlação de Pearson temporal ( $R_{temp}$ ) para cada um dos tipos de dados usados nesse trabalho.

Na Figura 6-6-a, 62,0% dos postos de CSS apresentaram valores de  $R_{temp}$  acima de 0,50 (considerado bom na perspectiva desse trabalho) e 23,0% apresentaram valores acima de 0,75 (considerado muito bom). Os resultados não apresentam um padrão espacial definido. Na Figura 6-6-b se nota altas correlações entre as CSS simuladas e os valores de reflectância, com cerca de 82,6% apresentando valores superiores a 0,50 e cerca de 39,1% valores acima de 0,75.

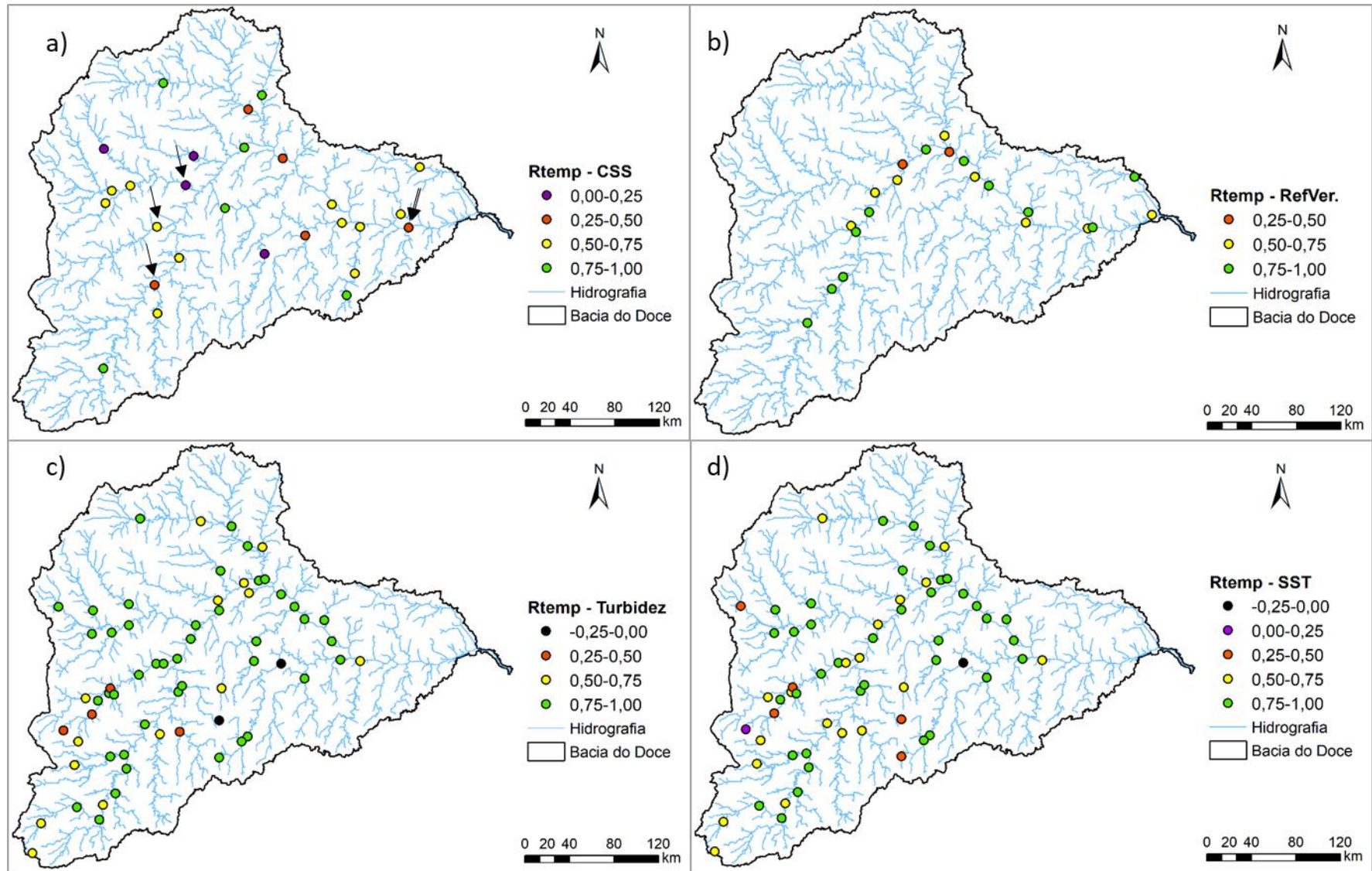


Figura 6-6: Coeficiente de correlação temporal ( $R_{temp}$ ) calculado entre a CSS calculada e: a) CSS observada; b) Reflectância de superfície; c) Turbidez; e d) SST. As setas pretas na figura 'a' indicam as estações localizadas imediatamente a jusante de reservatórios.

Na Figura 6-6-b, observa-se um padrão de ocorrência de maiores valores de  $R_{temp}$  no rio principal se comparado aos afluentes. Ressalta-se que os afluentes apresentam larguras menores, e, portanto, a reflectância de superfície desses rios pode ser mais influenciada pelas margens e outras feições, como os bancos arenosos, do que o rio principal. A influência dos conhecidos efeitos de adjacência foi observada por Martins et al. (2017) mesmo em lagos com mais de 1 km de largura.

Quanto aos dados de qualidade de água, observa-se que eles apresentam resultados semelhantes. No que se refere a  $R_{temp}$  da Turbidez com a CSS calculada, 90,5% dos postos apresentaram valores superiores a 0,50 e 68,3% superiores a 0,75. Com relação aos SST, 88,8% apresentaram valores considerados bons e 58,7% considerados muito bons. Destaca-se que praticamente todos os postos no rio principal apresentaram valores de correlação acima de 0,75 para ambos conjuntos de dados.

Os resultados também permitiram observar que os processos deposicionais, sejam em canais, sejam em reservatórios possuem certa influência na dinâmica dos sedimentos em suspensão. Na Figura 6-6-a, as setas pretas apontam estações localizadas a jusante de reservatórios, cujos valores de correlação, exceto aquele no rio Piracicaba, são inferiores a 0,50. Além disso, no rio Santo Antônio, que apresenta o pior valor de correlação entre as estações destacadas, observou-se grande quantidade de bancos arenosos ao longo do canal. A Figura 6-7 apresenta a situação desse trecho de rio na chegada do reservatório da UHE Porto Estrela onde essa deposição pode ser observada. A imagem é do fim do período chuvoso.

Comparando os resultados das correlações dos conjuntos de dados entre si, nota-se que os piores valores de correlação são para as CSS observadas, seguidos dos valores de correlação calculados para postos virtuais de reflectâncias. Os valores de  $R_{temp}$  para os dois postos virtuais de reflectância que apresentaram valores inferiores a 0,50 reforçam que os melhores resultados são encontrados no rio principal, cuja a largura do rio é maior que a dos afluentes.



Figura 6-7: Trecho do rio Santo Antônio no dia 31 de março de 2015. Em tons mais claro, destaca-se a presença dos bancos arenosos no rio. Fonte: Google Earth.

Analisando espacialmente os valores médios de longo período da CSS, por trecho de rio, a Figura 6-8 mostra que esses variaram entre 6,18 mg/L e 483,51 mg/L. Os maiores valores são encontrados no Médio Doce, nas bacias dos rios Caratinga e Suaçuí Grande, respectivamente.

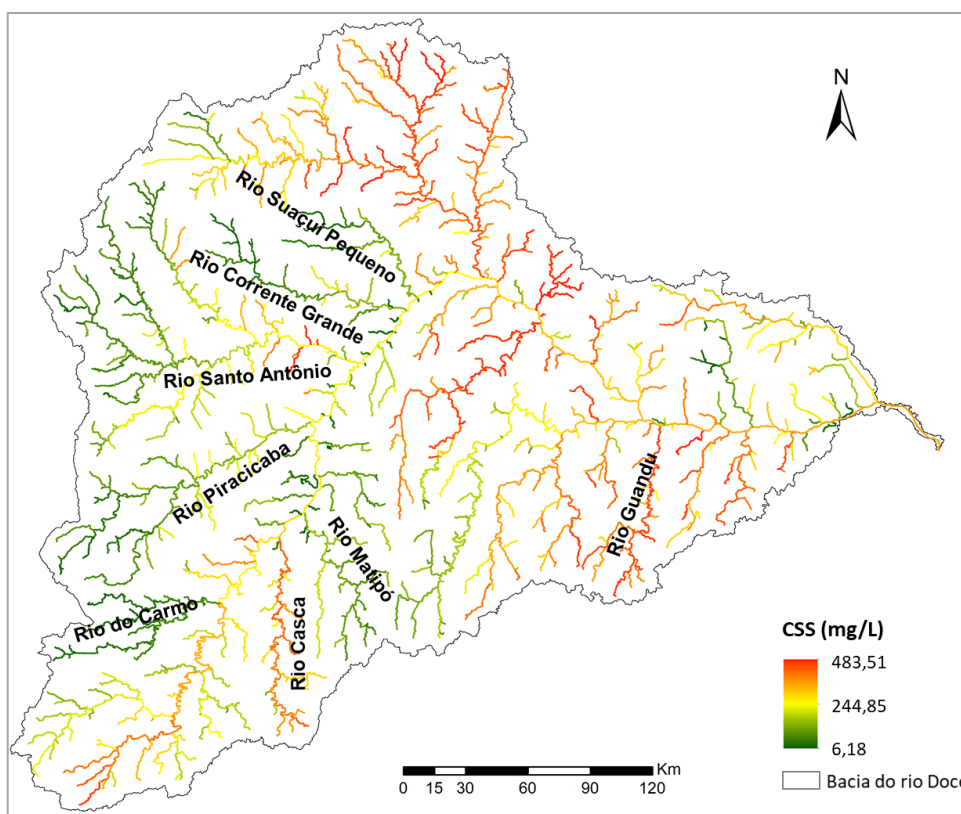


Figura 6-8: Concentração de sedimentos em suspensão (mg/L) média diária de longo período simulada pelo MGB-SED.



No Alto Doce, os maiores valores são encontrados no rio Casca e no baixo Doce no rio Guandu. Já os menores valores são encontrados nos rios do Carmo, Matipó, Corrente Grande, Suaçuí pequeno e nas cabeceiras dos rios Piracicaba e Santo Antônio. É importante mencionar que essas regiões com menores valores de CSS apresentam uma cobertura vegetal significativa (40% correspondendo a florestas, em média) se comparada às demais regiões da bacia (25% correspondendo a florestas, em média) (FAN; BUARQUE; et al., 2015).

### 6.3 Calibração e validação do MGB-SED

Nessa seção é apresentada, primeiramente, uma análise de sensibilidade do modelo MGB-SED com relação aos parâmetros calibráveis (subseção 6.3.1). Essa análise busca responder a seguinte pergunta: será que é possível alcançar resultados melhores daqueles encontrados com o modelo, quando utilizado os valores padrão dos parâmetros calibráveis?

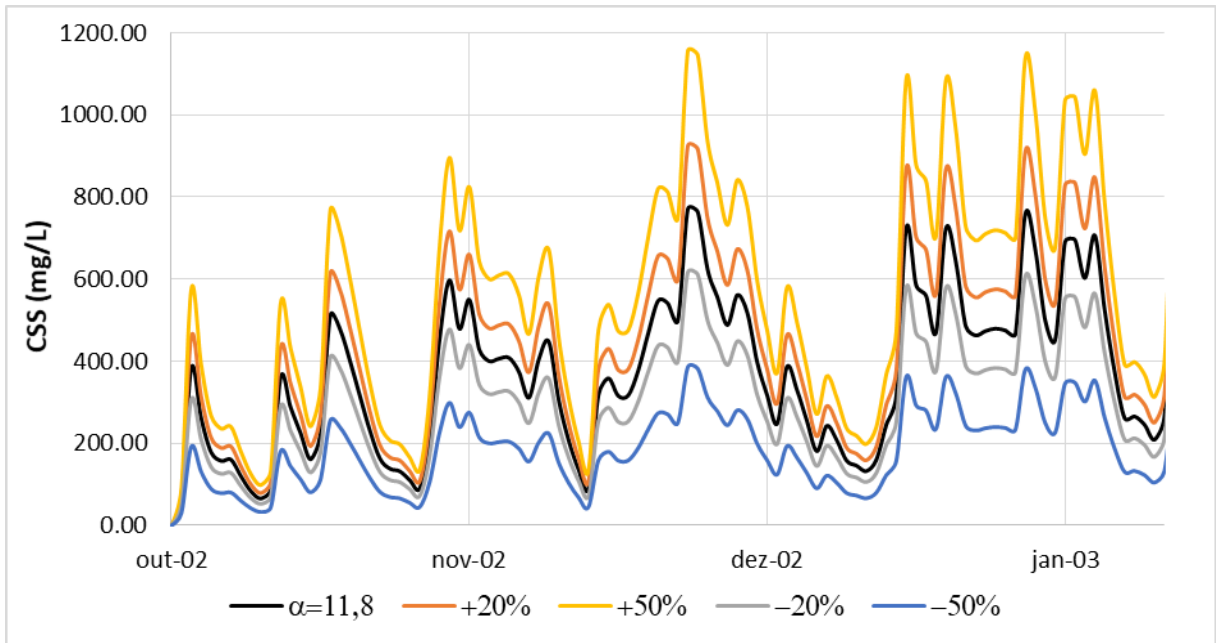
Já na subseção 6.3.2, apresenta-se uma análise detalhada dos diversos experimentos realizados a fim de verificar as melhorias que podem ser alcançadas com a calibração do modelo. Além disso, são apresentadas as validações do modelo, realizadas com diferentes conjuntos de dados relativos aos sedimentos em suspensão.

#### 6.3.1 Análise de sensibilidade do modelo

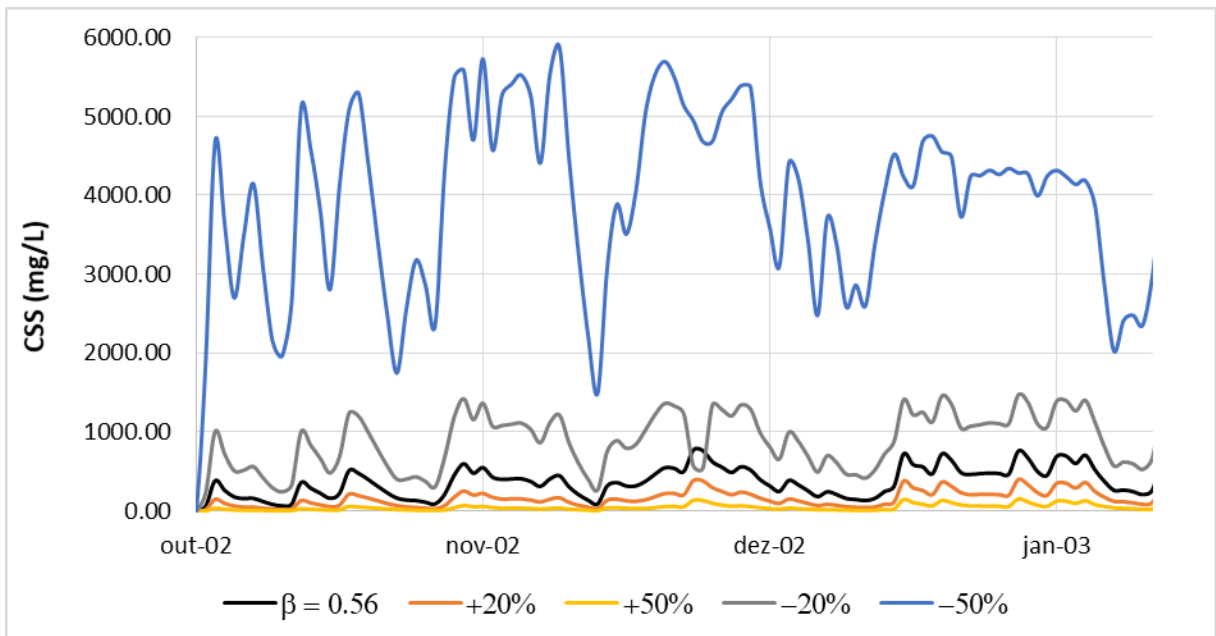
Os parâmetros que foram adotados como calibráveis foram os parâmetros de ajuste da equação da MUSLE,  $\alpha$  e  $\beta$  e o parâmetro de retardo do aporte das cargas de sedimentos no canal, o  $TKS$ . Os parâmetros da MUSLE, portanto, irão interferir na quantidade de sedimentos que está sendo gerada em cada URH enquanto o  $TKS$  irá interferir no tempo em que esses sedimentos chegam na rede de drenagem.

A Figura 6-9 e a Figura 6-10 mostram a sensibilidade do modelo MGB-SED frente às variações dos parâmetros calibráveis  $\alpha$  e  $\beta$ , respectivamente. Pode-se observar na primeira figura que os sedimentogramas são amplificados ou reduzidos de forma proporcional a variação do valor do parâmetro  $\alpha$ . Quanto maior o aumento (+50%) de  $\alpha$ , maiores são os picos e quanto menor a redução (-50%), mais achatado o comportamento do sedimentogramas. Já o parâmetro  $\beta$  amplifica o

sedimentogramas e intensifica seus picos e vales à medida que seu valor diminui, o que fica evidente na linha azul (-50%) da Figura 6-10. Isso ocorre porque o parâmetro  $\beta$  é o expoente de um valor menor que 1. Quando o valor de  $\beta$  aumenta, os sedimentogramas tendem a ficar achatados.



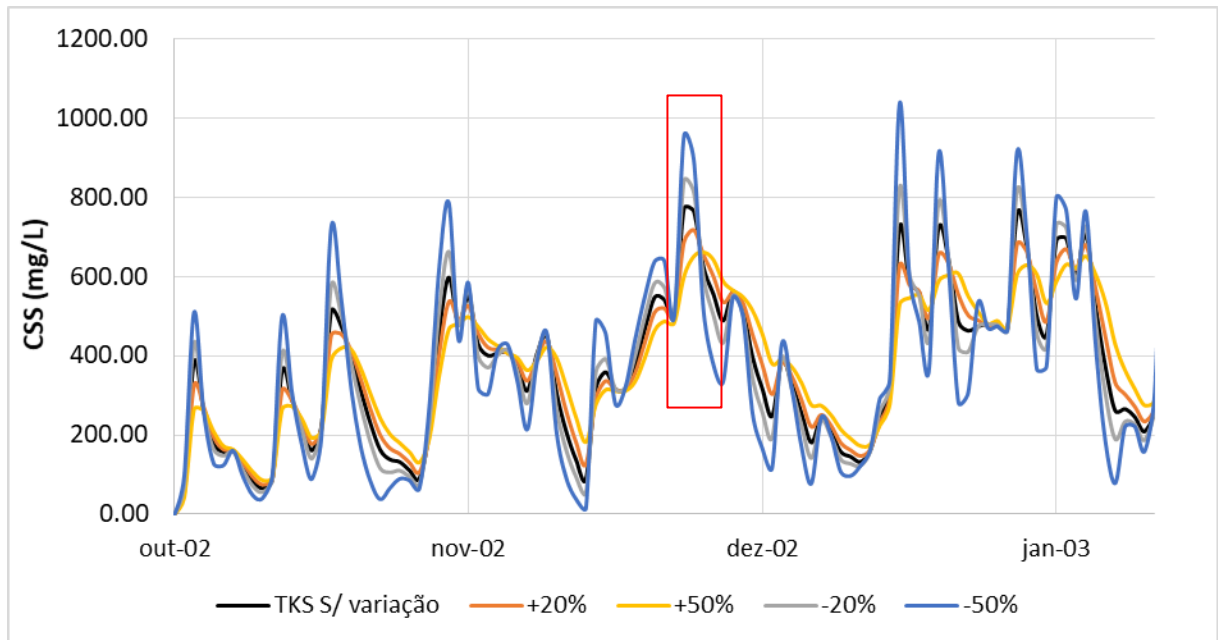
**Figura 6-9: Análise de sensibilidade da concentração de sedimentos em suspensão simulada pelo MGB-SED a variações do parâmetro  $\alpha$  em Piranga-MG.**



**Figura 6-10: Análise de sensibilidade da concentração de sedimentos em suspensão simulada pelo MGB-SED a variações do parâmetro  $\beta$  em Piranga-MG.**

Na Figura 6-11 é apresentado os resultados do MGB-SED frente a variação do parâmetro  $TKS$ . É importante lembrar que o parâmetro  $TKS$  é calculado para cada

minibacia e está diretamente relacionado com o tempo de concentração dessas. Nesse trabalho, a variação do *TKS* está sendo considerada para cada sub-bacia (ou para toda a bacia, como realizado nesse teste de sensibilidade) depois que esse é calculado para cada minibacia, ou seja, os valores de todos os *TKS* estão sendo amplificados ou reduzidos na mesma proporção, mas em cada minibacia esse valor é diferente.



**Figura 6-11: Análise de sensibilidade da concentração de sedimentos em suspensão simulada pelo MGB-SED a variações do parâmetro *TKS* em Piranga-MG.**

Nota-se da Figura 6-11 que quanto menor o valor de *TKS* mais intenso são os picos e os vales, o que é mostrado pelo sedimentograma em azul (-50%). Outro detalhe, e esse o maior diferencial se comparado com os parâmetros  $\alpha$  e  $\beta$  é que os sedimentogramas estão deslocados no tempo. Ao se comparar o sedimentograma em amarelo (+50%) com o sedimentograma em azul na região destacada na Figura 6-11, observa-se uma defasagem de cerca de 2 dias no pico da CSS.

A variação dos parâmetros calibráveis pode resultar em grandes diferenças nos valores calculados pelo modelo, principalmente no aumento dos maiores valores e na diminuição dos menores valores de CSS. Para uma representação adequada, é importante estabelecer uma faixa de valores durante o processo de calibração automática que resulte em valores, calculados pelo MGB-SED, que sejam coerentes com os valores observados. A combinação dos valores desses três parâmetros, juntamente com os outros fatores que afetam o modelo, como a quantidade de sub-

bacias, número de postos com dados observados, entre outros, são apresentados na seção seguinte.

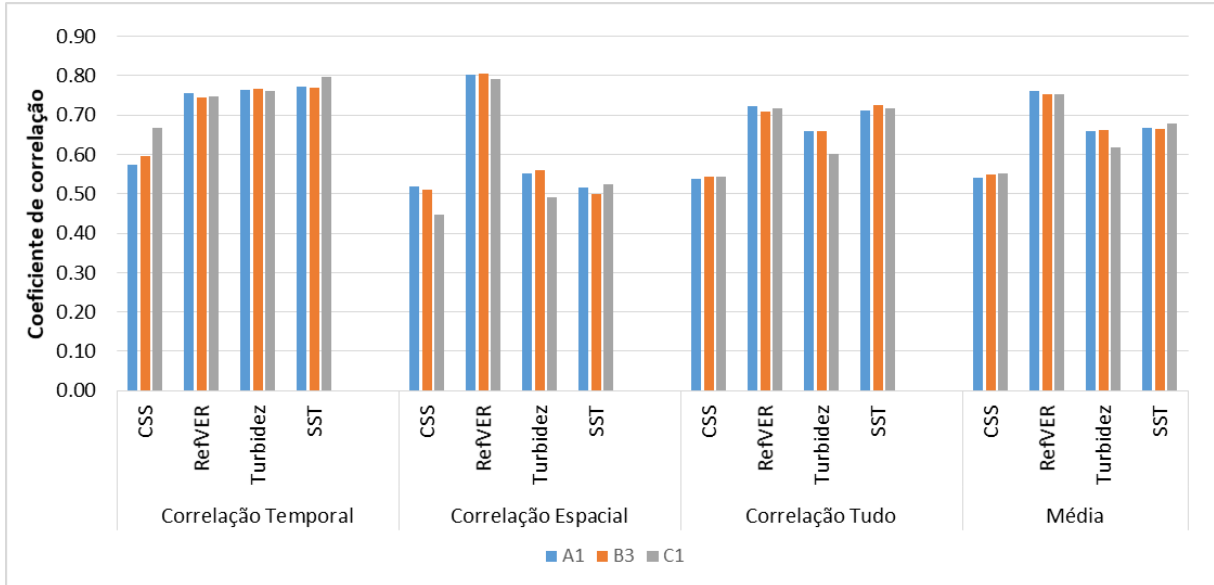
### 6.3.2 *Análise dos experimentos de calibração e validação*

A seção 6.2 mostrou que mesmo usando os valores padrão dos parâmetros calibráveis ( $\alpha$ ,  $\beta$  e  $TKS$  sem variação) o modelo MGB-SED apresentou resultados razoáveis. Entretanto, a partir dos experimentos apresentados no Quadro 5-2, buscou-se avaliar como os diferentes conjuntos de dados (sensoriamento remoto e qualidade de água) poderiam ser utilizados para alterar os parâmetros padrão e assim proporcionar uma calibração do modelo MGB-SED. A seguir são apresentados os resultados obtidos com esses experimentos e outras informações derivadas deles, tentando mostrar diferentes fatores que podem afetar a calibração e validação do modelo.

#### 6.3.2.1 COMPARAÇÃO DOS EXPERIMENTOS COM VARIAÇÃO DO NÚMERO DE POSTOS OBSERVADOS

Os resultados da calibração do modelo, a partir dos experimentos A1 (26 CSS, 21 RefVer, 63 Turb. e 63 SST), B3 (24 CSS, 21 RefVer, 63 Turb. e 63 SST) e C1 (21 CSS, 21 RefVer, 61 Turb. e 61 SST) são apresentados na Figura 6-12.

Observa-se que os valores de  $R_{temp}$  para o experimento C1 são maiores que do A1 para a CSS e os SST. Os valores da  $R_{esp}$  pioraram com a remoção dos postos, exceto para os SST. Apesar disso, essa foi a métrica que apresentou a maior variação positiva na etapa de calibração do modelo MGB-SED. Na média os resultados não variaram muito, sendo que a reflectância de superfície na faixa do vermelho (RefVer) foi o tipo de dado mais correlacionado com o modelo.



**Figura 6-12: Comparação dos resultados das correlações temporal, espacial e tudo para cada conjunto de dados dos experimentos A1 (26 CSS, 21 RefVer, 63 Turb. e 63 SST), B3 (24 CSS, 21 RefVer, 63 Turb. e 63 SST) e C1 (21 CSS, 21 RefVer, 61 Turb. e 61 SST). Os valores das métricas são relativos à calibração.**

### 6.3.2.2 COMPARAÇÃO DOS EXPERIMENTOS COM VARIAÇÃO DO NÚMERO DE SUB-BACIAS

A Tabela 6-2 apresenta a comparação dos experimentos que tiveram a quantidade de sub-bacias modificadas. É importante ressaltar que tanto nessa tabela, quanto nas próximas que seguem esse modelo, que: os valores representam o aumento (verde) ou a redução (vermelho) absoluta em relação aos valores de uma simulação de referência (sem qualquer calibração); a diagonal principal representa os valores das métricas relacionados a calibração; os valores nas demais células representam os valores das métricas correspondente à validação; tanto a calibração quanto a validação foram realizadas para o período de 1997 a 2010.

A partir da Tabela 6-2, percebe-se que o experimento B1 (1 sub-bacia) é o que apresenta as menores variações, tanto no período de calibração quanto de validação. Com o aumento do número de sub-bacias de 1 para 5 os resultados dos valores das métricas na etapa de calibração tendem a aumentar. Já com o aumento de 5 para 17 sub-bacias os resultados apresentam pouca variação, com alguns valores permanecendo iguais. O experimento B4 (17 sub-bacias) mostra que a reflectância foi o conjunto de dados em que a média das correlações mais aumentou, mesmo quando foram utilizados os dados de Turbidez e SST para calibração do MGB-SED.

**Tabela 6-2 – Comparação dos resultados dos experimentos B1, B3 e B4, em que foram utilizadas, 1, 5 e 17 sub-bacias, respectivamente. Os valores nas células representam o aumento (verde) ou redução (vermelho) em relação à média das três correlações (Rtemp, Resp e Rtudo) se comparados com os valores antes de qualquer calibração: CSS - 0,50; Ref. – 0,63; Tur. – 0,63; SST – 0,65. Os resultados da diagonal principal (em negrito) são referentes à etapa de calibração e os demais são referentes à etapa de validação, ambas realizadas no período de 1997 a 2010**

**B1 (1 SUB-BACIA)**

VALIDAÇÃO CALIBRAÇÃO	CSS	RefVer	Turbidez	SST
CSS	<b>0,02</b>	-0,07	-0,03	-0,05
RefVer	0,00	<b>-0,01</b>	0,01	0,00
Turbidez	0,00	-0,04	<b>0,02</b>	0,01
SST	0,01	-0,02	0,02	<b>0,01</b>

**B3 (5 SUB-BACIAS)**

VALIDAÇÃO CALIBRAÇÃO	CSS	RefVer	Turbidez	SST
CSS	<b>0,05</b>	-0,03	-0,01	-0,03
RefVer	-0,08	<b>0,12</b>	-0,03	-0,01
Turbidez	0,00	0,04	<b>0,03</b>	0,02
SST	-0,06	-0,03	0,03	<b>0,02</b>

**B5 (17 SUB-BACIAS)**

VALIDAÇÃO CALIBRAÇÃO	CSS	RefVer	Turbidez	SST
CSS	<b>0,05</b>	-0,02	-0,02	-0,04
RefVer	-0,08	<b>0,12</b>	-0,05	-0,04
Turbidez	-0,02	0,06	<b>0,02</b>	0,03
SST	-0,02	0,06	0,02	<b>0,03</b>

### 6.3.2.3 COMPARAÇÃO DOS EXPERIMENTOS COM VARIAÇÃO DAS MÉTRICAS

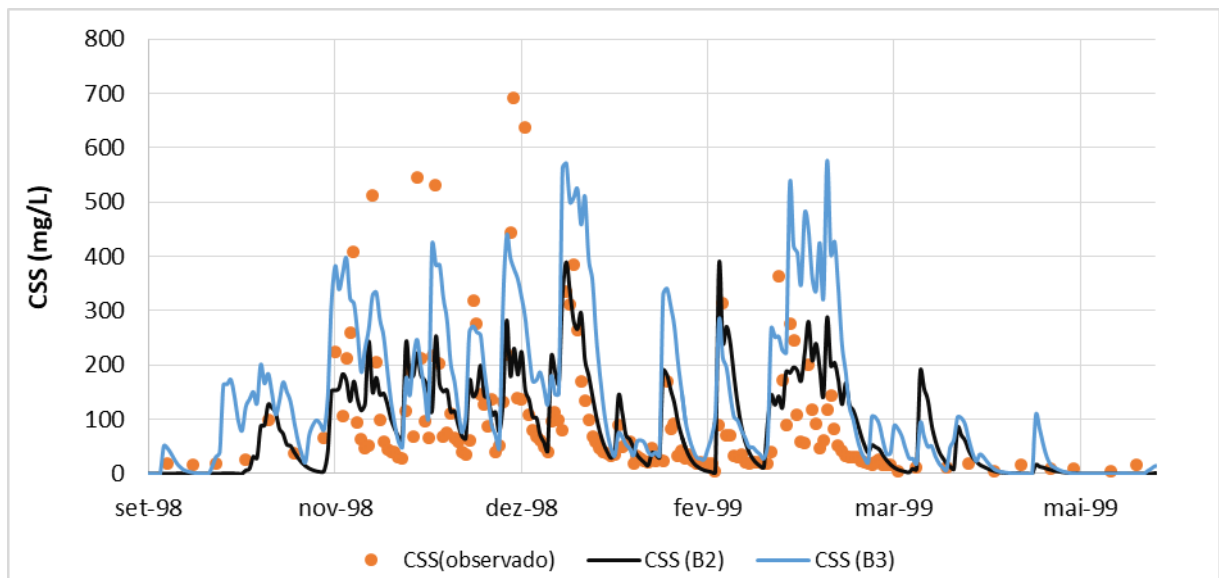
Para a comparação com variação das métricas foram utilizados os resultados dos experimentos B2 (BIAS, RMSE e KGE) e B3 (Rtemp, Resp e Rtudo), calibrando com dados de CSS e validando com todos os dados. Observa-se da Tabela 6-3 que os resultados foram parecidos. Entretanto, a Figura 6-13 mostra que os valores de CSS estimados pelo MGB-SED são diferentes em cada experimento.

Os valores estimados no experimento B2 tendem a ser menores que aqueles calculados no experimento B3. Isso ocorre porque as métricas utilizadas no

experimento B2 levam em consideração a diferença absoluta entre os valores observados e calculados, o que faz com que a calibração automática tenda a buscar parâmetros que diminuam essa diferença. A Figura 6-13 mostra esta constatação, assim como sugere que a análise gráfica dos resultados também é importante na calibração do modelo.

**Tabela 6-3 – Comparação dos resultados dos experimentos B2 (BIAS, RMSE e KGE) e B3 (Rtemp, Resp e Rtudo) com variação das métricas durante a calibração. Os valores nas células representam o aumento (verde) ou redução (vermelho) em relação a correlação temporal se comparado com os valores antes de qualquer calibração: CSS - 0,58; Ref. - 0,73; Tur. - 0,75; SST - 0,76. Os resultados das comparações CSS x CSS são referentes à etapa de calibração e os demais são referentes à etapa de validação, ambas realizadas no período de 1997 a 2010**

B2 (BIAS, RMSE E KGE)					
VALIDAÇÃO		CSS	RefVer	Turbidez	SST
CALIBRAÇÃO	CSS	0.02	-0.02	0.01	0.01
	B3 (RTEMP, RESP E RTUDO)				
VALIDAÇÃO		CSS	RefVer	Turbidez	SST
CALIBRAÇÃO	CSS	0.02	-0.01	0.00	0.01



**Figura 6-13: Comparação das concentrações de sedimentos em suspensão (CSS) observadas e estimadas pelo MGB-SED nos experimentos B2 (BIAS, RMSE e KGE) e B3 (Rtemp, Resp e Rtudo) para a estações Fazenda Ouro Fino (CEMIG).**

#### 6.3.2.4 COMPARAÇÃO DOS EXPERIMENTOS COM DADOS DERIVADOS DA CSS

Dos quatro experimentos realizados, os resultados dos experimentos B6 (QSS) e B7 (valores de CSS maiores que 50 mg/L) apresentaram valores de correlação baixos ou mesmo negativos. Para esses experimentos não serão apresentadas tabelas ou gráficos com seus resultados. Embora o modelo MGB-SED, na presente aplicação, tenha subestimado os valores observados no período seco, ao se tentar calibrá-lo levando em consideração apenas os valores de CSS > 50 mg/L, os resultados encontrados não apresentaram melhorias. Ao estipular um limiar de CSS, a quantidade de dados observados disponíveis para comparação diminuiu e a representação da variabilidade temporal dos sedimentos piorou.

Na Tabela 6-4 são apresentados os resultados dos experimentos B5 (logaritmo da CSS) e B8 (CSSbase). Nota-se no experimento B5 que, tanto na etapa de calibração quanto de validação, os valores médios das correlações para a CSS aumentaram, mostrando que o logaritmo da CSS simulada pelo MGB-SED tem maior correlação com o logaritmo da CSS observada. Por outro lado, a calibração e a validação, para os dados de turbidez e SST apresentaram valores das métricas piores que aqueles encontrados quando utilizados os valores padrão dos parâmetros calibráveis. Quando incluído a CSS de base, os valores das médias das correlações também aumentaram para a CSS, exceto quando o modelo foi calibrado com dados de SST.



**Tabela 6-4 – Comparação dos resultados dos experimentos B5 (logaritmo da CSS) e B8 (CSSbase), em que foram utilizados diferentes dados derivados da CSS. Os valores representam o aumento (verde) ou redução (vermelho) em relação à média das três correlações (Rtemp, Resp e Rtudo) se comparado com os valores antes de qualquer calibração: CSS - 0,50; Ref. – 0,63; Tur. – 0,63; SST – 0,65. Os resultados da diagonal principal (em negrito) são referentes à etapa de calibração e os demais são referentes à etapa de validação, ambas realizadas no período de 1997 a 2010**

VALIDAÇÃO					
CALIBRAÇÃO \	VALIDAÇÃO	CSS	RefVer	Turbidez	SST
CSS		<b>0.14</b>	-0.11	-0.01	-0.08
RefVer		0.23	<b>0.09</b>	-0.13	-0.22
Turbidez		0.29	-0.15	<b>-0.07</b>	-0.12
SST		0.23	-0.15	-0.07	<b>-0.12</b>

VALIDAÇÃO					
CALIBRAÇÃO \	VALIDAÇÃO	CSS	RefVer	Turbidez	SST
CSS		<b>0.17</b>	-0.10	-0.20	-0.26
RefVer		0.02	<b>0.10</b>	-0.10	-0.08
Turbidez		0.00	-0.12	<b>0.05</b>	0.06
SST		-0.02	-0.12	0.05	<b>0.07</b>

#### 6.3.2.5 COMPARAÇÃO DOS EXPERIMENTOS COM VARIAÇÃO DE PARÂMETROS DO ALGORITMO DE CALIBRAÇÃO AUTOMÁTICA

Dos três experimentos realizados com variação de parâmetros do algoritmo de calibração automática, os resultados do experimento C4 (intervalo de busca e lmaxgen maior) apresentaram valores de correlação baixos ou mesmo negativos, não sendo detalhados a seguir. Na Tabela 6-5 são apresentados os resultados dos experimentos C2 (intervalo de busca menor e lmaxgen maior) e C3 (valores pequenos de  $\alpha$  e  $\beta$ ).

Quanto mais restrito o intervalo de busca, menores são as possibilidades de combinações que podem gerar um resultado ótimo. Esse procedimento pode fazer com que o algoritmo de busca encontre um máximo local ao invés de um máximo global. Observa-se que com o experimento C2 a calibração realizada com os dados de RefVer resultou em maiores valores das métricas para os resultados da CSS na etapa de validação.

No experimento C3, quando o modelo foi calibrado com os dados de SST, todas as médias das correlações aumentaram. Dentre todos os experimentos realizados, esse foi o único que apresentou tal resultado.

**Tabela 6-5 – Comparação dos resultados dos experimentos C2 (intervalo de busca menor e Imaxgen maior) e C3 (valores pequenos de  $\alpha$  e  $\beta$ ). Os valores nas células representam o aumento (verde) ou redução (vermelho) em relação à média das três correlações (Rtemp, Resp e Rtudo) se comparado com os valores antes de qualquer calibração: CSS - 0,51; Ref. - 0,63; Tur. - 0,65; SST - 0,65. Os resultados da diagonal principal (em negrito) são referentes à etapa de calibração e os demais são referentes à etapa de validação, ambas realizadas no período de 1997 a 2010**

C2 (INTERVALO DE BUSCA MENOR E IMAXGEN MAIOR)					
VALIDAÇÃO		CSS	RefVer	Turbidez	SST
CALIBRAÇÃO					
CSS		<b>0.16</b>	0.00	-0.07	-0.10
RefVer		0.03	<b>0.11</b>	-0.03	-0.03
Turbidez		-0.20	-0.16	<b>0.01</b>	0.02
SST		-0.19	0.03	-0.03	<b>0.08</b>

C3 (VALORES PEQUENOS DE $\alpha$ E $\beta$ )					
VALIDAÇÃO		CSS	RefVer	Turbidez	SST
CALIBRAÇÃO					
CSS		<b>0.16</b>	-0.10	-0.15	-0.17
RefVer		-0.03	<b>0.11</b>	0.02	0.03
Turbidez		-0.07	-0.18	<b>0.05</b>	0.07
SST		0.01	0.01	0.05	<b>0.07</b>

Os resultados do experimento C2 são apresentados de forma detalhada na Tabela 6-6. Os resultados da tabela permitem perceber que as principais melhorias ocorrem durante a calibração e para os valores de Resp. Os valores de Resp, para a CSS, aumentam de 0,36, usando os valores padrão dos parâmetros calibráveis, para 0,79 após a calibração do modelo. Por outro lado, os valores da correlação temporal, em média, variam pouco.

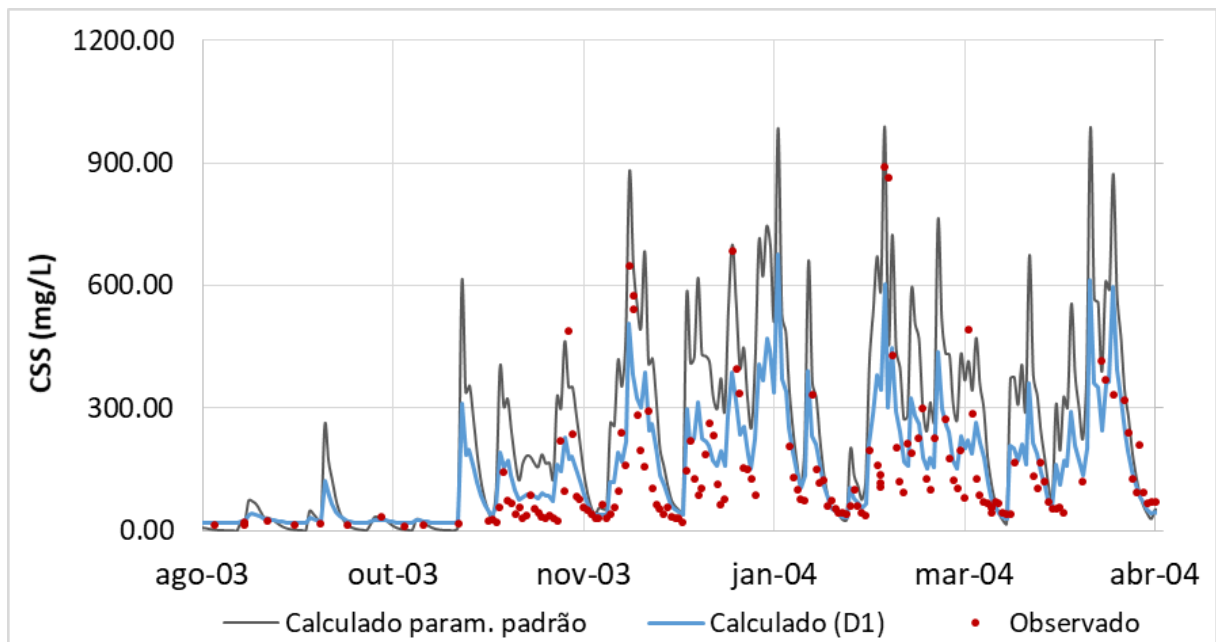
Tabela 6-6 – Valores detalhados das métricas encontradas a partir do experimento C2 (intervalo de busca menor e lmaxgen maior). Os valores nas células representam o aumento (verde) ou redução (vermelho) em relação à média das três correlações (Rtemp, Resp e Rtudo) se comparado com os valores antes de qualquer calibração: CSS - 0,51; Ref. - 0,63; Tur. - 0,65; SST - 0,65. Os resultados da diagonal principal (em negrito) são referentes à etapa de calibração e os demais são referentes à etapa de validação, ambas realizadas no período de 1997 a 2010

		Média				Resp			
		CSS	Reflectância	Turbidez	SST	CSS	Reflectância	Turbidez	SST
VALIDAÇÃO	CALIBRAÇÃO								
CSS		<b>0.16</b>	0.00	-0.07	-0.10	<b>0.43</b>	0.01	-0.18	-0.29
REFLECTÂNCIA		0.03	<b>0.11</b>	-0.03	-0.03	0.10	<b>0.30</b>	-0.06	-0.07
TURBIDEZ		-0.20	-0.16	<b>0.01</b>	0.02	-0.22	-0.38	<b>0.02</b>	0.04
SST		-0.19	0.03	-0.03	<b>0.08</b>	-0.20	0.14	-0.10	<b>0.21</b>

		Rtemp				Rtudo			
		CSS	Reflectância	Turbidez	SST	CSS	Reflectância	Turbidez	SST
VALIDAÇÃO	CALIBRAÇÃO								
CSS		<b>0.02</b>	0.01	-0.01	-0.02	<b>0.04</b>	-0.02	-0.02	0.01
REFLECTÂNCIA		0.01	<b>0.01</b>	0.00	0.00	0.00	<b>0.01</b>	-0.01	-0.02
TURBIDEZ		-0.11	-0.01	<b>-0.01</b>	0.01	-0.28	-0.09	<b>0.01</b>	0.01
SST		-0.12	-0.01	-0.01	<b>0.01</b>	-0.23	-0.03	0.00	<b>0.03</b>

### 6.3.2.6 CALIBRAÇÃO DO MGB-SED APENAS COM DADOS DA ESTAÇÃO FAZENDA OURO FINO

O experimento D1 utilizou os coeficientes ENS, KGE e Rtemp. O MGB-SED foi calibrado utilizando apenas o posto Fazenda Ouro Fino (área ~ 6.438 km<sup>2</sup>), operado pela CEMIG. Os resultados mostraram que a correlação temporal após a calibração se manteve igual a 0,64. Na etapa de validação a correlação temporal para a reflectância piorou em 0,05, para a turbidez em 0,01 e para os SST em 0,02. O resultado mais expressivo do experimento é a melhoria no coeficiente ENS, que aumentou de -0,44 para 0,44. Na Figura 6-14 são apresentados os valores de CSS calculada e observada na estação.



**Figura 6-14: Valores de CSS calculados e observados na estação Fazenda Ouro Fino (CEMIG). Os valores de CSS com calibração foram calculados a partir do experimento D1.**

O trabalho de Silva (2014) calibrou e validou o modelo o SWAT para a estação Fazenda Boa Fortuna (área ~ 4.126 km<sup>2</sup>), utilizando dados diários de CSS na bacia do rio Mundaú, localizada nos estados de Pernambuco e Alagoas. Após a calibração do modelo, o valor de ENS aumentou de -1,05 para 0,63. Dentre as diferenças entre o trabalho de Silva (2014) e o experimento D1, está que o autor calibrou o modelo SWAT para 5 anos, com um total de 17 observações de CSS (~3,4/ano), enquanto aqui foram utilizados 14 anos para calibração com um total de 2.399 observações de CSS (~171,4/ano).

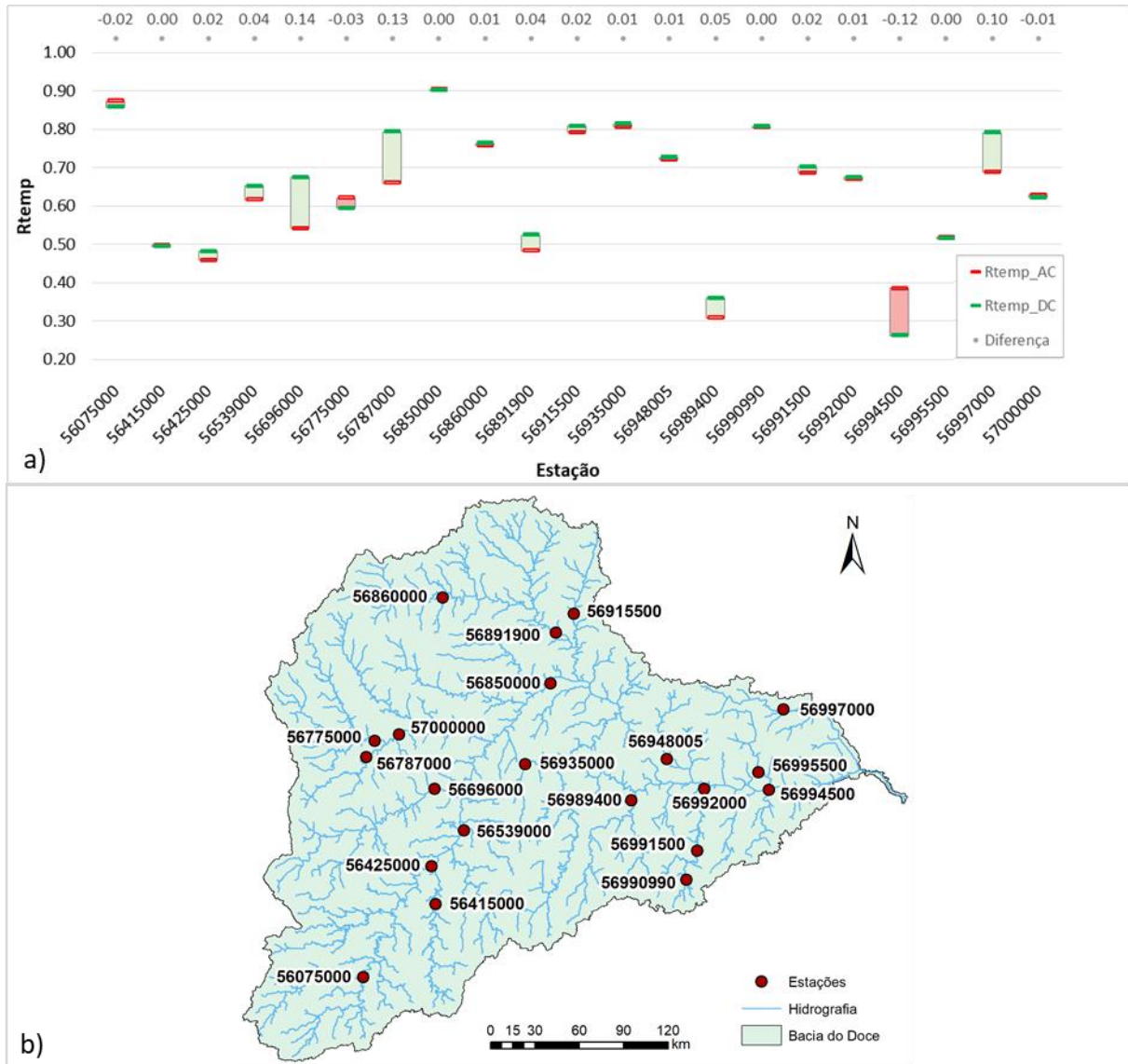
As melhorias, considerando o coeficiente ENS, alcançadas por Silva (2014) com a calibração com o modelo SWAT foram melhores que aquelas encontradas no experimento D1 com o MGB-SED. Entretanto, o MGB-SED teve um bom desempenho, mesmo representando alguns processos de forma mais simplificada que o SWAT, além de requerer menor quantidade de dados de entrada.

O resultado do experimento D1 é importante para mostrar que enquanto os resultados do experimento B2 (BIAS, RMSE e KGE) pioraram usando métricas que levam em consideração o valor absoluto da CSS, nesse experimento as métricas desse tipo ajudaram a melhorar o modelo. Assim, os resultados indicam que as melhorias que podem ser alcançadas com a calibração não estão unicamente relacionadas com as métricas utilizadas, mas também com a quantidade de postos e, principalmente, de dados disponíveis em cada um deles. Lembra-se aqui que a estação Fazenda Ouro Fino é aquela que possui o maior número de informações disponíveis (dados medidos quase que diariamente), enquanto que grande parte dos postos utilizados no experimento B2 possuem 4 observações anuais.

#### 6.3.2.7 COMPARAÇÃO DA CORRELAÇÃO TEMPORAL (RTEMP) ANTES E APÓS A CALIBRAÇÃO

Com os resultados apresentados anteriormente é possível identificar de forma geral, a partir das métricas, quando o modelo apresenta melhores resultados. Contudo, não é possível identificar o aumento ou redução das métricas para cada estação de dados observados. A Rtemp é a única das correlações que apresenta um valor para cada estação de cada um dos conjuntos de dados. Assim, com o intuito de investigar o aumento e redução dos valores da Rtemp em cada estação, selecionou-se o experimento C2, por esse ter a melhor média dentre as métricas.

A Rtemp variou pouco em relação à média (Tabela 6-6). A Figura 6-15-a mostra que para a maioria das estações, os valores de Rtemp não variam muito, mas que para algumas estações essa variação é considerável. Percebe-se que existem mais melhorias com a calibração do que piora. As principais variações ocorrem nas estações 56696000 (0,14), 56787000 (0,13), 56994500 (-0,12) e 56997000 (0,10), que são apresentadas na Figura 6-15-b.

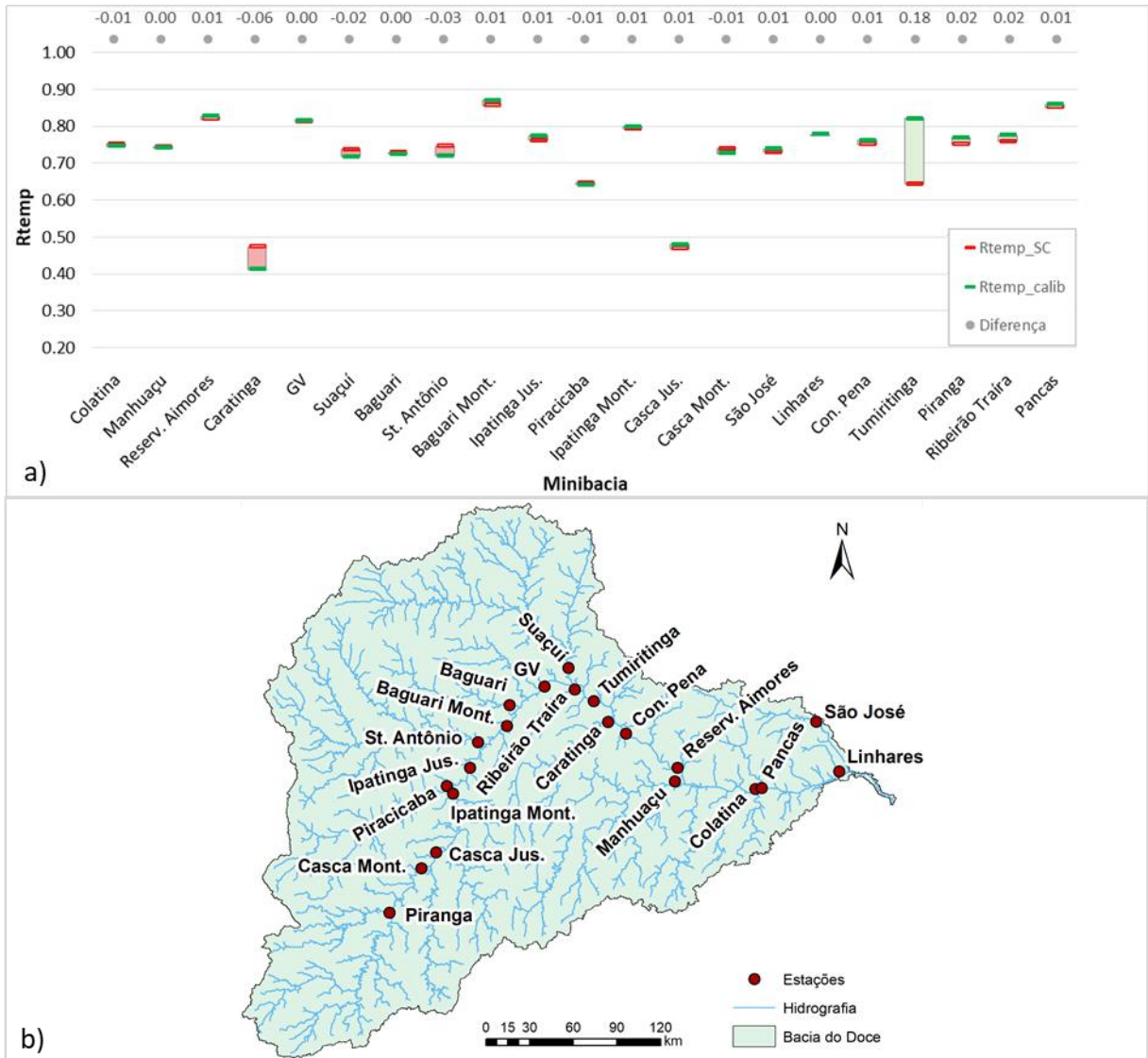


**Figura 6-15:** a) Comparação da correlação temporal ( $R_{temp}$ ) entre as CSS observadas e as CSS simuladas com o MGB-SED depois ( $R_{temp\_DC}$ ) e antes da calibração ( $R_{temp\_AC}$ ). Retângulos em verde mostram o quanto a calibração aumentou o valor da  $R_{temp}$  e retângulos em vermelho mostram o quanto diminuiu. b) localização das estações e identificação de suas respectivas minibacias.

Resultados semelhantes são apresentados na Figura 6-16. Na Figura 6-16-a, nota-se que a principal melhoria com a calibração acontece para a estação Tumiritinga (Figura 6-16-b), com um aumento na  $R_{temp}$  de 0,18. Já o pior resultado é encontrado na estação Caratinga (Figura 6-16-b), com uma redução no valor da  $R_{temp}$  de 0,06.

Percebe-se com os resultados dos experimentos que diferentes análises podem ser realizadas e diversos cuidados devem ser tomados durante a calibração e validação de um modelo hidrossedimentológico. Por exemplo, a Tabela 6-2 nos permite observar duas situações. A primeira delas é que a partir do experimento B1, podemos observar que mesmo que as melhorias com a calibração sejam pequenas, a validação

nos mostra que é possível utilizar os dados de sensoriamento remoto e de qualidade de água para conhecer a qualidade do resultado do modelo. A segunda delas é que os dados de qualidade água são altamente correlacionáveis entre si, apresentando sempre respostas parecidas.



**Figura 6-16:** a) Comparação da Rtemp entre as RefVer e as CSS simuladas com o MGB-SED depois (Rtemp\_DC) e antes da calibração (Rtemp\_AC). Retângulos em verde mostram o quanto a calibração aumentou o valor da Rtemp e em vermelho mostram o quanto diminuiu. b) localização das estações e identificação de suas respectivas minibacias.

### 6.3.2.8 RESUMO E CONSIDERAÇÕES A RESPEITO DAS ANÁLISES

De uma forma geral, quando os valores das métricas eram maiores na etapa de calibração para determinado conjunto de dados, na validação os valores das métricas eram reduzidos para os demais conjuntos de dados. Esse fato demonstra que, embora todos os tipos de dados apresentem informações relacionadas à presença de SS, existem divergências na representação da dinâmica espaço-

temporal dos sedimentos na bacia. Todavia, as análises realizadas permitiram também algumas considerações relevantes. A seguir são apresentadas as principais observações a partir dos experimentos:

- Aumentando o número de sub-bacias os resultados tendem a melhorar, devido a melhor representação da heterogeneidade das bacias;
- A combinação de métricas que represente a correlação, o viés e a amplitude de variação tendem a apresentar maiores valores do coeficiente de ENS quando utilizadas para um único posto com série longa. Todavia, quando usadas para toda a bacia, com vários postos, os valores estimados pelo modelo podem ser subestimados se comparado aos valores observados, sendo esse resultado mais significativo para elevadas CSS.
- A substituição dos valores de CSS por seu logaritmo aumentou os valores das métricas tanto na calibração quanto na validação para os dados de CSS, enquanto, no geral, diminuiu os valores das métricas para a reflectância, turbidez e SST na etapa de validação, e também na calibração para a turbidez e SST.
- A inclusão de uma concentração de base sempre aumentou os valores das métricas durante a calibração.
- A redução do intervalo de busca em torno dos valores padrão dos parâmetros calibráveis ( $\alpha$ ,  $\beta$  e  $TKS$  sem variação), com um número maior de interações, resultou em valores médios de correlação maiores do que quando esse intervalo de busca foi maior.

#### **6.4 Observando falhas na representação de processos hidrossedimentológicos**

Como apresentado em Buarque (2015) e na seção 6.2, usando os valores padrão dos parâmetros calibráveis, o modelo MGB-SED apresentou resultados coerentes quando aplicado nas bacias do rio Madeira e rio Doce, respectivamente. Observou-se que alguns fatores, tais como a escassez de dados observados e a não representação de alguns processos que ocorrem na natureza foram limitantes para se alcançar resultados ainda melhores na calibração do modelo MGB-SED. A seguir, são



apresentados os resultados de uma discussão que buscou identificar incertezas e compreender os processos que ocorrem na bacia e os processos representados pelo MGB-SED.

#### *6.4.1 Incertezas e Simplificações*

O modelo hidrológico MGB-IPH representa, por meio de suas formulações matemáticas, diversos processos do ciclo hidrológico, como a interceptação, evapotranspiração, balanço de água no solo, entre outros. Com isso, o modelo apresenta também diversos parâmetro calibráveis, como já apresentado na metodologia desse trabalho.

Durante o processo de calibração, visando a redução de erros em vazões simuladas, é possível analisar métricas e gráficos como o hidrograma e a curva de permanência para verificar que as vazões simuladas representam de forma adequada a realidade. Com a modificação dos parâmetros calibráveis é possível, portanto, atrasar, alongar ou achatam picos de vazão no hidrograma, aumentar a recessão ou diminuir a contribuição de água subterrânea no período seco, etc. Entretanto, sabe-se que esse ajuste é limitado e que a estrutura e os parâmetros do modelo não conseguem explicar 100% dos processos hidrológicos da bacia. O mesmo ocorre com o modelo MGB-SED.

Para a estação fluviométrica 56994500, localizada em Colatina-ES, Oliveira e Quaresma (2017) afirmam que 63% da variação da carga de sedimentos em suspensão pode ser explicada pela vazão. Os autores chegaram nesses resultados a partir do ajuste de uma curva entre dados de vazão e descarga sólida para o posto. Os demais 37%, segundo eles, poderiam ser explicados por outros fatores como a intensidade da chuva, a cobertura vegetal e o manejo do solo.

Como apresentado na seção 3.1, a erosão do solo pode se apresentar de diversas maneiras e é fortemente afetada pela chuva e sua intensidade. Na equação MUSLE, os fatores de intensidade de chuva são substituídos pelo escoamento superficial e uma vazão de pico, que estaria relacionada com a energia máxima do escoamento sobre o solo, e que no MGB-SED é desconsiderada pela dificuldade de se obter tal informação (KINNEL E RISSE, 1998). Além disso, os valores de

precipitações são interpolados para os centroides das minibacias, o que pode fazer com que os valores de precipitação sejam ora subestimados, ora superestimados.

Outras limitações relacionadas a equação da MUSLE é uma fiel representação dos parâmetros da equação, tanto no tempo quanto no espaço. Por exemplo, a quantidade de carbono orgânico no solo apresenta uma variação considerável ao longo do tempo, dependendo de fatores como temperatura, cobertura vegetal e até mesmo práticas de manejo do solo (COSTA et al., 2008). Assim, a consideração de um valor médio para todo o período de simulação se constitui uma fonte de incertezas no cálculo do parâmetro de erodibilidade do solo. Os fatores de uso, manejo e práticas conservacionistas também são representados de forma simplificada (embora, para a bacia do rio Doce, apenas 5,43 % da bacia corresponde a agricultura (IBIO, 2017)).

Além disso, sabe-se que a MUSLE é uma equação empírica que matematicamente representa uma função do tipo potência, o que torna uma forma simples de representar toda a complexidade dos processos hidrossedimentológicos. Cita-se ainda que os processos de retenção/deposição de sedimentos nas encostas não são representados por uma formulação matemática específica, mas são contabilizados dentro da equação ajustada.

#### *6.4.2 Processos não representados pelo modelo MGB-SED*

Com respeito as observações de processos que ocorrem na bacia e que não foram representados pelo modelo, destaca-se a presença dos sedimentos em suspensão na água no período seco. Como mencionado na seção 6.2, observou-se que as CSS simuladas no período seco subestimaram os valores observados, muitas vezes com CSS próximas a zero. Isso indica que no período em que não ocorrem chuvas o rio possui outras fontes de sedimentos que não aquelas provenientes das encostas para o canal. Essas fontes podem ser a erosão dos bancos arenosos (FRYIRS, 2013), do leito e das margens (HOOKE, 2003) ou mesmo atividades de mineração (LOBO et al., 2016).

Dentro do contexto da conectividade do transporte de sedimentos em uma bacia hidrográfica, os bancos arenosos (Figura 6-17) podem ter um papel importante no suprimento de sedimentos no canal (FRYIRS, 2013). Como se sabe, a quantidade de sedimentos na bacia é alta e a maior parte desses sedimentos correspondem às

frações de silte e argila (Tabela 5-6). É possível que parte dos sedimentos em suspensão sejam depositados no período chuvoso e fiquem armazenados entre os poros dos bancos arenosos, constituídos principalmente de sedimentos grossos e no período seco sejam remobilizados pelo escoamento que possui baixa CSS. Essa conexão existente entre os bancos arenosos, os sedimentos finos e o escoamento no canal é apresentada em Fryirs (2013).



**Figura 6-17: Bancos arenosos no trecho do rio Piracicaba, afluente do rio Doce. Imagem do dia 19 de outubro de 2017. Fonte: Google Earth.**

O suprimento do escoamento pela erosão das margens ocorre devido à falta de sedimentos no canal, grosseiros ou finos. Hooke (2003) menciona que a jusante de um trecho de rio estável o canal é muito ativo, mas os depósitos de material grosseiros não são o suficiente para suprir o déficit de sedimentos em suspensão, o que faz com que os sedimentos finos sejam erodidos das margens. Os sedimentos com granulometrias maiores são transportados principalmente quando as vazões são altas (período em que a energia do escoamento é maior), enquanto que proporcionalmente a quantidade de sedimentos finos transportados diminui (LIN et al., 2017).

A interação canal-planícies também apresenta um papel importante nos fluxos de sedimentos (FRYIRS, 2013). As planícies possuem tanto a capacidade de reter sedimentos como de alimentar o canal com os sedimentos nela depositados, através do processo de ressuspensão. Na versão do MGB-SED utilizada nesse trabalho, não foi utilizado o módulo de conexão lateral entre as planícies e o canal. Contudo, Buarque (2015) demonstrou que ao considerar esse módulo o MGB-SED conseguiu

representar de forma mais adequada os processos de retenção de sedimentos nas planícies da bacia do rio Madeira.

A Figura 6-14, que compara as CSS simuladas com o MGB-SED e observadas, mostrou que o modelo também não representou de forma adequada grandes picos de concentração. Outro fenômeno que não é representado pelo modelo e que ocorre na bacia, como identificado na Figura 6-18, é o deslizamento de massa que contribui com uma grande quantidade de sedimentos para o escoamento. O período entre as imagens da Figura 6-18 compreende uma das maiores cheias já registradas na bacia do rio Doce. Os deslizamentos de terra ocorrem principalmente nas bacias dos rios Suaçuí Grande, Santa Maria do Doce e Caratinga (PIRH, 2010).



**Figura 6-18: Movimento de massa numa encosta próximo ao rio Pancas, afluente do rio Doce. a) imagem do dia 18 de julho de 2013 e b) imagem do dia 05 de maio de 2014. Fonte: Google Earth.**

Outra fonte pontual que contribui para o aumento da carga de sedimentos são aquelas provenientes da mineração (LOBO et al., 2016). Essa atividade é histórica na bacia (HORA et al., 2012) e é realizada em diversas áreas, principalmente nas regiões de cabeceira dos rios do Carmo e Piracicaba (Figura 6-19). Esse tipo de fonte não está incluído no modelo e, portanto, se as observações apresentam valores elevados de CSS, é possível sugerir que algum tipo de fenômeno anômalo ou associado a atividades antrópicas ocorreu na bacia. Esse é o caso do rompimento da barragem de rejeitos de Fundão, localizada no município de Mariana-MG, que não poderia ser representado de forma natural pelo modelo, mas que foi observado a partir de imagens de sensoriamento remoto (FAGUNDES et al., 2017).

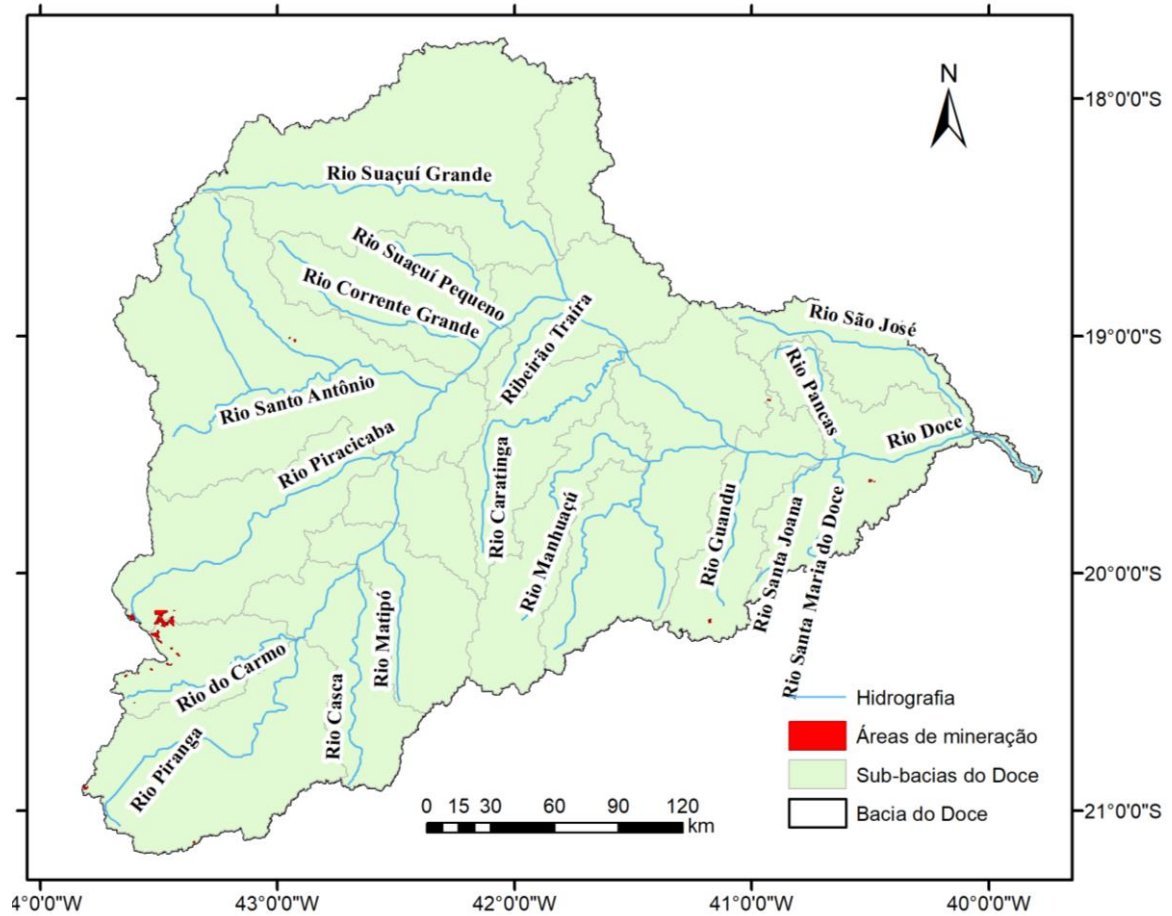


Figura 6-19: Áreas de mineração na bacia do rio Doce.

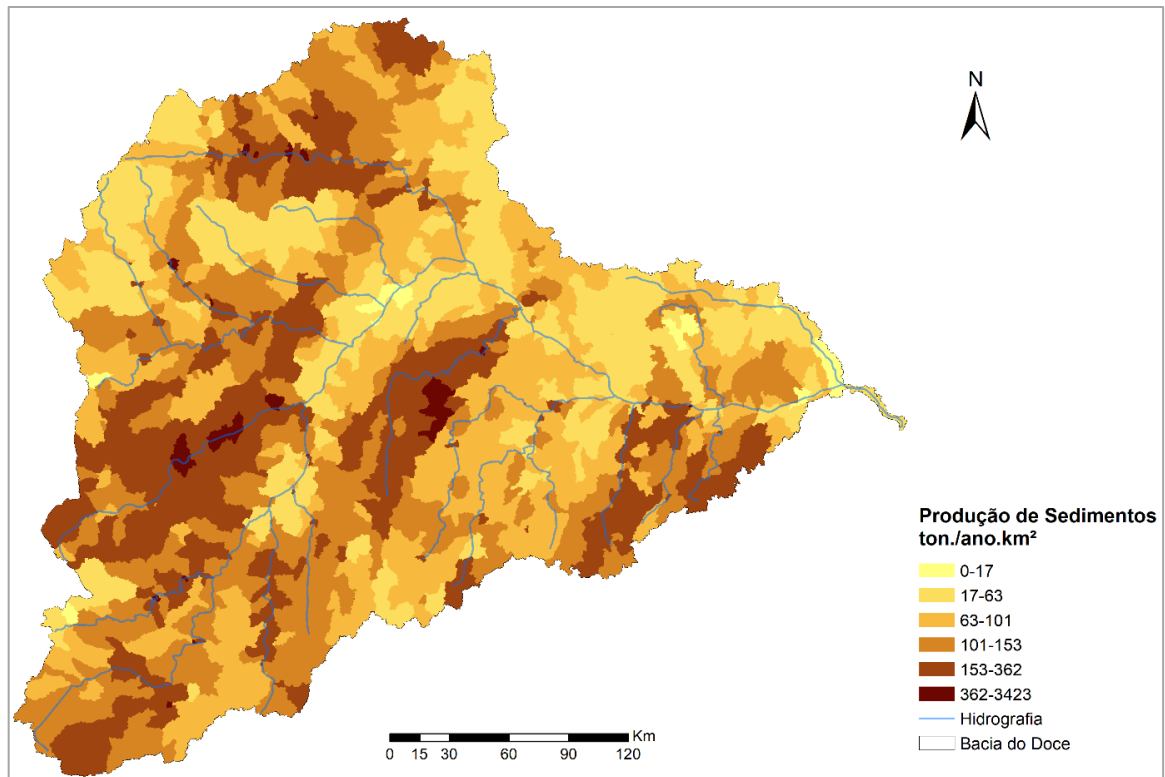
## 6.5 Dinâmica espacial dos sedimentos em suspensão na bacia do rio Doce

Com o modelo MGB-SED foi possível calcular a variabilidade espacial e temporal de várias variáveis, como a produção de sedimentos, a CSS, entre outros. Esses resultados foram calculados a partir do experimento C2 (calibrando com dados de CSS) e são apresentados a seguir. A escolha em usar os resultados desse experimento foi porque esse apresentou a melhor média dentre as métricas e ao mesmo tempo, visualmente, gráficos de CSS simulada coerentes com os valores observados.

### 6.5.1 Utilizando a modelagem hidrossedimentológica

A produção média de sedimentos na bacia do rio Doce foi de aproximadamente 9.698.000,0 t/ano. Os resultados da produção de sedimentos específica média de longo período (PSE), para cada minibacia, são apresentados na Figura 6-20. Observe, a partir dessa figura, alta variabilidade na quantidade média de sedimentos

produzida na bacia, podendo variar de valores inferiores a 10,0 t./ano.km<sup>2</sup> à valores próximos de 3.400,0 t./ano.km<sup>2</sup>, com um valor médio de 128 t./ano.km<sup>2</sup>.



**Figura 6-20: Produção de sedimentos específica média de longo período (1970-2010), por minibacia, para a bacia do rio Doce calculada a partir da MUSLE.**

Os maiores valores de PSE ocorrem predominantemente nas bacias do rio Piracicaba, Caratinga e Suaçuí Grande (Figura 6-21). Esses resultados são diferentes daqueles encontrados por Campagnoli (2006) que encontrou valores de 5 t./ano.km<sup>2</sup> para grande parte da bacia (Figura 6-22). Ressalta-se que a metodologia utilizada por Campagnoli (2006) não usava a MUSLE, mas possuía uma abordagem que focava em aspectos geológicos e geomorfológicos. De acordo com o PIRH (2010), as bacias do rio Manhuaçu, Piracicaba, Suaçuí Grande, Santo Antônio, Caratinga e Guandu apresentam alta susceptibilidade à erosão em mais de 50% das áreas, sendo que na bacia do rio Caratinga esse valor chega a 84%.

O padrão espacial da PSE apresentado na Figura 6-20 parece estar diretamente relacionado com o relevo da bacia. As regiões que apresentam maiores valores de PSE coincidem, geralmente, com locais em que o relevo é mais acidentado, e, portanto, com declividades mais elevadas, o que pode ser visto principalmente na região centro-oeste da bacia. Esse comportamento demonstra que o fator *LS* apresentou grande influência na produção de sedimentos calculada pela MUSLE.

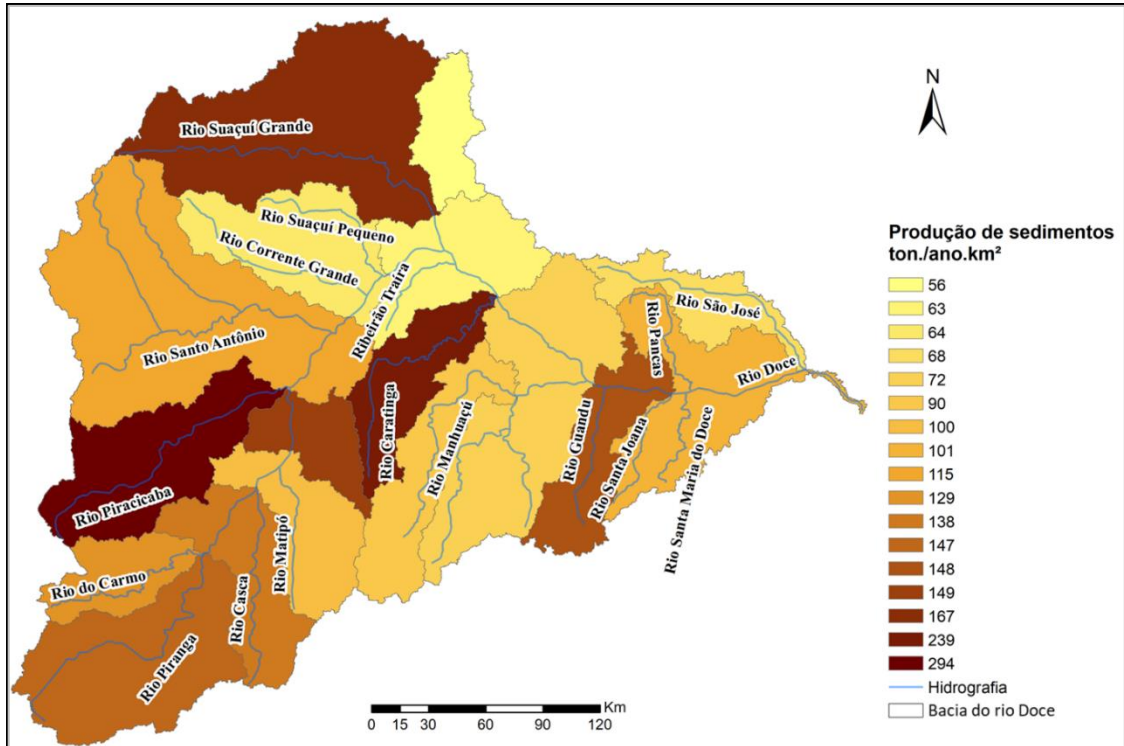


Figura 6-21: Produção de sedimentos específica média de longo período (1970-2010), por sub-bacia, para a bacia do rio Doce calculada a partir da MUSLE.

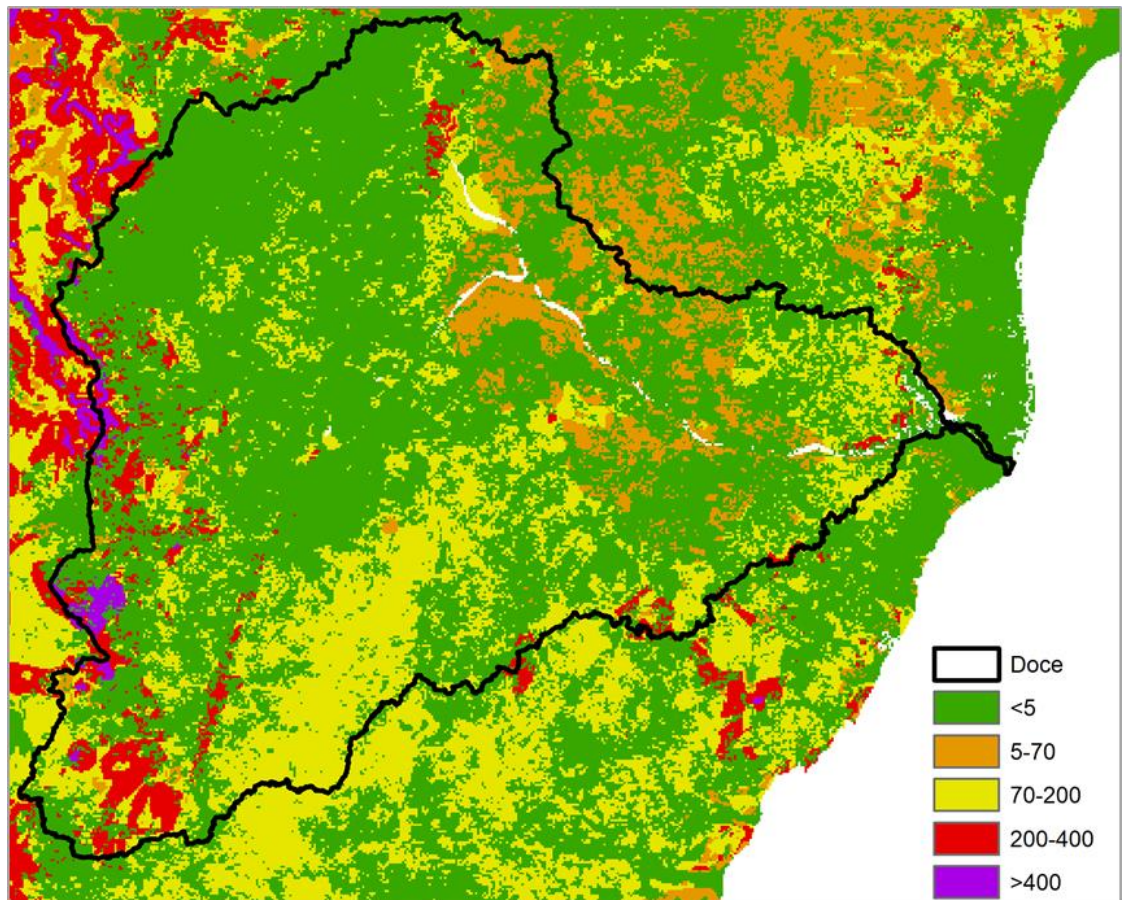
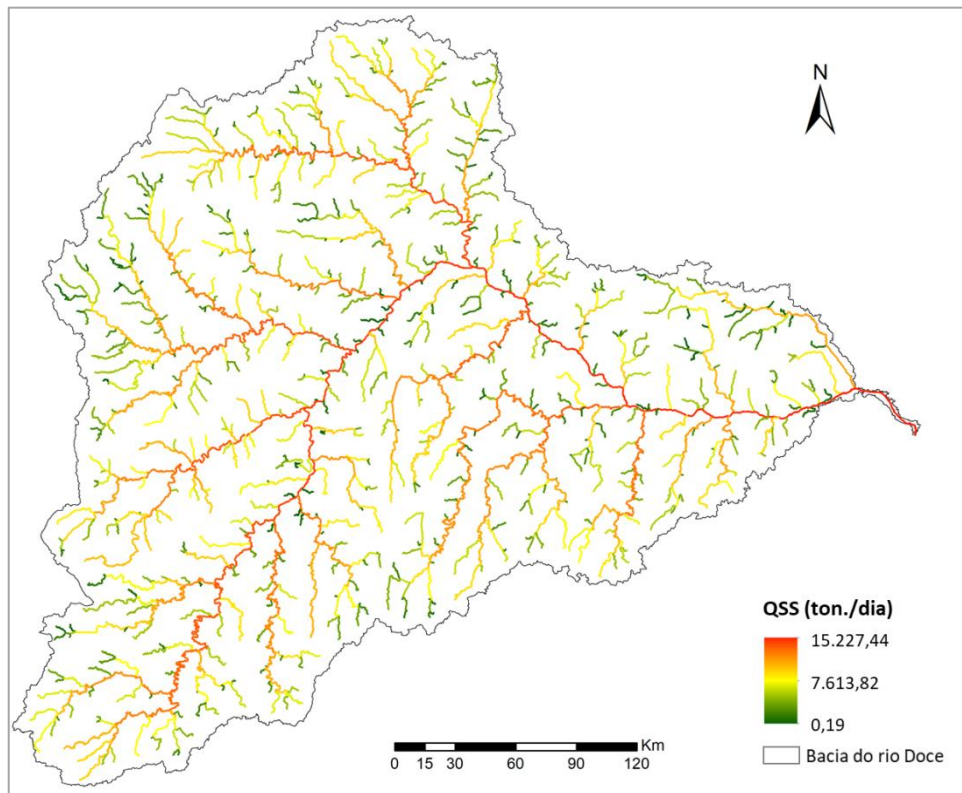


Figura 6-22: Mapa de produção de sedimentos específica (t/ano.km<sup>2</sup>). Adaptado de: Campagnoli (2006).

Com respeito as cargas de sedimentos transportadas nos canais, a Figura 6-23 nos mostra que a descarga sólida em suspensão (QSS) aumenta de montante para jusante, tanto nos afluentes como no rio principal. É possível observar que esse fato está relacionado com o aumento da vazão, uma vez que nem a CSS (Figura 6-24) e nem a descarga sólida específica (Figura 6-25) seguem esse padrão.



**Figura 6-23: Descarga sólida em suspensão média de longo período.**

É importante ressaltar que enquanto o cálculo da PSE (Figura 6-20) foi realizado considerando a área da minibacia, aqui o cálculo da QSS específica (Figura 6-25) leva em consideração a área de drenagem a montante da seção transversal de jusante do trecho de rio. A Figura 6-24 e Figura 6-25 também auxiliam a compreensão de quais rios possuem a maior CSS e quais transportam a maior QSS específica.

O rio Piracicaba possui elevados valores de CSS (Figura 6-24) e seus afluentes apresentam altos valores de QSS específica (Figura 6-25). Um contraste é observado nos rios Suaçuí Grande e no rio Guandu. Enquanto o primeiro apresenta maiores valores de CSS o segundo apresenta maiores valores de QSS específica. Esse fato demonstra que a contribuição de sedimentos na bacia do rio Guandu é mais distribuída que na do rio Suaçuí Grande; que, proporcionalmente, existem mais áreas contribuindo com grandes cargas de sedimentos para o rio Guandu.



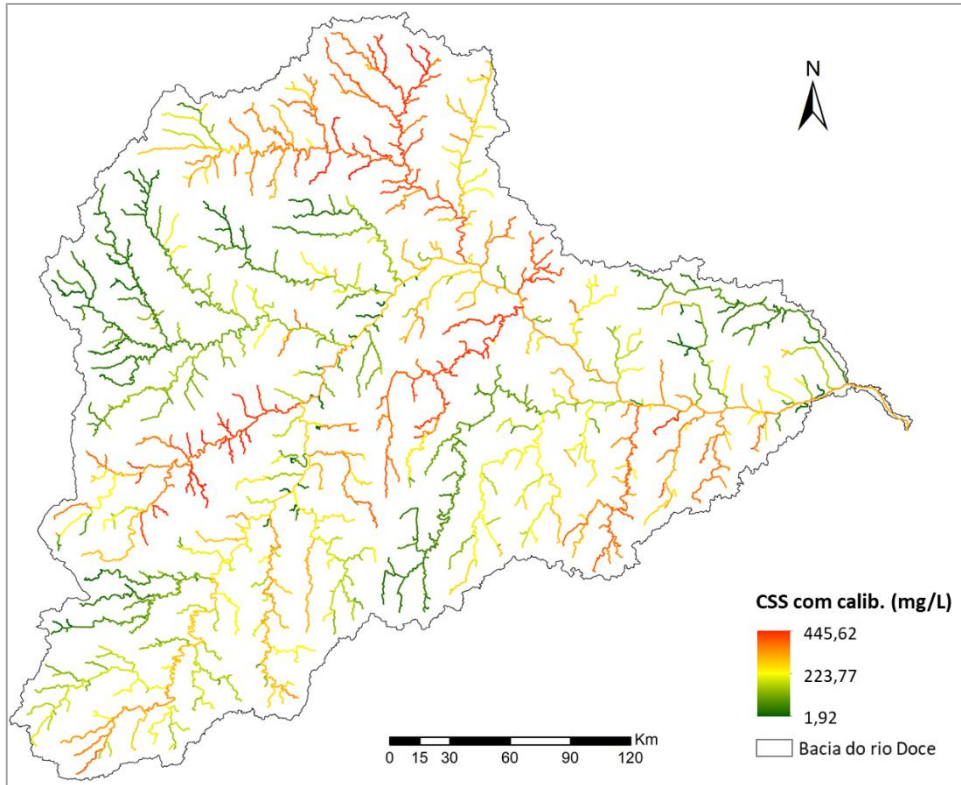


Figura 6-24: Concentração de Sedimentos em Suspensão (CSS) diária média de longo período.

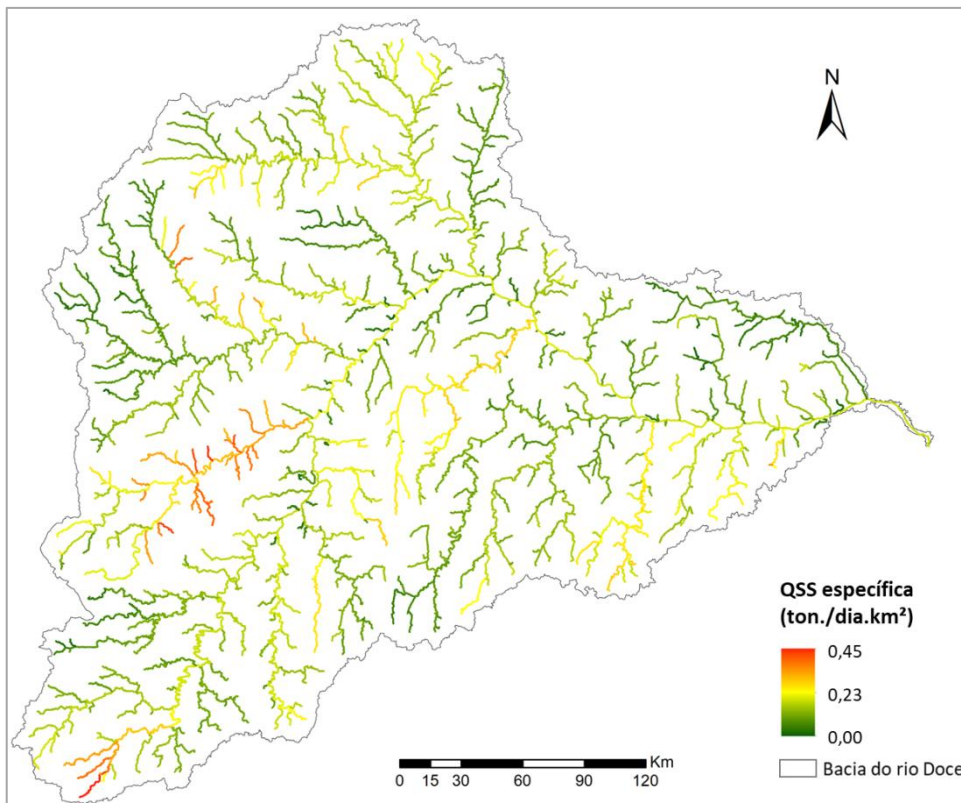


Figura 6-25: Descarga sólida em suspensão específica média de longo período.

### 6.5.2 Utilizando dados observados e calculados

A Figura 6-26 apresenta os valores médios de longo período da CSS simulada com o MGB-SED (Figura 6-26-a) e dos dados observados (CSS - Figura 6-26-b, reflectância de superfície - Figura 6-26-c e turbidez - Figura 6-26-d) dos principais rios da bacia do rio Doce. A Figura 6-27 e Figura 6-28 apresentam os valores médios para o período seco e o período chuvoso<sup>2</sup>. Os dados de CSS observados foram utilizados para calibrar o modelo MGB-SED, assim, uma tendência de concordância maior com os dados de CSS simulados é esperada. Os dados de SST não foram utilizados na análise por apresentar resultados semelhantes àqueles encontrados com os dados de turbidez. A seguir são apresentadas algumas observações com base na Figura 6-21 (Produção de sedimentos específica média de longo período - PSE), Figura 6-26, Figura 6-27 e Figura 6-28:

- Os resultados indicam que a bacia do rio Piracicaba está entre aquelas com a maior CSS observada (Figura 6-26-b) e também o maior valor de PSE (Figura 6-21). Entretanto, ao comparar esses resultados com aqueles da Figura 6-26-c e Figura 6-26-d, os dados de turbidez e de RefVer sugerem que o rio Piracicaba não apresenta o maior valor de sedimentos em suspensão entre os rios da bacia do rio Doce. Ao analisar a série histórica da estação 56696000, utilizada para calcular o valor da CSS média de longo período, notou-se que no dia 15 de dezembro de 1999 foi registrado um pico de CSS de 5.029 mg/L. Ao remover esse valor da série histórica a média da estação 56696000 diminuiu de 187 mg/L para 84 mg/L, o que faria com que os resultados entre todos os dados observados tivessem mais concordância. Esse fato demonstra outro problema existente nos estudos de modelagem hidrossedimentológica, que é a baixa frequência amostral de dados de CSS em campo. Embora a série da estação, aparentemente, apresente um *outlier*, não seria possível afirmar isso, visto a escassez de dados. Menciona-se ainda que, embora a calibração tenha melhorado os resultados (a correlação na estação sedimentométrica localizada na bacia aumentou de 0,54 para 0,68), ao se comparar a Figura 6-8 e a Figura 6-24, observa-se que antes da calibração o rio Piracicaba apresenta valores

---

<sup>2</sup> Os mapas que compõem a Figura 6-26, Figura 6-27 e Figura 6-28 estão apresentados de forma individual no Apêndice VI, com maior resolução de imagem.

menores que aqueles após a calibração, o que seria mais coerente com os dados de turbidez e reflectância.

- No rio principal, as CSS observadas tendem a aumentar até a jusante da confluência com o rio Suaçuí Grande e depois tendem a diminuir em direção à foz. Com as CSS simuladas, observa-se esse aumento até a confluência com o rio Suaçuí Grande, mas depois as concentrações se mantêm no intervalo entre 186 e 212 mg/L. Os valores de reflectância também indicam que no baixo rio Doce a presença dos SS tende a ser maior do que na maioria dos afluentes.
- Foram encontrados dois estudos, com períodos de análise diferentes daquele usado nesse trabalho, que estimaram a CSS média de longo período para a estação 56994500, localizada em Colatina-ES. Um deles encontrou o valor de 568 mg/L (EPE, 2007) e o outro o valor de 386 mg/L (LIMA et al., 2005), o que seria respectivamente, cerca de quatro e duas vezes maior que o valor encontrado nesse trabalho, que foi de 154 mg/L. Assim, novas análises foram realizadas para os mesmos períodos utilizados nos estudos de EPE (2007) e Lima et al. (2005) e ainda assim os valores de CSS observada média foram menores que aqueles encontrado nesses trabalhos. Entretanto, destaca-se que a metodologia utilizada por Lima et al. (2005) foi de estimar a CSS para todos os dias a partir de um modelo ajustado entre a vazão e a descarga sólida, enquanto que aqui a CSS foi estimada diretamente a partir do modelo. Não se sabe qual foi a metodologia utilizada no estudo de EPE (2007). A metodologia empregada por Lima et al. (2005), permitiu obter mais dados para a análise, o que provavelmente fez com que sua média fosse maior que a encontrada aqui, pois no período chuvoso as CSS no rio Doce são bastante elevadas e não foram bem representadas pelo modelo.

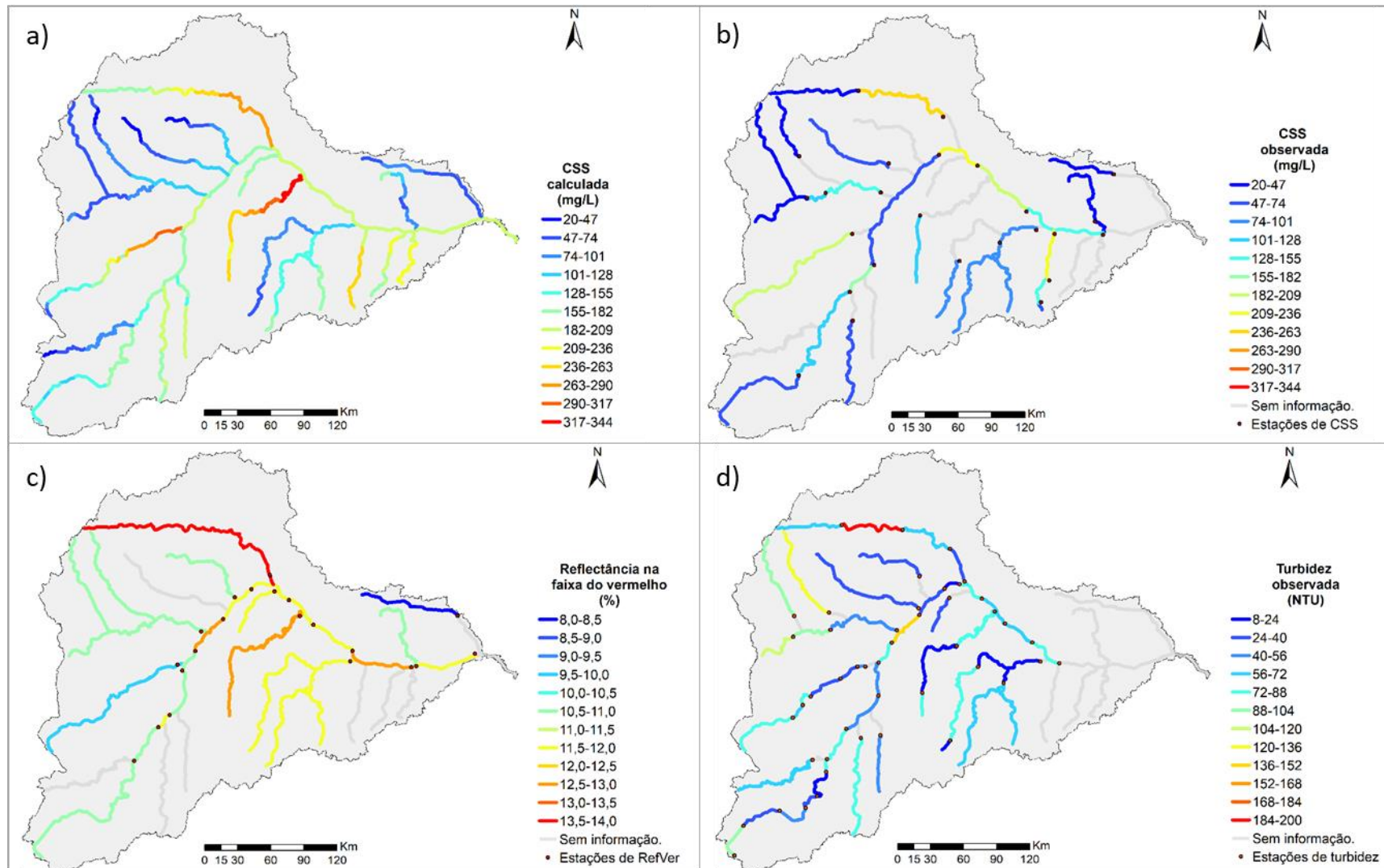


Figura 6-26: Valores diários médios de longo período da CSS calculada (a), CSS observada (b), reflectância de superfície na faixa do vermelho (c) e turbidez (d).

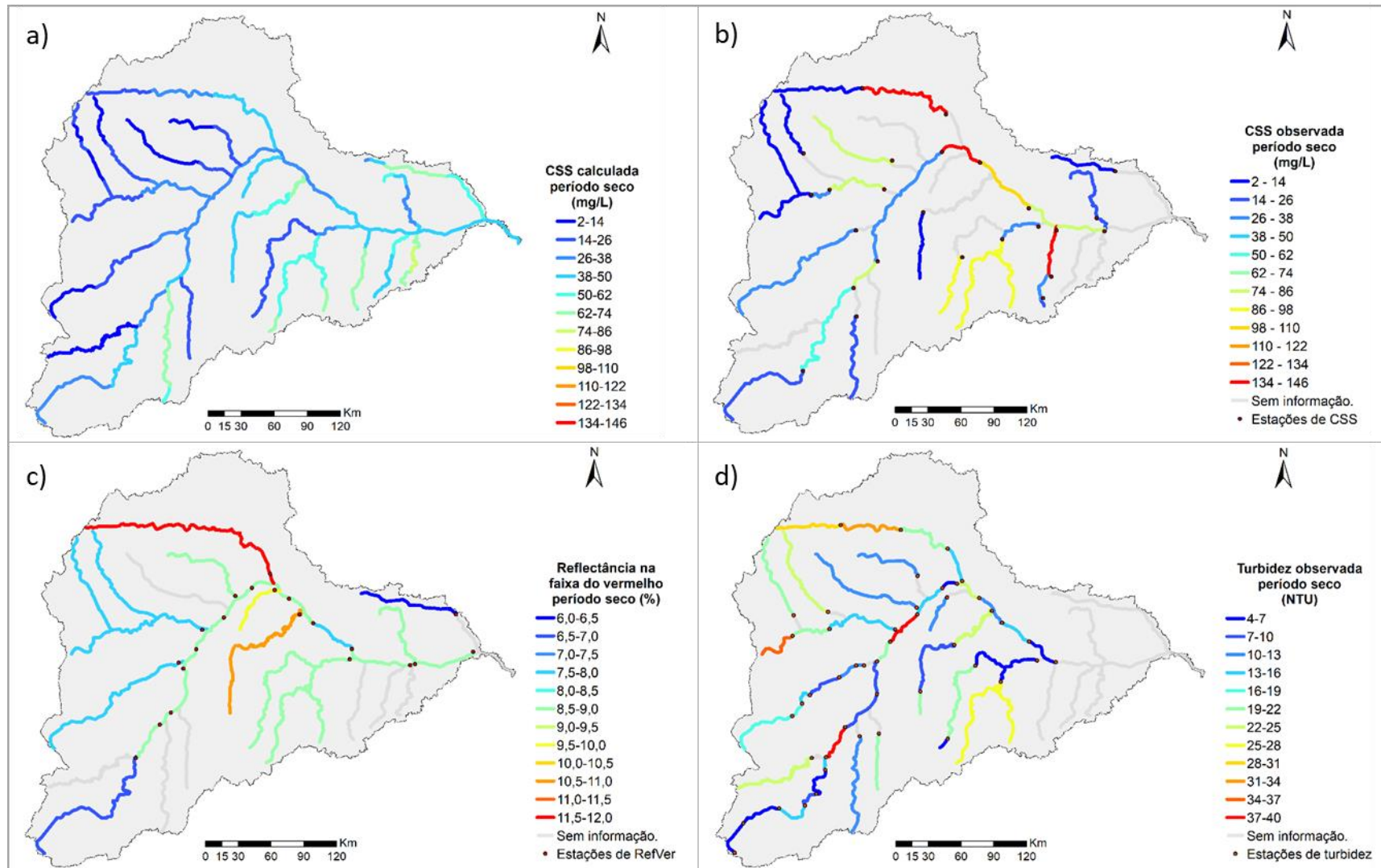


Figura 6-27: Valores diários médios de longo período da CSS calculada (a), CSS observada (b), reflectância de superfície na faixa do vermelho (c) e turbidez (d) para o período seco (abril a setembro).

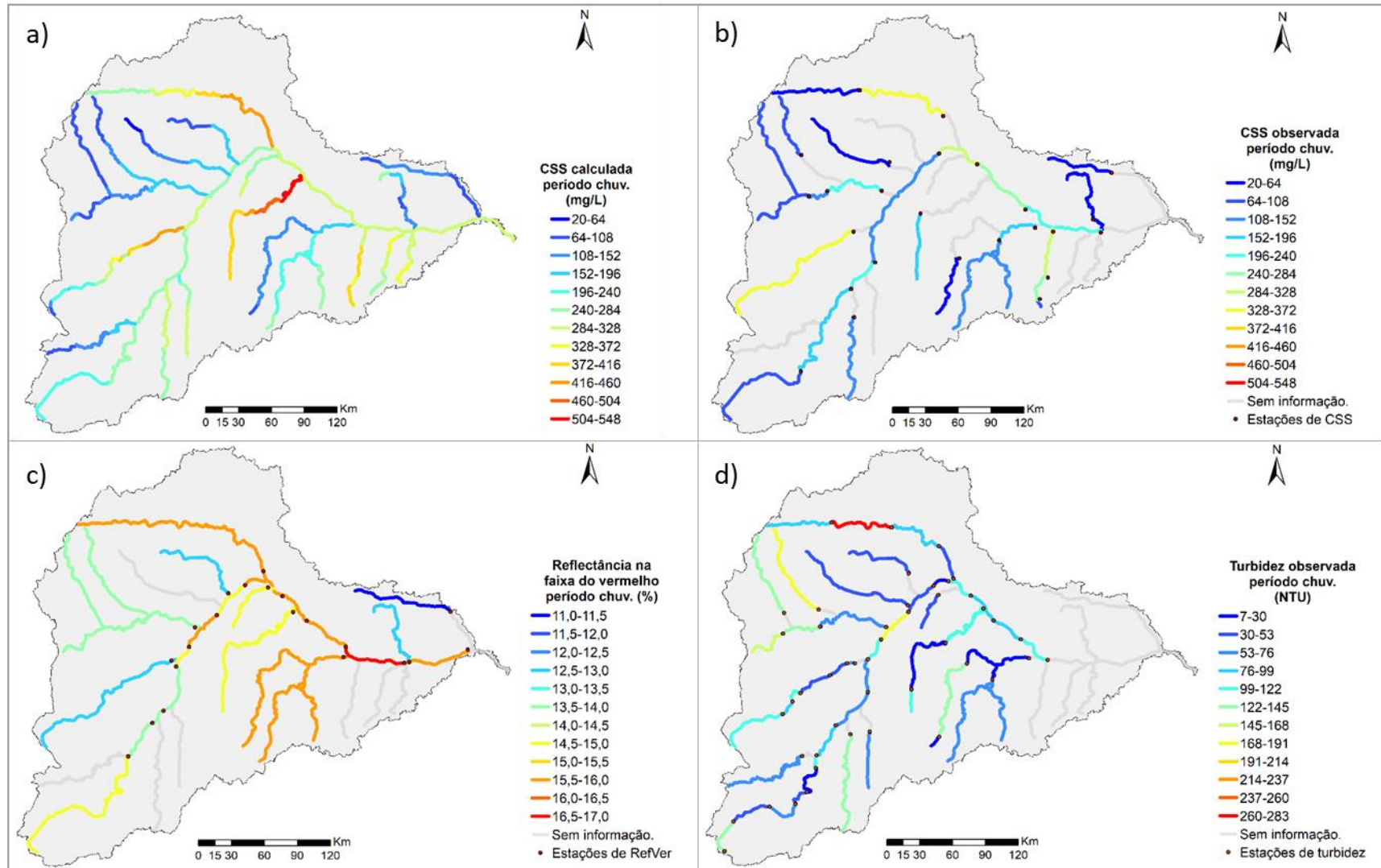


Figura 6-28: Valores diários médios de longo período da CSS calculada (a), CSS observada (b), reflectância de superfície na faixa do vermelho (c) e turbidez (d) para o período chuvoso (outubro a março).

- A Figura 6-26-a mostra que o rio Suaçuí Grande apresenta elevados valores de CSS calculada e a Figura 6-21 que a bacia desse rio apresenta altos valores de PSE. A Figura 6-26-c mostra que esse rio é aquele com a maior reflectância média de longo período, indicando mais sedimentos em suspensão. Cabe destacar aqui que a RefVer no rio Suaçuí Grande pode sofrer influência da reflectância das margens e dos bancos arenosos, o que faz com que sua reflectância no período seco seja superestimada (Figura 6-27-c). Analisando o período chuvoso, a Figura 6-28 permite observar que no rio Suaçuí Grande a presença de sedimentos em suspensão (SS) é alta se comparado aos demais rios da bacia, mas que não é aquele que apresenta o maior valor de reflectância (Figura 6-28-c). Da Figura 6-26, nota-se que, o rio Suaçuí Grande apresenta trechos com os maiores valores médios de longo período para a CSS observada e a turbidez, embora para essa última o valor diminui em direção à confluência com o rio Doce.
- Quanto aos demais rios, faz-se as seguintes observações:
  - O rio São José apresenta valores baixos de CSS (calculada e observada) e reflectância em ambos períodos, seco (Figura 6-27) e chuvoso (Figura 6-28).
  - O rio Corrente Grande apresenta baixos valores de CSS (calculada e observada) e turbidez (Figura 6-26).
  - O rio Suaçuí Pequeno apresenta baixos valores de CSS calculada e turbidez, mas valores medianos de reflectância (Figura 6-26).
  - O rio Manhuaçu tende a apresentar baixos valores de SS. Os dados de CSS observada no período seco e RefVer em ambos os períodos indicam que os rios de cabeceira da bacia do rio Manhuaçu apresentam maior presença de SS do que a maioria dos afluentes do rio Doce.
  - Os dados observados de CSS e turbidez nos rios Casca e Matipó mostram que esses geralmente estão abaixo da média, enquanto os dados calculados de CSS para o rio Casca são medianos.
  - O rio Guandu se destaca como um dos rios com a maior CSS observada, apresentando um relevo acidentado e poucos bancos arenosos no canal, o que sugere que a maior parte dos sedimentos gerados nas encostas não ficam retidos na bacia.

Observações em campo e através das imagens de satélite mostram que além das próprias condições naturais, como o relevo e as intensas precipitações, a má utilização do solo, falta de práticas de manejo e conservação do solo contribuem para que a bacia do rio Doce apresente valores tão altos de produção de sedimentos. O desmatamento e a implantação de monoculturas também vêm afetando a bacia ao longo do tempo (COELHO, 2006) e tem levado ao aumento das cargas de sedimentos nos corpos d'água (OLIVEIRA; QUARESMA, 2017).

Um estudo publicado pela Empresa de Pesquisa Energética (EPE) em 2007 mostrou que a eficiência de retenção de sedimento nos reservatórios existentes na bacia do rio Doce não era elevada. Os maiores valores encontrados foram para os reservatórios Salto Grande e Porto Estrela, localizados no rio Santo Antônio, que alcançaram uma eficiência pouco maior que 50%. O reservatório mais assoreado foi o de Mascarenhas. Em toda a bacia, o estudo estimou que cerca de 30% dos sedimentos ficam retidos nos reservatórios. É importante mencionar que essa análise, considerada preliminar, foi realizada com metodologia simplificada e os autores recomendaram que uma metodologia mais robusta fosse empregada na análise.

Uma análise como a realizada nessa seção é complexa e difícil principalmente porque existem poucos dados medidos e estudos relacionados aos sedimentos. Existem inúmeras incertezas associadas aos dados e as formas de aquisição das informações e por mais que todos estejam relacionados aos sedimentos em suspensão, as abordagens e métodos utilizados são distintos. Os métodos utilizados para aquisição da CSS geralmente consideram apenas os sedimentos inorgânicos em suspensão na água. A turbidez pode ser influenciada tanto pela matéria orgânica quanto inorgânica e até mesmo os sólidos dissolvidos na água entre vários outros fatores (SARI et al., 2015). Já a reflectância considera toda a matéria em suspensão na água que se encontra na zona fótica (zona em que existe penetração da luz solar) e que interage com a radiação solar. Entretanto, o valor de reflectância captado pelo sensor remoto pode estar contaminado pelo valor de outras feições, como descrito a seguir.

A principal influência no valor da reflectância da água são as margens dos rios, influência essa que pode estar presente tanto no período chuvoso quanto no período seco. No período chuvoso, a presença das margens pode diminuir o valor da



reflectância dos píxeis no rio, uma vez que a reflectância da vegetação na faixa do vermelho pode ser menor que a reflectância da mistura água-sedimentos quando a concentração é alta no rio Doce. No período seco, o inverso ocorre, ou seja, a reflectância da água clara é inferior à da vegetação.

Existem alguns métodos, como o modelo linear de mistura espectral, para mapeamento sub-píxel, onde a contribuição da reflectância de cada feição presente no píxel é decomposta. Esse método tem como objetivo identificar píxeis puros, ou seja, que sejam homogêneos quanto as feições ali presentes (por exemplo, píxel de água clara, píxel de floresta, píxel de solo) e utilizá-los para remover a influência dessas feições em outros píxeis, resultantes da combinação dessas feições.

De forma geral, esse procedimento de correção reflectância devido às feições adjacentes é um processo complexo que deve levar em consideração as variedades das condições ambientais da região (MARTINS et al., 2017). Além disso, geralmente os modelos de mistura espectral necessitam de píxeis puros extraídos de cada imagem de sensoriamento remoto, o que dificulta sua aplicação para uma série histórica longa, como nesse trabalho. Assim, entende-se que existem diversas incertezas, tanto na estimativa da reflectância de superfície, quanto nos métodos que visam melhorar essa informação, ainda que os ganhos sejam positivamente significativos.

Estudos mais detalhados são necessários para que de fato a dinâmica dos sedimentos na bacia do rio Doce seja compreendida de forma mais completa. A quantidade de informações disponíveis ainda é escassa, e os principais estudos realizados analisam a dinâmica de forma superficial. Qual a verdadeira influência dos reservatórios, já que a maioria deles funciona a fio d'água? Qual a interação dos bancos arenosos com o escoamento? O quanto o escoamento consegue transportar da elevada carga de sedimentos que chega até ele e o quanto ele consegue erodir do leito do rio? Qual a interação do canal com as planícies de inundação? Quais são as principais áreas de armazenamento de sedimentos na bacia? Essas são algumas perguntas que carecem de mais investigações para serem respondidas.

## 7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

### 7.1 Conclusões gerais

Modelos hidrossedimentológicos são ferramentas úteis na compreensão de processos que ocorrem numa bacia hidrográfica e servem de apoio na tomada de decisões relativas ao uso e manejo do solo e também com relação a gestão dos recursos hídricos. Entretanto, grande parte dos modelos matemáticos que simulam os processos hidrossedimentológicos estão focados em aplicações em pequenas escalas.

No presente trabalho foi realizada a simulação hidrossedimentológica da bacia hidrográfica do rio Doce, utilizando o modelo MGB-SED. Mais do que isso, foram realizados diversos experimentos de calibração automática e validação do modelo utilizando dados de concentração de sedimentos em suspensão (CSS) observados, de reflectância espectral de superfície na faixa do vermelho (RefVer), de turbidez e de sólidos suspensos totais (SST). Esses experimentos foram realizados para investigar a aplicabilidade de fontes de dados alternativas à CSS para a validação de modelos hidrossedimentológicos de grande escala, visto à escassez de dados observados de CSS. Com os resultados alcançados e as análises realizadas, conclui-se que:

- O modelo MGB-SED representou a dinâmica espaço-temporal dos sedimentos na bacia do rio Doce de forma coerente. Na modelagem hidrológica, mais de 80% dos postos fluviométricos apresentaram valores de ENS superiores 0,50. Na modelagem dos sedimentos, mesmo utilizando os valores padrão dos parâmetros calibráveis ( $\alpha=11,8$ ,  $\beta=0,56$  e  $TKS$  sem variação) os resultados encontrados foram satisfatórios, em que o valor da correlação temporal ( $R_{temp}$ ), acima de 0,50, foi encontrado em: (i) 62% das estações de CSS; 83% das estações de RefVer; 91% das estações de qualidade de água (turbidez); e 89% das estações de qualidade de água (SST).
- Os dados de RefVer, turbidez e SST auxiliaram na análise dos sedimentos em suspensão e na compreensão dos padrões de transporte de sedimentos na bacia. Esses dados, utilizados como uma

aproximação da CSS, também são úteis para a verificação dos resultados de modelos hidrossedimentológicos. Em bacias com ausência de dados observados *in situ*, dados de sensoriamento remoto podem ser a única opção para a verificação da performance desses modelos.

- Os dados de RefVer, turbidez e SST também puderam ser utilizados na calibração e na validação do modelo MGB-SED, inclusive, melhorando sua performance. Os melhores resultados com a calibração foram encontrados para a estação Fazenda Ouro Fino, em que o coeficiente ENS aumentou de -0,44 para 0,44. Essa estação foi aquela que apresentou o maior número de dados observados de CSS e evidencia a importância da utilização de dados medidos em campo com uma boa frequência amostral.
- De forma geral a correlação temporal ( $R_{temp}$ ) não melhorou muito (1,5% em média, na calibração), visto que foi realizada uma busca de valores para representar de forma adequada os parâmetros da MUSLE que forneceram bons resultados.
- Os resultados obtidos com o MGB-SED permitiram identificar processos que ocorrem na bacia e que não foram representados pelo modelo. Os resultados também mostraram que a aplicação do modelo na bacia do rio Doce, da forma realizada, não permitiu representar sempre os grandes picos de CSS.
- A modelagem com o MGB-SED pode no futuro auxiliar os tomadores de decisão a identificar áreas prioritárias para a remediação de processos de erosão acelerada que ocorrem na bacia. Além disso, o modelo pode auxiliar num adequado planejamento para estudos de aproveitamentos hidrelétricos.
- Dados os resultados coerentes do modelo em comparação com dados observados, e que poucos estudos foram realizados na bacia completa do rio Doce, o presente estudo pode ser utilizado como uma primeira análise completa, espacial e temporalmente, na compreensão dos processos hidrossedimentológicos que ocorrem na bacia.

## 7.2 Recomendações

A aplicação do modelo MGB-SED utilizando os valores padrão dos parâmetros calibráveis apresentou resultados satisfatórios, contudo, eles ainda podem ser melhorados. Para se alcançar resultados mais apropriados, é importante incorporar a representação de alguns processos no modelo, como erosão de margens e a deposição e ressuspensão de materiais finos nos canais. Representar estruturas como reservatórios também podem auxiliar na melhor compreensão da dinâmica espaço-temporal dos sedimentos nas bacias hidrográficas.

Sabe-se que na bacia do rio Doce as precipitações são intensas e assim maior é o impacto das gotas de chuva sobre o solo e mais sedimentos são desagregados. Ao mesmo tempo, chuvas intensas provocam escoamentos com maiores velocidades e com maior capacidade de erosão e transporte de sedimentos nas encostas. Assim, seria importante testar diferentes métodos para representar melhor a vazão de pico no MGB-SED ou outras equações que estimem a perda de solo e que considerem esses mecanismos a fim de tentar representar os grandes picos de CSS.

Vários experimentos foram realizados, porém muitos outros ainda podem ser feitos, como a calibração do modelo utilizando um posto virtual de reflectância e validação para um posto com muitos dados de CSS no mesmo local. Percebeu-se que a escassez de dados observados é um grande limitante para melhorar a performance do modelo a partir da calibração. Com isso, seria importante aumentar a frequência amostral nas estações já instaladas, principalmente no período chuvoso.

Os diferentes dados observados poderiam ser estudados para buscar compreender como se relacionam entre si. Além disso, poderiam ser criadas funções que relacionasse a CSS com algum dos outros dados observados e posteriormente estimasse o valor da variável (por exemplo, turbidez) a partir dos dados de CSS estimados com o MGB-SED. Esses dados poderiam ser comparados usando outras métricas que não a correlação.

Por fim, recomenda-se que as informações de RefVer, turbidez e SST devem ser usadas para validar os modelos em termos de períodos de ocorrência de maiores e menores valores de concentração de sedimentos em comparação com o ciclo hidrológico, permitindo assim uma comparação com os resultados da modelagem.

Todavia, para uma comparação direta dos valores de CSS, o caso estudado não permite dizer que os dados podem ser explorados diretamente com base em correlações. Assim, recomenda-se que os dados de sensoriamento remoto e qualidade da água sejam usados principalmente como um apoio para a modelagem, mas não substituindo as observações diretas de CSS.

## 8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABBASPOUR, K.C. **SWAT-CUP2: SWAT calibration and uncertainty programs - a user manual**. Duebendorf: Department of Systems Analysis, Integrated Assessment and Modelling (SIAM), Eawag, Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, 2008.

Agência Nacional de Águas – ANA. **Encarte especial sobre a bacia do rio Doce**: Rompimento da barragem em Mariana/MG. 2016. Disponível em: <[http://arquivos.ana.gov.br/RioDoce/EncarteRioDoce\\_22\\_03\\_2016v2.pdf](http://arquivos.ana.gov.br/RioDoce/EncarteRioDoce_22_03_2016v2.pdf)>. Acesso em: 14 dez 2016.

AJAI SINGH, MOHD. IMTIYAZ, R.K. ISAAC & D.M. DENIS. Assessing the performance and uncertainty analysis of the SWAT and RBNN models for simulation of sediment yield in the Nagwa watershed, India, **Hydrological Sciences Journal**, 59:2, 351-364, 2014. DOI:10.1080/02626667.2013.872787

AKSOY, H.; KAVVAS, M. L. A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. **Catena**, v. 64, n. 2–3, p. 247–271, 2005.

ALLASIA, D. G.; SILVA, B.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Large basin simulation experience in South America. In: **Prediction in Ungauged Basins: Promises and Progress** (ed. by M. Sivapalan, T. Wagener, S. Uhlenbrook, E. Zehe, V. Lakshmi, Xu Liang, Y. Tachikawa & P. Kumar) (Proc. Brazil Symp., April 2005), 360–370. IAHS Publ. 303. IAHS Press, Wallingford, UK., 2006.

ALLASIA, D. G.; SILVA, B.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. 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, 2005.

ARAÚJO, J. C.; KNIGHT, D. W. A review of the measurement of sediment yield in different scales. **Revista Escola de Minas**, v. 58, n. 3, p. 257–265, 2005.

ARNOLD, J. G.; SRINIVASAN, R.; MUTTIAH, R. S.; WILLIAMS, J. R. Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development. **Journal of the American Water Resources Association**, 1998. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x>>.

ASTM International. **D1889–00 Standard test method for turbidity of water**. ASTM International-Annual Book of ASTM Standards. [S.l.]: ASTM, 2003. (Water environmental technology, v. 11.01).

BAGGIO, L. **Região do Alto Rio das Velhas possui mais de 40 barragens de rejeitos**. CBH Rio das Velhas, 2016. Disponível em: <http://cbhvelhas.org.br/noticias/rompimento-de-barragem-em-mariana-preocupa-o%E2%80%A8-cbh-rio-das-velhas/>. Acesso em: 22 mar. 2017.

BAGNOLD, R. A. An Approach to the Sediment Transport Problem from General Physics. **U. S. Geological Survey Professional Paper**, 422-I, 1966.

BANDEIRA, J. V.; FARIAS, E. G. G.; LORENZZETTI, J. A.; SALIM, L. H. RESPOSTA MORFOLÓGICA DA FOZ DO RIO SÃO FRANCISCO, DEVIDO À RETENÇÃO DE SEDIMENTOS NOS RESERVATÓRIOS. **Vetor**, v. 23, n. 1, p. 5–17, 2013.

BARRETO-NETO, A. A.; ZAMPROGNO, D. P.; REIS, J. A. T. Modelagem espacial da erosão utilizando sensoriamento remoto na bacia hidrográfica do Rio Doce, porção do Espírito Santo. **Anais... XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE, p. 7663-7667. Natal, 2009.

BARROS, V. D.; COSTANZI, R. N.; BATISTA, L. F. A. Correlação de fatores hidrossedimentológicos e reflectância no lago Igapó 1 em Londrina/PR. In.: **I Congresso Internacional de Hidrossedimentologia**. Porto Alegre, 2015.

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

BEASLEY, D. B.; HUGGINS, L. F.; MONKE, E. J. ANSWERS - a model for watershed planning. **Trans Am Soc Agric Eng**, v. 23, p. 938–944, 1980.

BEVEN, K.; BINLEY, A. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. **Hydrological processes**, v. 6, n. 3, p. 279-298, 1992.

BICALHO, C. C. **Estudo do transporte de sedimentos em suspensão na Bacia do Rio Descoberto**. 2006. 142 f., il. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental)-Universidade de Brasília, Brasília, 2006.

BINDING, C. E.; BOWERS, D. G.; MITCHELSON-JACOB, E. G. Estimating suspended sediment concentrations from ocean colour measurements in moderately turbid waters; the impact of variable particle scattering properties. **Remote Sensing of Environment**, v. 94, p. 373-383, 2005.

BORAH, D. K. Sediment discharge model for small watersheds. **Transactions of the ASAE**, v. 32, n. 3, p. 874–880, 1989.

BRAVO, J. M.; ALLASIA, D.; PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Coupled Hydrologic-Hydraulic Modeling of the Upper Paraguay River Basin. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 17, n. 5, p. 635–646, 2012.

BRESSIANI, D. DE A.; GASSMAN, P. W.; FERNANDES, J. G.; GARBOSSA, L. H. P.; SRINIVASAN, R.; BONUMÁ, N. B.; MENDIONDO, E. M. A review of soil and water assessment tool (SWAT) applications in Brazil: Challenges and prospects. **International Journal of Agricultural and Biological Engineering**, v. 8, n. 3, p. 1–27, 2015. Disponível em: <<http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-84935036175&partnerID=tZOtx3y1>>.

BRONSTERT, A.; ARAÚJO, J. C.; BATALLA, R. J.; COSTA, A. C. ; DELGADO, J. M. ; FRANCKE, T. ; FOERSTER, S. ; GUENTNER, A. ; LÓPEZ-TARAZÓN, J. A. ; MAMEDE, G. L. ; MEDEIROS, P. H. ; MUELLER, E. ; VERICAT, D. Process-based modelling of erosion, sediment transport and reservoir siltation in mesoscale semi-arid catchments. **Journal of Soils and Sediments**, v. 14, n. 12, p. 2001–2018, 2014.

BROTTO, R. D. **AVALIAÇÃO AMBIENTAL DA ATIVIDADE DE MINERAÇÃO DE AREIA EM LEITO DE RIO POR MEIO DE DRAGA FLUTUANTE ESTUDO DE CASO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO ITAJAÍ-AÇU (SC)**. Trabalho de Diplomação em Graduação em Engenharia Sanitária e Ambiental. Universidade Federal de Santa Catarina, UFSC, Brasil. 2007.

BUARQUE, D. C. **SIMULAÇÃO DA GERAÇÃO E DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EM GRANDES BACIAS: Estudo de caso do rio Madeira**. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental): Universidade Federal

do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2015.

BUARQUE, D. C.; PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W. 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, 2008.

CABRAL, H. C. B. **Utilização de Velocímetro Acústico Doppler (ADV) para avaliação da Concentração de Sedimentos em Suspensão**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil): Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2014.

CAMPAGNOLI, F. The production of the sediment of the South America Continent: propose of mapping of the erosion rates based on geological and geomorphological aspects. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, nº 1, p. 03-08, 2006.

CARVALHO, N. DE O.; FILIZOLA JÚNIOR, N. P.; SANTOS, P. M. C. DOS; LIMA, J. E. F. W. **Guia de práticas sedimentométricas**. 2000.

CARVALHO, N. O. **Hidrossedimentologia prática**. 2ª. Ver. Atual. E, 2008.

CASTRO, R. A. SIMULAÇÃO DE PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS COM A UTILIZAÇÃO O MODELO SWAT NA BACIA DO RIO DAS PEDRAS (GUARAPUAVA-PR). **Revista Geonorte**, v. 53, n. 9, p. 1689–1699, 2013.

COELHO, A. L. N. **ALTERAÇÕES HIDROGEOMORFOLÓGICAS NO MÉDIO-BAIXO RIO DOCE/ES**. Tese (Doutorado em Geografia): Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2007.

COLLISCHONN, W. **Simulação Hidrológica de Grandes Bacias**. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental): Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D.; SILVA, B. C. DA; TUCCI, C. E. M. The MGB-IPH model for large-scale rainfall—runoff modelling. **Hydrological Sciences Journal**, v. 52, n. 5, p. 878–895, 2007.

COSTA, F. S.; BAYER, C.; ZANATTA, J. A.; MIELNICZUK, J. Estoque de carbono orgânico no solo e emissões de dióxido de carbono influenciadas por sistemas de manejo no sul do Brasil. **R. Bras. Ci. Solo**, v. 32, p. 323-332, 2008.

CREECH, C. T.; SIQUEIRA, R. B.; SELEGEAN, J. P.; MILLER, C. Anthropogenic impacts to the sediment budget of São Francisco River navigation channel using SWAT. **International Journal of Agricultural and Biological Engineering**, v. 8, n. 3, p. 1–20, 2015.

Danish Hydraulic Institute (DHI). Mike 11: **A modeling system for Rivers and Channels User Guide**. p. 430, Horsholm, 2003.

DE ROO, A. P. J.; ODIJK, M.; SCHMUCK, G.; KOSTER, E.; LUCIEER, A. Assessing the effects of land use changes on floods in the Meuse and Oder catchment. **Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere**, v. 26, n. 7, p. 593-599, 2001.

DE ROO, A. P. J.; WESSELING, C. G.; RITSEMA, C. J. LISEM: a single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins: I. Theory, input and output. **Hydrological Processes**, v. 10, p. 1107– 1117, 1996.



DE ROO, A. P. J.; WESSELING, C. G.; VAN DEURSEN, W. P. A. Physically based river basin modelling within a GIS: the LISFLOOD model. **Hydrological Processes**, v. 14, p. 1981-1992, 2000.

DE VENETE, J.; POESEN, J.; VERSTRAETEN, G.; GOVERS, G.; VANMAERCKE, M.; VAN ROMPAEY, A.; ARABKHEDRI, M.; BOIX-FAYOS, C. Predicting soil erosion and sediment yield at regional scales: where do we stand? **Earth Sci. Ver**, v. 127, p. 16–29, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.08.014>.

Department of Land and Water Conservation (DLWC). **IQQM-integrated water quality and quantity model, Catchment Processes and Modelling Branch**. TS95.019, 1995.

DESMET, P. J. J.; GOVERS, G. A GIS-procedure for automatically calculating the USLE LS-factor on topographically complex landscape units. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 51, n. 5, p. 427-433, 1996.

DORNELES, A. M. **Utilização de um Perfilador Acústico de Correntes por Efeito Doppler (ADCP) para a estimativa da Concentração de Sedimentos em Suspensão (CSS)**. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental): Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.

DOS SANTOS, I.; FILL, H. D.; SUGAI, M.; BUBA, H.; KISHI, R.; MARONE, E.; LAUTERT, L. **Hidrometria Aplicada**. CEHPAR–Centro de hidráulica e Hidrologia Prof. Parigot de Souza. Instituto de tecnologia para o Desenvolvimento. Curitiba, Brasil, 2001.

DOXARAN, D.; FROIDEFOND, J.; LAVENDER, S.; CASTAING, P. Spectral signature of highly turbid waters application with SPOT data to quantify suspended particulate matter concentrations. **Remote Sensing of Environment**, v. 81, p. 149-161, 2002.

EDWARDS, T. K.; GLYSSON, G. D. **Field Methods for Measurement of Fluvial Sediment**. United States Geological Survey, Techniques of Water-Resources Investigations 03-C2, p. 89, Reston, Virginia, 1999.

ENGELUND, F.; HANSEN, E. **A monograph on sediment transport in alluvial streams**. Monografia, p. 65, 1967. Disponível em: <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/15003161>%5Cn<http://cid.oxfordjournals.org/lookup/doi/10.1093/cid/cir991>%5Cn<http://www.scielo.cl/pdf/udecada/v15n26/art06.pdf>%5Cn<http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-84861150233&partnerID=tZOtx3y1>>.

EPE – EMPRESA DE PESQUISA ENERGÉTICA. **Avaliação ambiental integrada (AAI) dos aproveitamentos hidrelétricos da bacia do rio doce**. Sondotécnica, 287 P., 2007.

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

ESPINOZA VILLAR, R.; MARTINEZ, J. M.; GUYOT, J. L.; FRAIZY, P.; ARMIJOS, E.; CRAVE, A; LAVADO, W. The integration of field measurements and satellite observations to determine river solid loads in poorly monitored basins. **Journal of hydrology**, v. 444, p. 221-228, 2012.

ESTEVEES, F. A. **Fundamentos de limnologia**. Interciências, 1998.

FAGUNDES, H. O.; PAIVA, R. C. D. ; FAN, F. M. Sedimentos em suspensão observados com imagens Landsat para modelagem de grandes bacias. In: XXII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2017, Florianópolis. **Anais... XXII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, 2017.

FAN, F. M.; BUARQUE, D. C.; PONTES, P. R. M.; COLLISCHONN, W. Um Mapa de Unidades de Resposta Hidrológica para a América do Sul. **XXI Simpósio Brasileiro e Recursos Hídricos**, p. 1–8, 2015.

FAN, F. M.; COLLISCHONN, W. Integração do Modelo MGB-IPH com Sistema de Informação Geográfica. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 19, n. 1, p. 243–254, 2014.

FAN, F. M.; MELLER, A.; COLLISCHONN, W. Incorporação de filtro numérico de separação de escoamento na assimilação de dados para previsão de vazões utilizando modelagem hidrológica. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 20, n. 2, p. 472–483, 2015.

FAN, F. M.; SCHWANENBERG, D.; COLLISCHONN, W.; WEERTS, A. Verification of inflow into hydropower reservoirs using ensemble forecasts of the TIGGE database for large scale basins in Brazil. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 4, p. 196-227, 2015.

FASSONI-ANDRADE, A. C.; GUASSELLI, L. A.; TONIOLO, G. R.; MOREIRA, A. A. Dinâmica espacial e temporal de sedimentos em suspensão na região estuarina da Lagoa dos Patos-RS, a partir de dados do sensor OLI, Landsat-8. **Anais... XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, João Pessoa-PB, Brasil, 25 a 29 de abril de 2015, INPE. João Pessoa, 2015.

FEARSINE, P, M. **Hidrelétricas na Amazônia: impactos ambientais e sociais na tomada de decisões sobre grandes obras**. Editora do INPA, v. 2. Manaus, 2015.

FILIZOLA, N.; GUYOT, J. L. Uso do correntômetro acústico por efeito doppler-ADCP, para determinação do fluxo de sedimentos. In: **II ENES-Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos**. Engenharia de Sedimentos. Rio de Janeiro: ABRH - Associação Brasileira de Recursos Hidricos, p. 149-158, 1996.

FLEIFLE, A. E. Suspended Sediment Load Monitoring Along the Mekong River from Satellite Images. **Journal of Earth Science & Climatic Change**, v. 2013. 2013.

FLEISCHMANN, A.; SIQUEIRA, V. A. ; PARIS, A. ; COLLISCHONN, W. ; PAIVA, R. C. D. ; PONTES, P. R. M. ; BIANCAMARIA, S. ; GOSSET, M. ; CALMANT, S. . Representando interações entre hidrologia e hidrodinâmica em modelos de grande escala: estudo de caso no rio Níger. In: **XXII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, 2017, Florianópolis. Anais do XXII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Porto Alegre: ABRH, 2017.

Food and Agriculture Organization of the United Nations – FAO. **Soil Map of the world: Volume IV South America**. Paris, 1971.

FREAD, D. L. **Flow routing**. In: Maidment, D. R. Handbook of hydrology McGraw-Hill New York. 1992.

FRYIRS, K. (Dis) Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at

the sediment delivery problem. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 1, p. 30-46, 2013.

FUGATE, D. C.; FRIEDRICH, C. T. Determining concentration and fall velocity of estuarine particle populations using ADV, OBS and LISST. **Continental Shelf Research**, v. 22, n. 11-13, p. 1867-1886, 2002.

GAMVROUDIS, C.; NIKOLAIDIS, N. P.; TZORAKI, O.; PAPADOULAKIS, V.; KARALEMAS, N. Water and sediment transport modeling of a large temporary river basin in Greece. **Science of the Total Environment**, v. 508, p. 354–365, 2015. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.12.005>>.

GERGOV, G. Suspended sediment load of Bulgarian rivers. **Geo Journal**, v. 1996, p. 387–396, 1996.

GETIRANA, A. C. V. Integrating spatial altimetry data into the automatic calibration of hydrological models. **Journal of Hydrology**, v. 387, p. 244-255, 2010.

GUIMARÃES, M. B. A ANÁLISE HIDROSEDIMENTOLÓGICA NO PLANEJAMENTO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS: CASO DA BACIA DO RIO DOCE-ES-MG BRASIL. In.: **I Congresso Internacional de Hidrossedimentologia**. Porto Alegre, 2015.

GÜNTNER, A. 2002. **Large-scale hydrological modelling in the semi-arid North-East of Brazil**. Dissertation. Institut für Geoökologie, Universität Potsdam, PIK-Report, Nr. p.77, 2002.

GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S.; YAPO, P. O. Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 4, n. 2, p. 135-143, 1999.

GUPTA, H. V.; KLING, H.; YILMAZ, K. K.; MARTINEZ, G. F. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. **Journal of Hydrology**, v. 377, Issues 1-2, p. 80-91, 2009. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2009.08.003. ISSN 0022-1694

GUTTERIDGE HASKINS E DAVEY. **Integrated Quantity/Quality Modelling - Stage 3**, Gutteridge Haskins and Davey, for Department of Water Resources, Sydney, p. 102, 1991.

GUYOT, J. L.; FILIZOLA, N.; GUIMARÃES, V. S. Amazon suspended sediment yield measurements using an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP). First results. In: **Hydrology in the Humid Tropic Environment**, 1998, Kingston. IAHS Red Books - Hydrology in the Humid Tropic Environment. Londres: IAHS, 1998.

HABIBI, M. Sediment transport estimation methods in river systems, Doctor of Philosophy thesis, Department of Civil and Mining Engineering, University of Wollongong, 1994. <http://ro.uow.edu.au/theses/1263>

HAGHIABI, A. H.; ZAREDEHDASHT, E. Evaluation of HEC-RAS ability in erosion and sediment transport forecasting. **World Applied Sciences Journal**, v. 17, n. 11, p. 1490–1497, 2012.

HAIRSINE, P. B.; ROSE, C. W. Modeling Water Erosion Due to Overland Flow Using Physical Principles 1. Sheet Flow. **Water Resources Research**, v. 28, n. 1, p. 237–243, 1992.

HANLEY, N.; FAICHNEY, R.; MUNRO, A.; SHORTLE, J. S. Economic and

environmental modelling for pollution control in an estuary. **Journal of Environmental Management**, v. 52, p. 211–225, 1998.

HARTMANN, C.; BULLA, L. A. S; FELLINI, B. D. Emprego de Mosaico de médio formato e do geoprocessamento na definição dos limites técnicos para extração de areia do baixo rio Jacuí-RS, Brasil. **Gravel**, v. 8, n. 1, p. 9-19, 2010.

HIDROLOGIA DE GRANDE ESCALA (HGE). Hidrologia de Grande Escala. Disponível em: <https://www.ufrgs.br/hge/>. Acesso em: 19 set de 2017.

HORA, A. M.; DIAS, C. A.; GUEDES, G. R.; DA COSTA, A. S. V.; FERRARI JR., M. J. **Território, Mobilidade Populacional e Ambiente: Da exploração econômica da bacia hidrográfica do Rio Doce ao atual processo de degradação de seus recursos naturais**. Editora Univale. Governador Valadares, 2012. Disponível em: [http://gilvanguedes.com/wp-content/uploads/2016/09/hora\\_et\\_al\\_2012\\_livro\\_tmpa\\_cap9.pdf](http://gilvanguedes.com/wp-content/uploads/2016/09/hora_et_al_2012_livro_tmpa_cap9.pdf). Acesso em: 30 jan de 2018.

HUGHES, A. O.; PROSSER, I. P.; STEVENSO, A.; SCOTT, H. LU.; GALLANT, J.. MORAN, C. J. Gully Density mapping for Australian river basins, Technical Report 26/01, **CSIRO Land and Water**, Canberra, 2001.

IBIO - Instituto BioAtlântica. Uso e Cobertura do Solo (mapa). 2012.. Disponível em: <https://www.igeo.org.br/map#>. Acesso em: 26 dez de 2017

JACOB, D. REMO – a model for climate research and weather forecast. **In: Conference proceedings of the first study conference on BALTEX**, Visby, Sweden. International BALTEX Secretariat, Publication No. 3, p. 99, 1995.

JACOMINO, V. M. F. Implementação de Uma Metodologia para Avaliação das Incertezas Associadas às Previsões Feitas por Um Modelo de Transporte de Sedimentos e Poluentes em Bacias Hidrográficas. Tese (Doutorado em Ciências na Área de Tecnologia Nuclear): Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Autarquia associada à Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

JARDIM, P. F.; FLEISCHMANN, A. S.; PELINSON, D.; OLIVEIRA, A. M.; SIQUEIRA, V. A.; FAN, F. M.; COLLISCHONN, W. Manual de exemplo de aplicação do modelo MGB-IPH 2017 utilizando o IPH-Hydro Tools. 2017.

JENSEN, J. R. **Sensoriamento Remoto do Ambiente: uma perspectiva em Recursos Terrestres**. Tradução de J. C. N. Epiphany. (Prentice Hall Series in Geographic Information Science) Tradução de: Remote Sensing of the environment: na earth resource perspective. p. 598. São José dos Campos, SP: Parênteses, 2009

JOHNSON, B. E.; JULIEN, P. Y.; MOLNAR, D. K.; WATSON, C. C. The two-dimensional upland erosion model CASC2D-SED. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 36, n. 1, p. 31– 42, 2000.

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

JULIEN, P. Y.; SIMONS, D. B. Sediment Transport Capacity of Overland Flow. **American Society of Agricultural Engineers**, 1985.

KINNELL, P.; RISSE, L. USLE-M: Empirical modelling rainfall erosion through runoff and sediment concentration. **Soil Sci Soc Am J**, v. 62, n. 6, p. 1667–1672, 1998.

KINNELL, P.; RISSE, L. USLE-M: Empirical modelling rainfall erosion through runoff and sediment concentration. **Soil Sci Soc Am J**, v. 62, n. 6, p. 1667–1672, 1998.

KIRK, J. TO. **Light and photosynthesis in aquatic ecosystems**. Cambridge University Press, 1994.

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

KNISEL, W. G. CREAMS: A Field Scale Model for Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems. **Conservation Research Report – USDA**, v. 26. 1980.

KONZ, M.; CHIARI, M.; RIMKUS, S.; TUROWSKI, J. M.; MOLNAR, P.; RICKENMANN, D.; BURLANDO, P. Sediment transport modelling in a distributed physically based hydrological catchment model. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 9, p. 2821–2837, 2011.

KOSTASCHUCK, R.; BEST, J.; VILLARD, P.; PEAKALL, J.; FRANKLIN, M. Measuring flow velocity and sediment transport with an acoustic Doppler current profiler. **Geomorphology**, v. 68, p. 25-37, 2005.

KROON, F. J.; KUHNERT, P. M.; HENDERSON, B. L.; WILKINSON, S. N.; KINSEY-HENDERSON, A.; ABBOTT, B., ... e TURNER, R. D. River loads of suspended solids, nitrogen, phosphorus and herbicides delivered to the Great Barrier Reef lagoon. **Marine pollution bulletin**, v. 65, n. 4, p. 167-181, 2012.

KRYSANOVA, V.; MU, D.; BECKER, A. Development and test of a spatially distributed hydrological/ water quality model for mesoscale watersheds. **Ecol. Model**, v. 106, n. 2, p. 261–289, 1998.

KUHNLE, R. A.; BINGNER, R. L.; FOSTER, G. R.; GRISSINGER, E. H. Effect of land use changes on sediment transport in Goldwin creek. **Water Resources Research**. V. 32, n. 10, p. 3189-3196,1996.

LAFLEN, J. M.; LANE, L. J.; FOSTER, G. R. WEPP: A new generation of erosion prediction technology. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 46, p. 34–38, 1991.

LAI, Y. G. River and Watershed Modelling: Current Effort and Future Direction. US-China Workshop on Advanced Computational Modelling in Hydroscience & Engineering. Oxford, Mississippi, USA, 2005.

LEGLEITER, C. J.; ROBERTS, D. A. Effects of channel morphology and sensor spatial resolution on image derived depth estimates. **Remote Sensing of Environment**, v. 95, p.231-247, 2005.

LELIS, T. A.; CALIJURI, M. L. Modelagem hidrossedimentológica de bacia hidrográfica na região sudeste do Brasil, utilizando o SWAT. **Ambiente e Agua - An Interdisciplinary Journal of Applied Science**, v. 5, n. 2, p. 158–174, 2010. Disponível em: <<http://www.ambi-agua.net/seer/index.php/ambi-agua/article/view/377>>.

LEOPOLD, L. B.; MADDOCK, T. JR. The Flood Control Controversy. LWW, 1954.

LIMA, J. E. F. W.; LOPES, W. T. A.; CARVALHO, N. DE O.; VIEIRA, M. R.;

SILVA, E. M. Suspended Sediment Fluxes in the Large River Basins of Brazil, 291. **IAHS-AISH** Publication, pp. 355e363, 2005.

LITTLEBOY, M.; FREEBAIRN, D. M.; HAMMER, G. L.; SILBURN, D. M. Impact of soil erosion on production and erosion risks for a wheat cropping system. **Australian Journal of Soil Research**, v. 30, p. 775–788, 1992.

LOBO, F. D. L.; COSTA, M.; NOVO, E. M. L. D. M.; TELMER, K. Distribution of artisanal and small-scale gold mining in the Tapajós River Basin (Brazilian Amazon) over the past 40 years and relationship with water siltation. **Remote Sensing**, v. 8, n. 7, p. 579, 2016.

LODHI, M. A.; RUNDQUIST, D. C.; HAN, L.; KUZILA, M. S. Estimation of suspended sediment concentration in water using integrated surface reflectance. **Geocarto International**, v. 13, n. 2, p. 11-15, 1998.

LONG, C. M.; PAVELSKY, T. M. Remote sensing of suspended sediment concentration and hydrologic connectivity in a complex wetland environment. **Remote Sensing of Environment**, v. 129, p. 197-209, 2013.

LUDWIG, K.; BREMICKER, M. **The Water Balance Model LARSIM – Design, Content and Applications**, Freiburger Schriften zur Hydrologie, Institut für Hydrologie, Uni Freiburg i. Br., 2006.

MACHADO, R. E.; VETTORAZZI, C. A. Simulação da produção de sedimentos para a microbacia hidrográfica do Ribeirão dos Marins (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 4, p. 735–741, 2003.

MARCUS, W. A.; FONSTAD, M. Remote Sensing of rivers: the emergence of a subdiscipline in the river sciences. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, p. 1867-1872, 2010.

MARTINS, D. P.; BRAVARD, J. P.; STEVAUX, J. C. Dynamics of water flow and sediments in the Upper Paraná river between Porto Primavera and Itaipu dams, Brazil. **Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis**, v. 16, n. 2, p. 111–118, 2009.

MARTINS, V. S.; BARBOSA, C. C. F.; DE CARVALHO, L. A. S.; JORGE, D. S. F.; LOBO, F. D. L.; NOVO, E. M. L. D. M. Assessment of Atmospheric Correction Methods for Sentinel-2 MSI Images Applied to Amazon Floodplain Lakes. **Remote Sensing**, v. 9, n. 4, p. 322, 2017.

MERRITT, W. S.; LETCHER, R. A.; JAKEMAN, A. J. A review of erosion and sediment transport models. **Environmental Modelling and Software**, v. 18, n. 8–9, p. 761–799, 2003.

MERTEN, G. H.; MINELLA, G. P. G.; HOROWITZ, A. J.; MORO, M. **Determinação da concentração de Sedimentos em suspensão em rio com uso de turbidímetro**. Porto Alegre, 2014.

MEYER, L. D.; WISCHMEIER, W. H. Mathematical simulation of the processes of soil erosion by water. **Transactions of the ASAE**, v. 12, n. 6, p. 754-758, 1969.

MILLER, R. L.; DEL CASTILLO, C. E.; CHILMAKURI, C.; MCCORQUODALE, J. A.; GEORGIU, I.; MCKEE, B. A.; D'SA, E. J. Using multi-temporal MODIS 250 m data to calibrate and validate a sediment transport model for environmental monitoring of coastal waters. In: **Analysis of Multi-Temporal Remote Sensing Images, 2005**

**International Workshop on the.** IEEE, 2005. p. 200-204.

MILLER, R. L.; MCKEE, B. A. Using MODIS Terra 250 m imagery to map concentrations of total suspended matter in coastal waters. **Remote Sensing of Environment**, v. 93, p. 259-266, 2005.

MILLINGTON, A. C. Reconnaissance Scale Soil Erosion Mapping Using a Simple Geographic Information System in the Humid Tropics. **Land Evaluation for Land-Use Planning and Conservation in Sloping Areas**, p. 64–81, 1986.

MINELLA, J. P.; MERTEN, G. H.; REICHERT, J. M.; CLARKE, R. T. Estimating suspended sediment concentrations from turbidity measurements and the calibration problem. **Hydrological processes**, v. 22, n. 12, p. 1819-1830, 2008.

MONTANHER, O. C.; NOVO, E. M.; BARBOSA, C. C.; RENNÓ, C. D.; SILVA, T. S. Empirical models for estimating the suspended sediment concentration in Amazonian white water rivers using Landsat 5/TM. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 29, p. 67-77, 2014.

MORGAN, R. P. C. **Soil Erosion & Conservation**. 3rd edition. Blackwell Publishing, Oxford, 2005.

MORGAN, R.; QUINTON, J.; SMITH, R.; GOVERS, G. ; POESEN, J. W. A. ; AUERSWALD, K. ; CHISCI, G. ; TORRI, D. ; STYCZEN, M. E. ; FOLLY, A. J. V. The European Soil Erosion Model ( EUROSEM ): documentation and user guide. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 23, p. 527-544, 1998.

MORIASI, D. N.; ARNOLD, J. G.; VAN LIEW, M. W.; BINGNER, R. L.; HARMEL, R. D.; VEITH, T. L. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Trans. Asabe**, v. 50, n. 3, p. 885-900, 2007.

MORRIS, G. L.; FAN, J. **Reservoir Sedimentation**. New York: McGraw-Hill Book Co., 1998.

MUELLER, E. N.; GÜNTNER, A.; FRANCKE, T.; MAMEDE, G. Modelling sediment export, retention and reservoir sedimentation in drylands with the WASA-SED model. **Geoscientific Model Development**, v. 3, n. 1, p. 275–291, 2010.

MUNDAY JR., J. C.; ALFÖLDI, T. T. Landsat test of diffuse reflectance models for aquatic suspended solids measurement. **Remote sensing of environment**, v. 8, n. 2, p. 169-183, 1979.

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

NEITSCH, S. L.; ARNOLD, J. G.; KINIRY, J. R.; WILLIAMS., J. R. **Soil and Water Assessment Tool User's Manual Version 2005**. Diffuse Pollution Conference Dublin, p. 494, 2005.

OLIVEIRA, A.; SANTOS, A.; RIBEIRO, M.; PÓLVORA, C. Aplicação do LISST em praias estuarinas. Exemplo da praia do Alfeite. In.: 2<sup>as</sup> jornadas de Engenharia Hidrográfica. Lisboa, 2012.

OLIVEIRA, K. S. S.; QUARESMA, V. S. Temporal variability in the suspended sediment load and streamflow of the Doce River. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 78, p. 101-115, 2017.

OP DE HIPT, F.; DIEKKRÜGER, B.; STEUP, G.; YIRA, Y.; HOFFMANN, T.; RODE, M. Applying SHETRAN in a Tropical West African Catchment (Dano, Burkina Faso) -Calibration, Validation, Uncertainty Assessment. **Water**, v. 9, n. 2, p. 101, 2017.

PAIVA, R. C. D. ; GIBERTONI, R. F. C. ; PEREIRA, P. S. . Modelagem Hidrossedimentológica do Rio Cachoeira PR: Avaliação de Diferentes Fórmulas de Capacidade de Transporte de Sedimentos. In: **Anais... XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, São Paulo, 2007.

PAIVA, R. C. D. **Modelagem hidrológica e hidrodinâmica de grandes bacias. Estudo de caso: bacia do rio Solimões**. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental): Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.

PAIVA, R. C. D.; BUARQUE, D. C. ; COLLISCHONN, W.; BONNET, M. P.; FRAPPART, F.; CALMANT, S.; BULHÕES MENDES, C. A. Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin. **Water Resources Research**, v. 49, p. 1226-1243, 2013.

PAIVA, R. C. D.; COLLISCHONN, W.; BUARQUE, D. C. Validation of a full hydrodynamic model for large-scale hydrologic modelling in the Amazon. **Hydrological Processes**, v. -, p. n/a-n/a, 2012. DOI: 10.1002/hyp.8425.

PAIVA, R. C. D.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach. **Journal of Hydrology** (Amsterdam), v. 406, p. 170-181, 2011.

PANDEY, A.; HIMANSHU, S. K.; MISHRA, S. K.; SINGH, V. P. Catena Physically based soil erosion and sediment yield models revisited. **Catena**, v. 147, p. 595–620, 2016. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2016.08.002>>.

PAZ, A. R.; BRAVO, J. M.; ALLASIA, D.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Large-scale hydrodynamic modeling of a complex river network and floodplains. **Journal of hydrologic engineering**, v. 15, n. 2, p. 152-165, 2010.

PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; TUCCI C. E. M. Geração de direções de fluxo para modelagem hidrológica de grande escala. In: **Anais... XVI Simpósio de Recursos Hídricos**, João Pessoa, 2005.

PINTO, W. D. P.; LIMA, G. B.; ZANETTI, J. B. Análise Comparativa De Modelos De Séries Temporais Para Modelagem E Previsão De Regimes De Vazões Médias Mensais Do Rio Doce, Colatina - Espírito Santo. **Ciência e Natura**, v. 37, n. 3, p. 1–11, 2015. Disponível em: <<http://cascavel.ufsm.br/revistas/ojs-2.2.2/index.php/cienciaenatura/article/view/17143>> .

PIRH. **Plano Integrado de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio Doce: Relatório Final-Volume I**. Consórcio Ecoplan-Lume, 2010.

POLCYN, F. C.; LYZENGA, D. R. Remote bathymetric and shoal detection with ERTS. **Ann Arbor**, 1975. 55 p. (NASA - CR - ERIM - 193300-51-F).

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

PONTES, P. R. **Modelagem hidrológica e hidrodinâmica integrada da bacia**



**do Rio da Prata.** Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental): Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016.

PROSSER, I. P.; YOUNG, W. J.; RUSTOMJI, P.; HUGHES, A. O.; MORAN, C. J. A model of river sediment budgets as an element of river health assessment. **Proceedings of the International Congress on Modelling and Simulation (MODSIM 2001)**, 2001.

RENARD, K. G.; FOSTER, G. R.; WEESIES, G. A.; PORTER, J. P. RUSLE: Revised Universal Soil Loss Equation. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 46, n. 1, p.30–33, 1991.

RENARD, K. G.; FOSTER, G. R.; YODER, D. C.; MCCOOL, D. K. RUSLE revisited: status, questions, answers, and the future. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 49, n. 3, p. 213– 220, 1994.

RENARD, K.G.; FOSTER, G.R.; WEESIES, G.A.; MCCOOL, D.A. AND YODER, D.C. 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, 1997.

RIBEIRO, L. S.; ALVES, M. DA G. Quantificação de Perda de Solo por Erosão no município de Campos dos Goytacazes/RJ através de Técnicas de Geoprocessamento. **Anais... XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, p. 3039–3046, 2007.

SANTOS, C. A. G.; SILVA, R. M. DA; AGUIAR, L. M. C. Estimativa da produção de sedimentos na bacia experimental jatobá a partir de técnicas de modelagem e geoprocessamento. **XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, 2007.

SANTOS, L. L. MODELOS HIDRÁULICOS-HIDROLÓGICOS : Conceitos e Aplicações. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 2, p. 1–19, 2009.

SARI, V. **MONITORAMENTO E MODELAGEM DA PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS EM UMA BACIA HIDROGRÁFICA NO NOROESTE DO RIO GRANDE DO SUL.** Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental): Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2017.

SARI, V.; CASTRO, N. M. R.; KOBAYAMA, M. Estimativa da concentração de sedimentos suspensos com sensores ópticos: revisão. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 20, n. 4, p. 816-836, 2015.

SARI, V.; CASTRO, N. M. R.; PEDROLLO, O. C. Estimate of Suspended Sediment Concentration from Monitored Data of Turbidity and Water Level Using Artificial Neural Networks. **Water Resources Management**, v. 31, n. 15, p. 4909-4923, 2017.

SCAPIN, J.; PAIVA, J. B. D. de; BELING, F. A. Avaliação de Métodos de Cálculo do Transporte de Sedimentos em um Pequeno Rio Urbano. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, n. 4, p. 5-21, 2007.

SCHUCK, A. **Utilização do Acoustic Doppler Profiler (ADP) para a estimativa da Concentração de Sedimentos em Suspensão (CSS) e turbidez.** Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil): Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2013.

SCHULTZ, G. B.; SIEFERT, C. A. C.; SANTOS, I. DOS. Avaliação do

ARCMUSLE para estimativa da produção de sedimentos na bacia hidrográfica do alto rio Negro, região sul brasileira. **Boletim de Geografia**, v. 31, n. 2, p. 131–141, 2013. Disponível em: <<http://periodicos.uem.br/ojs/index.php/BolGeogr/article/view/13367>>.

SHEN, Z. Y.; CHEN, L.; CHEN, T. Analysis of parameter uncertainty in hydrological and sediment modeling using GLUE method: a case study of SWAT model applied to Three Gorges Reservoir Region, China. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, n. 1, p. 121, 2012.

SILVA, D. S. S.; BLANCO, C. J. C.; PESSOA, F. C. L. Modelo de langbein-schumm para estimativa de produção de sedimentos de uma pequena bacia hidrográfica da amazônica. **I Congresso Internacional de Hidrossedimentologia**, 2015.

SILVA, F. D. G. B. DA; MINOTTI, R. T.; LOMBARDI NETO, F.; PRIMAVESI, O.; CRESTANA, S. Previsão da perda de solo na Fazenda Canchim - SP (EMBRAPA) utilizando geoprocessamento e o USLE 2D. **Engenharia Sanitaria e Ambiental**, v. 15, n. 2, p. 141–148, 2010.

SILVA, I. R. O.; MARTINEZ, J. M.; PISCOYA, R. C. C. C.; COCHONEAU, G.; OLIVEIRA, E. Monitoramento do transporte de sedimentos no rio Doce utilizando dados do sensor espacial MODIS. In.: **XII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos** – ENES. Porto Velho, 2016.

SILVA, C.A.I. da. **Análise de aplicabilidade da interface do modelo hidrológico SWAT-SIG no estudo da produção de sedimentos em uma bacia no nordeste do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento): Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2014.

SILVA, R. M. DA; SANTOS, C. A. G. Estimativa da produção de sedimentos mediante uso de um modelo hidrossedimentológico acoplado a um SIG. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 12, n. 5, p. 520–526, 2008.

SILVA, R. M.; SILVA, L. P.; SANTOS, C. A. G. TÉCNICAS DE GEOPROCESSAMENTO E SENSORIAMENTO REMOTO NA MODELAGEM DOS PROCESSOS DE VAZÃO E DE EROÇÃO NA BACIA DO RIO GUARAÍRA. **Anais...** III Simpósio Regional de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto, Aracaju, 2006.

SIQUEIRA, V. A.; FLEISCHMANN, A.; FAN, F. M.; PAIVA, R. C. D.; PONTES, P. R. M.; COLLISCHONN, W. Desenvolvimento de um modelo hidrológico-hidrodinâmico para a América do Sul: parte 1. In: **XXII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, 2017, Florianópolis. Anais do XXII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Porto Alegre: ABRH, 2017.

SIQUEIRA, V. A.; FLEISCHMANN, A.; JARDIM, P. F.; FAN, F. M.; COLLISCHONN, W. IPH-Hydro Tools: a GIS coupled tool for watershed topology acquisition in an open-source environment. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 21, n. 1, p. 274–287, 2016. Disponível em: <<http://www.abrh.org.br/SGCv3/index.php?PUB=1&ID=188&SUMARIO=5166>>.

SMITH, R. E. A kinematic model for surface mine sediment yield. **Transactions of the ASAE**, p. 1508– 1514, 1981.

SOUZA, N. B.; LOPES, J. W. B.; FEITOSA, E. R.; COSTA, C. A. G.; ARAÚJO, J. C. Aplicação de sensoriamento remoto para estimativa de carga de sedimentos no

rio Jaguaribe, CE. In.: **I Congresso Internacional de Hidrossedimentologia**. Porto Alegre, 2015.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. Associação Brasileira de Recursos Hídricos - ABRH, Porto Alegre, 1998.

UNITED STATES ARMY CORPS OF ENGINEERS - USACE. **HEC-RAS River Analysis System User's Manual – Version 5.0**. Davis, California, 2016.

UNITED STATES ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY - USEPA. **SWRRBWQ Window's interface users guide**. 1994.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY – USGS. Provisional Landsat 8 Surface Reflectance Code (Lasrc) Product. **Product Guide**. Version 3.4. Washington, 2016.

VÁZQUEZ-FERNÁNDEZ, G. Á.; FORMAGGIO, A. R.; EIPHANIO, J. C. N.; GLERIANI, J. M. Determinação de Sequências Culturais em Microbacia Hidrográfica para Caracterização do Fator C da EUPS, Utilizando Fotografia Aérea. **VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, p. 63–67, 1996.

VIEIRA DA SILVA, R. C.; WILSON JR. , G. **Hidráulica Fluvial**. Volume II. COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, p. 256 , 2005.

VINEY, N. R.; SIVAPALAN, M. A conceptual model of sediment transport: application to the Avon River Basin in Western Australia Abstract: **Hydrological processes**, v. 743, n. May 1998, p. 727–743, 1999.

WAGENER, T.; KOLLAT, J. Numerical and visual evaluation of hydrological and environmental models using the Monte Carlo analysis toolbox. **Environmental Modelling & Software**, v. 22, n. 7, p. 1021-1033, 2007.

WANG, J. J.; LU, X. X.; LIEW, S. C.; ZHOU, Y. Retrieval of suspended sediment concentrations in large turbid rivers using Landsat ETM+: an example from the Yangtze River, China. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 34, n. 8, p. 1082-1092, 2009.

WICKS, J. M. Physically-based mathematical modelling of catchment sediment yield. Thesis submitted for the degree of doctor of philosophy, Department of Civil Engineering, University of Newcastle Upon Tyne, SHE 1988.

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

WILLIAMS, J. R. Sediment-yield prediction with universal equation using runoff energy factor. In.: **Proceedings of the Sediment-Yield Workshop**, USDA Sedimentation Laboratory, Oxford, Mississippi. 1975.

WILLIAMSON, T. N.; CRAWFORD, C. G. Estimation of Suspended-Sediment Concentration From Total Suspended Solids and Turbidity Data for Kentucky, 1978-1995. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, v. 47, n. 4, p. 739-749, 2011.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning. U. S. Department of Agriculture, **Agriculture handbook No. 537**, 1978.

WONGCHUIG C., S. .; PAIVA, R. C. D.; ESPINOZA, J. C.; COLLISCHONN, W. (2017). Multi-decadal Hydrological Retrospective: Case study of Amazon floods and droughts. **Journal of Hydrology**, v. 549, pp. 667-684.

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

XUE, C.; CHEN, B.; WU, H. Parameter uncertainty analysis of surface flow and sediment yield in the Huolin Basin, China. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 19, n. 6, p. 1224-1236, 2014.

Yalin, Y. S. An Expression for Bed-Load Transportation. **J. Hydraul. Div. ASCE**, v. 89, p. 221–250, 1963.

YANG, C. T. Incipient motion and sediment transport. **J. Hydraul. Eng**, v 10, p. 1679–1704, 1973.

YANG, C. T. **Sediment transport: Theory and practice**. McGraw-Hill Series in Water Resources and Environmental Engineering, McGraw-Hill, New York ~reprinted by Krieger, Malabar, Fla, 1996.

YANG, C. T. Unit stream power equation for gravel. **J. Hydraulic Eng., ASCE**, v. 110, n. 12, p. 1783-1797, 1984.

YANG, X.; MAO, Z.; HUANG, H.; WANG, T.; LIU, D. Numerical simulation of suspended sediment transport merging with satellite derived data in coastal waters. In: **SPIE Asia-Pacific Remote Sensing**. International Society for Optics and Photonics, p. 92650E-92650E-8, 2014.

YANG, X.; MAO, Z.; HUANG, H.; ZHU, Q. Using GOCI retrieval data to initialize and validate a sediment transport model for monitoring diurnal variation of SSC in Hangzhou Bay, China. **Water**, v. 8, n. 3, p. 108, 2016.

YOUNG, R. A.; ONSTAD, C. A.; BOSCH, D. D.; ANDERSON, W. P. AGNPS, Agricultural Nonpoint Source Pollution. A watershed analysis tool. In: **Conservation Research Report 35**. US Department of Agriculture, Washington, DC, 1987.

YU, B.; ROSE, C. W.; CIELSIOLKA, C. A. A.; COUGHLAN, K. J.; FENTIE, B. Towards a framework for runoff and soil loss prediction using GUEST technology. **Australian Journal of Soil Research**, v. 35, p. 1191–1212, 1997.

ZHANG, M.; DONG, Q.; CUI, T.; XUE, C.; ZHANG, S. Suspended sediment monitoring and assessment for Yellow River estuary from Landsat TM and ETM+ imagery. **Remote Sensing of Environment**, v. 146, p. 136-147, 2014.

## APÊNDICES

### Apêndice I – Formulações matemáticas MGB-SED

*I-a. Fatores de silte, argila, areia e carbono para cálculo do parâmetro K*

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

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

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

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

em que  $SAN$ ,  $SIL$ ,  $ARG$  e  $orgC$  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  $j$ .

*I-b. Equações utilizadas para cálculo do fator LS*

A equação do fator L aplicada a cada pixel  $k(l, s)$  do MDE pode ser escrita como:

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

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  $A(l, c)$  corresponde ao somatório das áreas das superfícies de todos os pixels  $k(l, c)$  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 21/2 quando a direção é diagonal. O expoente  $m$  é obtido pelas expressões:

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

Em que  $Sf$  [%] 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):

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

em que  $\partial z/\partial x$  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:

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

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

em que  $l$  e  $c$  são a linha e a coluna que determinam a posição do pixel na matriz  $k(l, c)$ .

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

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

sendo  $\theta$  o valor de  $Sf$  em graus.

*l-c. Formulações para propagação dos sedimentos das minibacias para a rede de drenagem.*

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

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

em que  $VSED_{i,j}$  [t] é 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:

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

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:

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

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

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

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:

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

*l-d. Formulações para cálculo do transporte da carga de fundo.*

O transporte das cargas de fundo pode ser calculado a partir da solução da Equação de Exner. A variação da área da seção transversal correspondente ao volume depositado ou erodido pode ser explicitada em função das outras variáveis:

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

$$\Delta A_b = - \frac{\Delta t}{1-\lambda} \left( \frac{\partial Q_s}{\partial x} - q_s \right)$$

em que  $\lambda$ [adimensional] a porosidade do material de fundo,  $A_b$ [m<sup>2</sup>] é a área da seção transversal,  $Q_s$ [m<sup>3</sup>/s] é a descarga sólida volumétrica e  $q_s$ [m<sup>2</sup>/s] é a contribuição lateral de sedimentos por unidade de largura.

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:

$$\Delta A_{bi}^t = - \frac{\Delta t}{1-\lambda} \left[ \theta \frac{Q_i^t CT_i^t - Q_{i-1}^t C_{i-1}^t}{\Delta x} + (1-\theta) \frac{Q_i^{t-1} C_i^{t-1} - Q_{i-1}^{t-1} C_{i-1}^{t-1}}{\Delta x} - \frac{QS_m^t + QS_m^{t-1}}{2 \cdot \Delta x} \right],$$

em que  $CT$  é a concentração de sedimentos correspondente a capacidade de transporte do escoamento na seção  $i$  de interesse. A equação acima será chamada de Equação da Área, pois será mencionada novamente no texto.

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 isso, foram adotados limitadores de deposição e erosão, apresentados a seguir:

$$\alpha_d = \frac{\omega_s \cdot \Delta t}{H_{ef}}$$

em que  $\alpha_d$  é o coeficiente de eficiência de deposição,  $\omega_s$  é a velocidade de queda da partícula,  $\Delta t$  é o intervalo de tempo e  $H_{ef}$  é a distância vertical efetiva.

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

em que  $\alpha_e$  é o coeficiente de eficiência de erosão,  $\Delta x$  é a distância percorrida pelo escoamento e  $h$  é a profundidade do escoamento.

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

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

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

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 propaga 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 da Área:

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

A equação utilizada para cálculo da CT foi a equação de Yang (1973, 1984):

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

em que  $CT$  [ppm] é a concentração por peso em parte por milhão;  $U$  [m/s] a velocidade média na seção;  $Uc$  [m/s] é a velocidade média crítica do escoamento;  $S_f$  é a declividade de atrito; e  $\omega_s$  [m/s] é a velocidade de queda da partícula. Os coeficientes  $M$  e  $N$  são calculados para sedimentos com diâmetros  $d$  entre 0.063 mm e 2 mm por:

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

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

e para sedimentos de 2 mm até 10 mm por:

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

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

Em que  $U_* = \sqrt{g \cdot Rh \cdot S_f}$  é a velocidade de cisalhamento,  $Rh$  [m] é o raio hidráulico da seção e  $g$  [m/s<sup>2</sup>] é a aceleração da gravidade.

A velocidade média crítica do escoamento é determinada por:

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

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

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

onde

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

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

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

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

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  $\rho_s/\rho$  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 em cada trecho de rio. Com o método 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 (Buarque et al., 2011). Em todas as seções e em todos os intervalos de tempo a profundidade da água é estimada a partir da equação de Manning, assumindo um 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:

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

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

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

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

## Apêndice II – Relações geomorfológicas para a bacia do rio Doce

Com os dados dos perfis transversais das 27 estações de monitoramento da ANA, foram calculadas as relações geomorfológicas para a bacia do Doce. Estas relações permitem que sejam calculadas as seções transversais para cada minibacia em função da área de drenagem. Os resultados encontrados para as variáveis largura (B) e profundidade (h) são apresentados nas Figuras II-1 e II-2.

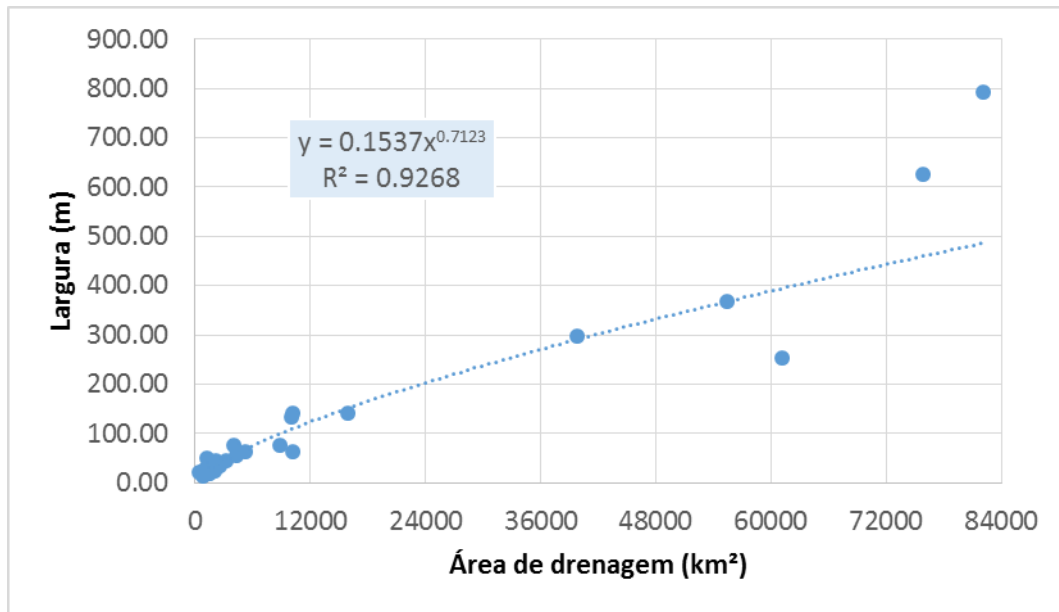


Figura II-1: relação largura do rio versus área de drenagem.

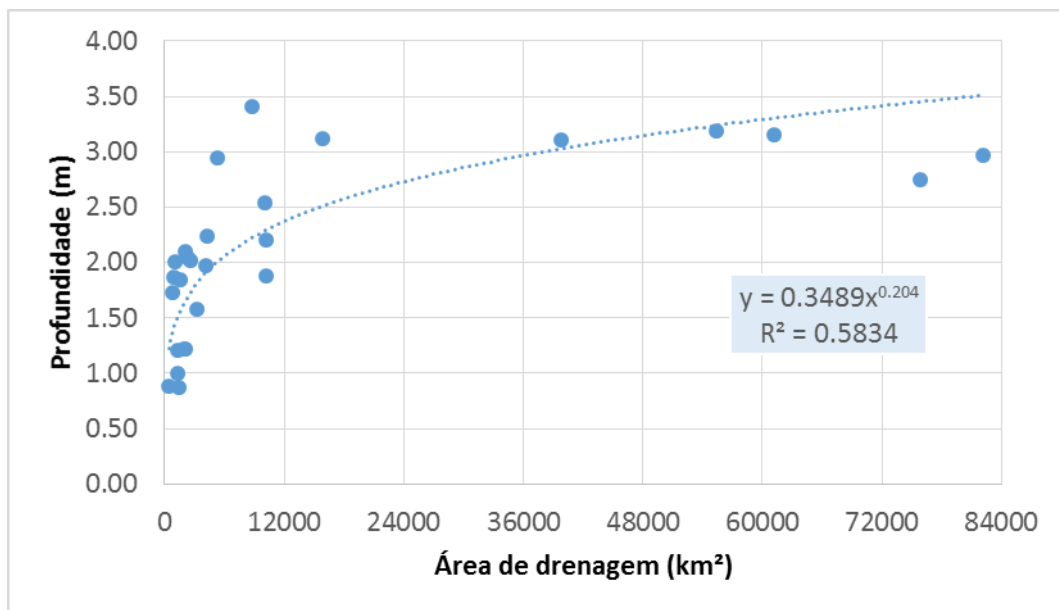


Figura II-2: relação profundidade do rio versus área de drenagem.

### Apêndice III - Parâmetros calibráveis MGB-IPH para a bacia do rio Doce

Tabela III-1: Parâmetros calibráveis da sub-bacia 1

<b>URH</b>	<b>Wm</b>	<b>b</b>	<b>Kbas</b>	<b>Kint</b>	<b>XL</b>	<b>CAP</b>	<b>Wc</b>
<i>FlorRas</i>	600	0.2	3	25	0.68	0	0.1
<i>FlorProf</i>	1000	0.3	3	15	0.68	0	0.1
<i>AgrRas</i>	500	0.2	3	25	0.68	0	0.1
<i>AgrProf</i>	800	0.3	3	15	0.68	0	0.1
<i>CampRas</i>	300	0.2	3	25	0.68	0	0.1
<i>CampProf</i>	600	0.3	3	15	0.68	0	0.1
<i>Varzea</i>	300	0.2	3	25	0.68	0	0.1
<i>ASI</i>	100	0.2	3	15	0.68	0	0.1
<i>Agua</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>CS</i>	15						
<i>CI</i>	50						
<i>CB (h)</i>	5000						
<i>QB(m³/s.km²)</i>	0.01						

Tabela III-2: Parâmetros calibráveis da sub-bacia 2

<b>URH</b>	<b>Wm</b>	<b>b</b>	<b>Kbas</b>	<b>Kint</b>	<b>XL</b>	<b>CAP</b>	<b>Wc</b>
<i>FlorRas</i>	300	0.15	5.6	40	0.68	0	0.1
<i>FlorProf</i>	700	0.2	5.6	40	0.68	0	0.1
<i>AgrRas</i>	300	0.15	5.6	40	0.68	0	0.1
<i>AgrProf</i>	600	0.2	5.6	40	0.68	0	0.1
<i>CampRas</i>	200	0.15	5.6	40	0.68	0	0.1
<i>CampProf</i>	250	0.2	5.6	40	0.68	0	0.1
<i>Varzea</i>	100	0.15	5.6	40	0.68	0	0.1
<i>ASI</i>	100	0.15	5.6	40	0.68	0	0.1
<i>Agua</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>CS</i>	5						
<i>CI</i>	200						
<i>CB (h)</i>	7000						
<i>QB(m³/s.km²)</i>	0.01						

Tabela III-3: Parâmetros calibráveis da sub-bacia 3

<b>URH</b>	<b>Wm</b>	<b>b</b>	<b>Kbas</b>	<b>Kint</b>	<b>XL</b>	<b>CAP</b>	<b>Wc</b>
<i>FlorRas</i>	800	0.3	2.5	40	0.68	0	0.1
<i>FlorProf</i>	1000	0.3	2.5	40	0.68	0	0.1
<i>AgrRas</i>	700	0.3	2.5	40	0.68	0	0.1
<i>AgrProf</i>	900	0.3	2.5	40	0.68	0	0.1
<i>CampRas</i>	500	0.3	2.5	40	0.68	0	0.1
<i>CampProf</i>	600	0.3	2.5	40	0.68	0	0.1
<i>Varzea</i>	500	0.3	2.5	40	0.68	0	0.1
<i>ASI</i>	300	0.3	2.5	40	0.68	0	0.1
<i>Agua</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>CS</i>	15						
<i>CI</i>	200						
<i>CB (h)</i>	7500						
<i>QB(m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup>)</i>	0.01						

Tabela III-4: Parâmetros calibráveis da sub-bacia 4

<b>URH</b>	<b>Wm</b>	<b>b</b>	<b>Kbas</b>	<b>Kint</b>	<b>XL</b>	<b>CAP</b>	<b>Wc</b>
<i>FlorRas</i>	400	0.15	4	40	0.68	0	0.1
<i>FlorProf</i>	600	0.15	4	40	0.68	0	0.1
<i>AgrRas</i>	300	0.15	4	40	0.68	0	0.1
<i>AgrProf</i>	500	0.15	4	40	0.68	0	0.1
<i>CampRas</i>	200	0.15	4	40	0.68	0	0.1
<i>CampProf</i>	300	0.15	4	40	0.68	0	0.1
<i>Varzea</i>	200	0.15	4	40	0.68	0	0.1
<i>ASI</i>	200	0.15	4	40	0.68	0	0.1
<i>Agua</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>CS</i>	15						
<i>CI</i>	200						
<i>CB (h)</i>	3500						
<i>QB(m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup>)</i>	0.01						

Tabela III-5: Parâmetros calibráveis da sub-bacia 5

<b>URH</b>	<b>Wm</b>	<b>b</b>	<b>Kbas</b>	<b>Kint</b>	<b>XL</b>	<b>CAP</b>	<b>Wc</b>
<i>FlorRas</i>	800	0.3	2.8	35	0.68	0	0.1
<i>FlorProf</i>	1000	0.3	2.8	35	0.68	0	0.1
<i>AgrRas</i>	700	0.3	2.8	35	0.68	0	0.1
<i>AgrProf</i>	900	0.3	2.8	35	0.68	0	0.1
<i>CampRas</i>	500	0.3	2.8	30	0.68	0	0.1
<i>CampProf</i>	600	0.3	2.8	30	0.68	0	0.1
<i>Varzea</i>	500	0.3	2.8	35	0.68	0	0.1
<i>ASI</i>	300	0.3	2.8	30	0.68	0	0.1
<i>Agua</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>CS</i>	15						
<i>CI</i>	250						
<i>CB (h)</i>	7500						
<i>QB(m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup>)</i>	0.01						

Tabela III-6: Parâmetros calibráveis da sub-bacia 6

<b>URH</b>	<b>Wm</b>	<b>b</b>	<b>Kbas</b>	<b>Kint</b>	<b>XL</b>	<b>CAP</b>	<b>Wc</b>
<i>FlorRas</i>	600	0.2	4	35	0.68	0	0.1
<i>FlorProf</i>	700	0.2	4	35	0.68	0	0.1
<i>AgrRas</i>	500	0.2	4	35	0.68	0	0.1
<i>AgrProf</i>	600	0.2	4	35	0.68	0	0.1
<i>CampRas</i>	300	0.2	4	30	0.68	0	0.1
<i>CampProf</i>	400	0.2	4	35	0.68	0	0.1
<i>Varzea</i>	300	0.2	4	35	0.68	0	0.1
<i>ASI</i>	200	0.2	2	30	0.68	0	0.1
<i>Agua</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>CS</i>	10						
<i>CI</i>	100						
<i>CB (h)</i>	7000						
<i>QB(m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup>)</i>	0.01						

Tabela III-7: Parâmetros calibráveis da sub-bacia 7

<b>URH</b>	<b>Wm</b>	<b>b</b>	<b>Kbas</b>	<b>Kint</b>	<b>XL</b>	<b>CAP</b>	<b>Wc</b>
<i>FlorRas</i>	600	0.35	2.5	30	0.68	0	0.1
<i>FlorProf</i>	700	0.4	4.5	30	0.68	0	0.1
<i>AgrRas</i>	500	0.35	2.5	30	0.68	0	0.1
<i>AgrProf</i>	700	0.4	4	30	0.68	0	0.1
<i>CampRas</i>	300	0.35	2.5	30	0.68	0	0.1
<i>CampProf</i>	500	0.4	4	30	0.68	0	0.1
<i>Varzea</i>	300	0.3	2.5	30	0.68	0	0.1
<i>ASI</i>	300	0.3	2.5	30	0.68	0	0.1
<i>Agua</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>CS</i>	15						
<i>CI</i>	50						
<i>CB (h)</i>	5500						
<i>QB(m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup>)</i>	0.01						

Tabela III-8: Parâmetros calibráveis da sub-bacia 8

<b>URH</b>	<b>Wm</b>	<b>b</b>	<b>Kbas</b>	<b>Kint</b>	<b>XL</b>	<b>CAP</b>	<b>Wc</b>
<i>FlorRas</i>	600	0.1	3	20	0.68	0	0.1
<i>FlorProf</i>	700	0.1	4.2	30	0.68	0	0.1
<i>AgrRas</i>	500	0.1	3	20	0.68	0	0.1
<i>AgrProf</i>	700	0.1	4.2	30	0.68	0	0.1
<i>CampRas</i>	300	0.1	3	20	0.68	0	0.1
<i>CampProf</i>	500	0.1	4	30	0.68	0	0.1
<i>Varzea</i>	300	0.1	3	20	0.68	0	0.1
<i>ASI</i>	300	0.1	3	20	0.68	0	0.1
<i>Agua</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>CS</i>	15						
<i>CI</i>	100						
<i>CB (h)</i>	3800						
<i>QB(m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup>)</i>	0.01						



Tabela III-9: Parâmetros calibráveis da sub-bacia 9

<b>URH</b>	<b>Wm</b>	<b>b</b>	<b>Kbas</b>	<b>Kint</b>	<b>XL</b>	<b>CAP</b>	<b>Wc</b>
<i>FlorRas</i>	300	0.2	0.8	4	0.68	0	0.1
<i>FlorProf</i>	600	0.15	1	7	0.68	0	0.1
<i>AgrRas</i>	200	0.2	0.8	4	0.68	0	0.1
<i>AgrProf</i>	500	0.15	1	7	0.68	0	0.1
<i>CampRas</i>	200	0.2	0.8	4	0.68	0	0.1
<i>CampProf</i>	600	0.15	1	7	0.68	0	0.1
<i>Varzea</i>	300	0.2	2	4	0.68	0	0.1
<i>ASI</i>	100	0.2	2	4	0.68	0	0.1
<i>Agua</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>CS</i>	30						
<i>CI</i>	500						
<i>CB (h)</i>	5000						
<i>QB(m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup>)</i>	0.01						

Tabela III-10: Parâmetros calibráveis da sub-bacia 10

<b>URH</b>	<b>Wm</b>	<b>b</b>	<b>Kbas</b>	<b>Kint</b>	<b>XL</b>	<b>CAP</b>	<b>Wc</b>
<i>FlorRas</i>	300	0.2	0.8	4	0.68	0	0.1
<i>FlorProf</i>	600	0.15	1	7	0.68	0	0.1
<i>AgrRas</i>	200	0.2	0.8	4	0.68	0	0.1
<i>AgrProf</i>	500	0.15	1	7	0.68	0	0.1
<i>CampRas</i>	200	0.2	0.8	4	0.68	0	0.1
<i>CampProf</i>	600	0.15	1	7	0.68	0	0.1
<i>Varzea</i>	300	0.2	2	4	0.68	0	0.1
<i>ASI</i>	100	0.2	2	4	0.68	0	0.1
<i>Agua</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>CS</i>	30						
<i>CI</i>	500						
<i>CB (h)</i>	5000						
<i>QB(m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup>)</i>	0.01						

Tabela III-11: Parâmetros calibráveis da sub-bacia 11

<b>URH</b>	<b>Wm</b>	<b>b</b>	<b>Kbas</b>	<b>Kint</b>	<b>XL</b>	<b>CAP</b>	<b>Wc</b>
<i>FlorRas</i>	300	0.2	0.8	4	0.68	0	0.1
<i>FlorProf</i>	600	0.15	1	7	0.68	0	0.1
<i>AgrRas</i>	200	0.2	0.8	4	0.68	0	0.1
<i>AgrProf</i>	500	0.15	1	7	0.68	0	0.1
<i>CampRas</i>	200	0.2	0.8	4	0.68	0	0.1
<i>CampProf</i>	600	0.15	1	7	0.68	0	0.1
<i>Varzea</i>	300	0.2	2	4	0.68	0	0.1
<i>ASI</i>	100	0.2	2	4	0.68	0	0.1
<i>Agua</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>CS</i>	30						
<i>CI</i>	500						
<i>CB (h)</i>	5000						
<i>QB(m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup>)</i>	0.01						

Tabela III-12: Parâmetros calibráveis da sub-bacia 12

<b>URH</b>	<b>Wm</b>	<b>b</b>	<b>Kbas</b>	<b>Kint</b>	<b>XL</b>	<b>CAP</b>	<b>Wc</b>
<i>FlorRas</i>	400	0.27	2	4	0.68	0	0.1
<i>FlorProf</i>	500	0.27	2	4	0.68	0	0.1
<i>AgrRas</i>	300	0.27	2	4	0.68	0	0.1
<i>AgrProf</i>	400	0.27	2	4	0.68	0	0.1
<i>CampRas</i>	200	0.27	2	4	0.68	0	0.1
<i>CampProf</i>	300	0.27	2	4	0.68	0	0.1
<i>Varzea</i>	150	0.27	2	4	0.68	0	0.1
<i>ASI</i>	150	0.27	2	4	0.68	0	0.1
<i>Agua</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>CS</i>	20						
<i>CI</i>	80						
<i>CB (h)</i>	3500						
<i>QB(m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup>)</i>	0.01						

Tabela III-13: Parâmetros calibráveis da sub-bacia 13

<b>URH</b>	<b>Wm</b>	<b>b</b>	<b>Kbas</b>	<b>Kint</b>	<b>XL</b>	<b>CAP</b>	<b>Wc</b>
<i>FlorRas</i>	300	0.2	6	60	0.68	0	0.1
<i>FlorProf</i>	300	0.2	6	60	0.68	0	0.1
<i>AgrRas</i>	300	0.2	6	60	0.68	0	0.1
<i>AgrProf</i>	300	0.2	6	60	0.68	0	0.1
<i>CampRas</i>	300	0.2	6	60	0.68	0	0.1
<i>CampProf</i>	300	0.2	6	60	0.68	0	0.1
<i>Varzea</i>	300	0.2	6	60	0.68	0	0.1
<i>ASI</i>	300	0.2	6	60	0.68	0	0.1
<i>Agua</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>CS</i>	20						
<i>CI</i>	500						
<i>CB (h)</i>	6000						
<i>QB(m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup>)</i>	0.01						

Tabela III-14: Parâmetros calibráveis da sub-bacia 14

<b>URH</b>	<b>Wm</b>	<b>b</b>	<b>Kbas</b>	<b>Kint</b>	<b>XL</b>	<b>CAP</b>	<b>Wc</b>
<i>FlorRas</i>	750	0.3	3	40	0.68	0	0.1
<i>FlorProf</i>	850	0.3	3	40	0.68	0	0.1
<i>AgrRas</i>	650	0.3	3	40	0.68	0	0.1
<i>AgrProf</i>	750	0.3	3	40	0.68	0	0.1
<i>CampRas</i>	350	0.3	3	40	0.68	0	0.1
<i>CampProf</i>	450	0.3	3	40	0.68	0	0.1
<i>Varzea</i>	300	0.3	3	40	0.68	0	0.1
<i>ASI</i>	300	0.3	3	40	0.68	0	0.1
<i>Agua</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>CS</i>	20						
<i>CI</i>	200						
<i>CB (h)</i>	3500						
<i>QB(m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup>)</i>	0.01						

Tabela III-15: Parâmetros calibráveis da sub-bacia 15

<b>URH</b>	<b>Wm</b>	<b>b</b>	<b>Kbas</b>	<b>Kint</b>	<b>XL</b>	<b>CAP</b>	<b>Wc</b>
<i>FlorRas</i>	400	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>FlorProf</i>	450	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>AgrRas</i>	300	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>AgrProf</i>	350	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>CampRas</i>	200	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>CampProf</i>	300	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>Varzea</i>	200	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>ASI</i>	200	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>Agua</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>CS</i>	20						
<i>CI</i>	220						
<i>CB (h)</i>	4000						
<i>QB(m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup>)</i>	0.01						

Tabela III-16: Parâmetros calibráveis da sub-bacia 16

<b>URH</b>	<b>Wm</b>	<b>b</b>	<b>Kbas</b>	<b>Kint</b>	<b>XL</b>	<b>CAP</b>	<b>Wc</b>
<i>FlorRas</i>	400	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>FlorProf</i>	450	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>AgrRas</i>	300	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>AgrProf</i>	350	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>CampRas</i>	200	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>CampProf</i>	300	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>Varzea</i>	200	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>ASI</i>	200	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>Agua</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>CS</i>	20						
<i>CI</i>	100						
<i>CB (h)</i>	4000						
<i>QB(m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup>)</i>	0.01						

Tabela III-17: Parâmetros calibráveis da sub-bacia 17

<b>URH</b>	<b>Wm</b>	<b>b</b>	<b>Kbas</b>	<b>Kint</b>	<b>XL</b>	<b>CAP</b>	<b>Wc</b>
<i>FlorRas</i>	400	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>FlorProf</i>	450	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>AgrRas</i>	300	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>AgrProf</i>	350	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>CampRas</i>	200	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>CampProf</i>	300	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>Varzea</i>	200	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>ASI</i>	200	0.28	3	30	0.68	0	0.1
<i>Agua</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>CS</i>	20						
<i>CI</i>	100						
<i>CB (h)</i>	4000						
<i>QB(m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup>)</i>	0.01						

#### Apêndice IV - Parâmetros calibráveis do MGB-SED para a bacia do rio Doce

Tabela IV-1: Parâmetros calibráveis do experimento A1

<b>A1</b> <i>Parâmetro/sub-bacia</i>	<b>Dados usados na calibração</b>			
	<b>CSS</b>	<b>RefVer</b>	<b>Turb</b>	<b>SST</b>
<b><math>\alpha 1</math></b>	9.578	16.308	11.862	11.748
<b><math>\beta 1</math></b>	0.595	0.529	0.838	0.713
<b>TKS1</b>	1.192	1.806	0.775	0.788
<b><math>\alpha 2</math></b>	11.990	16.712	13.357	10.802
<b><math>\beta 2</math></b>	0.685	0.495	0.790	0.606
<b>TKS2</b>	1.157	1.741	0.640	0.845
<b><math>\alpha 3</math></b>	12.380	14.074	12.844	11.195
<b><math>\beta 3</math></b>	0.602	0.473	0.833	0.634
<b>TKS3</b>	0.986	1.414	0.827	1.324
<b><math>\alpha 4</math></b>	13.656	14.894	11.448	11.628
<b><math>\beta 4</math></b>	0.684	0.491	0.763	0.597
<b>TKS4</b>	1.088	1.499	0.757	0.779
<b><math>\alpha 5</math></b>	11.821	18.863	12.990	10.684
<b><math>\beta 5</math></b>	0.673	0.849	0.850	0.677
<b>TKS5</b>	1.152	0.937	1.472	1.522

Tabela IV-1: Parâmetros calibráveis do experimento B1

<i>Parâmetro/sub- bacia</i>	<b>Dados usados na calibração</b>			
	CSS	RefVer	Turb	SST
<i><math>\alpha 1</math></i>	6.931	10.403	15.902	9.708
<i><math>\beta 1</math></i>	0.641	0.595	0.674	0.613
<b>TKS1</b>	0.692	0.939	0.654	0.797

Tabela IV-2: Parâmetros calibráveis do experimento B2

<i>Parâmetro/sub- bacia</i>	<b>Dados usados na calibração</b>			
	CSS	RefVer	Turb	SST
<i><math>\alpha 1</math></i>	11.364	-	-	-
<i><math>\beta 1</math></i>	0.646	-	-	-
<b>TKS1</b>	1.505	-	-	-
<i><math>\alpha 2</math></i>	11.526	-	-	-
<i><math>\beta 2</math></i>	0.682	-	-	-
<b>TKS2</b>	1.423	-	-	-
<i><math>\alpha 3</math></i>	9.770	-	-	-
<i><math>\beta 3</math></i>	0.719	-	-	-
<b>TKS3</b>	1.148	-	-	-
<i><math>\alpha 4</math></i>	8.556	-	-	-
<i><math>\beta 4</math></i>	0.708	-	-	-
<b>TKS4</b>	1.408	-	-	-
<i><math>\alpha 5</math></i>	11.756	-	-	-
<i><math>\beta 5</math></i>	0.825	-	-	-
<b>TKS5</b>	1.229	-	-	-

Tabela IV-3: Parâmetros calibráveis do experimento B3

<i>Parâmetro/sub-bacia</i>	<b>Dados usados na calibração</b>			
	CSS	RefVer	Turb	SST
<i><math>\alpha 1</math></i>	15.140	11.692	9.833	14.621
<i><math>\beta 1</math></i>	0.695	0.559	0.690	0.824
<b>TKS1</b>	1.031	1.116	0.687	0.690
<i><math>\alpha 2</math></i>	12.167	17.518	11.675	13.399
<i><math>\beta 2</math></i>	0.730	0.554	0.679	0.718
<b>TKS2</b>	1.076	1.152	0.822	0.925
<i><math>\alpha 3</math></i>	10.915	14.094	9.864	12.515
<i><math>\beta 3</math></i>	0.617	0.556	0.610	0.755
<b>TKS3</b>	0.681	2.045	0.903	0.788
<i><math>\alpha 4</math></i>	13.438	15.268	11.408	12.003
<i><math>\beta 4</math></i>	0.720	0.539	0.680	0.713
<b>TKS4</b>	0.808	1.346	0.946	0.659
<i><math>\alpha 5</math></i>	10.660	13.943	13.818	10.621
<i><math>\beta 5</math></i>	0.710	0.758	0.798	0.755
<b>TKS5</b>	1.165	0.819	1.635	1.370

Tabela IV-4: Parâmetros calibráveis do experimento B4

<i>Parâmetro/sub-bacia</i>	<b>Dados usados na calibração</b>			
	CSS	RefVer	Turb	SST
<i><math>\alpha 1</math></i>	11.097	11.135	11.386	13.259
<i><math>\beta 1</math></i>	0.696	0.627	0.675	0.647
<b>TKS1</b>	1.060	1.458	1.020	0.688
<i><math>\alpha 2</math></i>	8.978	9.979	12.466	8.767
<i><math>\beta 2</math></i>	0.731	0.568	0.609	0.541
<b>TKS2</b>	1.179	1.671	0.727	0.458
<i><math>\alpha 3</math></i>	12.195	14.074	10.656	13.940
<i><math>\beta 3</math></i>	0.679	0.631	0.594	0.611
<b>TKS3</b>	0.821	1.393	1.124	1.193
<i><math>\alpha 4</math></i>	10.274	11.357	11.986	14.509
<i><math>\beta 4</math></i>	0.746	0.604	0.603	0.589
<b>TKS4</b>	0.946	1.602	0.824	0.821
<i><math>\alpha 5</math></i>	11.566	10.424	11.430	11.274
<i><math>\beta 5</math></i>	0.808	0.786	0.684	0.642
<b>TKS5</b>	1.251	1.260	0.928	0.925
<i><math>\alpha 6</math></i>	10.358	12.703	11.822	13.781
<i><math>\beta 6</math></i>	0.650	0.876	0.881	0.491
<b>TKS6</b>	1.365	1.951	1.184	1.214

<i>Parâmetro/sub-bacia</i>	<b>Dados usados na calibração</b>			
	<b>CSS</b>	<b>RefVer</b>	<b>Turb</b>	<b>SST</b>
<i><math>\alpha 7</math></i>	13.010	11.599	12.741	10.600
<i><math>\beta 7</math></i>	0.778	0.760	0.802	0.761
<b>TKS7</b>	1.065	1.132	1.001	0.948
<i><math>\alpha 8</math></i>	12.430	15.084	13.619	12.758
<i><math>\beta 8</math></i>	0.552	0.931	0.695	0.641
<b>TKS8</b>	1.207	1.088	1.154	0.885
<i><math>\alpha 9</math></i>	14.403	12.815	12.991	13.670
<i><math>\beta 9</math></i>	0.821	0.755	0.605	0.594
<b>TKS9</b>	1.163	1.276	1.094	1.260
<i><math>\alpha 10</math></i>	11.333	13.562	11.430	12.934
<i><math>\beta 10</math></i>	0.616	0.616	0.690	0.680
<b>TKS11</b>	1.046	1.115	1.599	0.521
<i><math>\alpha 11</math></i>	10.379	14.978	10.954	13.273
<i><math>\beta 11</math></i>	0.558	0.647	0.882	0.812
<b>TKS11</b>	1.073	1.531	1.231	1.357
<i><math>\alpha 12</math></i>	13.139	14.241	10.533	12.776
<i><math>\beta 12</math></i>	0.668	0.908	0.650	0.476
<b>TKS12</b>	1.281	1.318	1.168	0.718
<i><math>\alpha 13</math></i>	11.510	13.686	10.709	10.277
<i><math>\beta 13</math></i>	0.674	0.754	0.659	0.440
<b>TKS13</b>	1.041	1.195	1.181	1.042
<i><math>\alpha 14</math></i>	11.482	11.563	13.056	12.986
<i><math>\beta 14</math></i>	0.497	0.877	0.701	0.515
<b>TKS14</b>	1.218	1.407	1.026	0.936
<i><math>\alpha 15</math></i>	13.828	14.958	12.084	10.907
<i><math>\beta 15</math></i>	0.680	0.565	0.645	0.497
<b>TKS15</b>	1.279	1.592	0.936	1.040
<i><math>\alpha 16</math></i>	10.040	12.731	11.527	11.536
<i><math>\beta 16</math></i>	0.697	0.790	0.704	0.655
<b>TKS16</b>	0.987	1.418	1.206	0.581
<i><math>\alpha 17</math></i>	13.581	16.528	13.307	12.193
<i><math>\beta 17</math></i>	0.734	0.712	0.444	0.550
<b>TKS17</b>	1.259	0.916	0.894	1.280



Tabela IV-5: Parâmetros calibráveis do experimento B5

Parâmetro/sub-bacia	Dados usados na calibração			
	CSS	RefVer	Turb	SST
$\alpha 1$	7.758	13.607	3.847	11.813
$\beta 1$	1.335	0.555	0.669	0.505
<b>TKS1</b>	0.600	1.932	2.517	2.865
$\alpha 2$	11.408	14.728	21.533	16.060
$\beta 2$	0.900	0.623	0.576	0.511
<b>TKS2</b>	1.626	0.949	1.230	0.909
$\alpha 3$	16.843	20.371	16.698	21.229
$\beta 3$	0.742	0.546	0.656	0.611
<b>TKS3</b>	0.275	0.621	0.461	1.649
$\alpha 4$	6.097	4.335	3.691	22.027
$\beta 4$	1.048	0.497	0.479	0.577
<b>TKS4</b>	2.904	1.679	2.649	1.339
$\alpha 5$	21.401	11.526	8.693	16.331
$\beta 5$	0.431	0.488	0.581	0.634
<b>TKS5</b>	2.056	1.314	1.194	2.249
$\alpha 6$	10.750	13.907	3.120	5.697
$\beta 6$	1.000	0.599	0.433	0.613
<b>TKS6</b>	1.624	2.247	0.552	1.057
$\alpha 7$	9.672	17.196	10.785	11.318
$\beta 7$	0.806	0.552	0.487	0.528
<b>TKS7</b>	0.327	2.198	2.405	0.761
$\alpha 8$	6.240	11.440	13.880	8.405
$\beta 8$	0.683	0.453	0.437	0.568
<b>TKS8</b>	0.935	1.607	1.030	0.896
$\alpha 9$	5.736	15.158	23.179	12.087
$\beta 9$	1.188	0.571	0.530	0.504
<b>TKS9</b>	1.072	1.577	0.520	2.656
$\alpha 10$	9.488	16.184	13.836	9.549
$\beta 10$	0.678	0.465	0.540	0.582
<b>TKS11</b>	2.871	1.425	0.674	1.972
$\alpha 11$	16.752	8.654	16.833	9.558
$\beta 11$	0.664	0.505	0.537	0.524
<b>TKS11</b>	0.105	1.523	1.325	2.188
$\alpha 12$	12.470	13.616	6.656	22.890
$\beta 12$	0.410	0.608	0.652	0.489
<b>TKS12</b>	0.209	2.899	2.518	1.196
$\alpha 13$	5.746	17.193	15.557	8.679
$\beta 13$	1.659	0.552	0.590	0.511
<b>TKS13</b>	2.659	2.944	0.950	0.973

<i>Parâmetro/sub-bacia</i>	<b>Dados usados na calibração</b>			
	<b>CSS</b>	<b>RefVer</b>	<b>Turb</b>	<b>SST</b>
<i><math>\alpha_{14}</math></i>	9.528	10.523	21.367	9.399
<i><math>\beta_{14}</math></i>	0.724	0.595	0.511	0.587
<b>TKS14</b>	1.128	1.333	2.111	1.791
<i><math>\alpha_{15}</math></i>	8.500	14.705	2.221	16.606
<i><math>\beta_{15}</math></i>	0.375	0.567	0.627	0.574
<b>TKS15</b>	0.600	1.494	0.323	1.269
<i><math>\alpha_{16}</math></i>	4.334	2.493	19.385	18.150
<i><math>\beta_{16}</math></i>	1.477	0.588	0.624	0.579
<b>TKS16</b>	2.462	0.356	2.477	1.467
<i><math>\alpha_{17}</math></i>	15.853	7.368	11.333	11.620
<i><math>\beta_{17}</math></i>	0.207	0.521	0.616	0.516
<b>TKS17</b>	0.221	1.281	0.403	1.782

Tabela IV-6: Parâmetros calibráveis do experimento B8

<i>Parâmetro/sub-bacia</i>	<b>Dados usados na calibração</b>			
	<b>CSS</b>	<b>RefVer</b>	<b>Turb</b>	<b>SST</b>
<i><math>\alpha_1</math></i>	16.177	10.898	10.980	12.361
<i><math>\beta_1</math></i>	1.069	0.710	0.729	0.843
<b>TKS1</b>	1.211	1.229	0.910	1.159
<i><math>\alpha_2</math></i>	12.922	12.995	11.090	9.443
<i><math>\beta_2</math></i>	0.977	0.688	0.540	0.615
<b>TKS2</b>	1.343	1.026	1.317	1.425
<i><math>\alpha_3</math></i>	16.810	14.425	9.484	8.718
<i><math>\beta_3</math></i>	0.835	0.806	0.911	0.955
<b>TKS3</b>	1.243	0.845	1.235	1.173
<i><math>\alpha_4</math></i>	10.572	16.591	10.898	11.809
<i><math>\beta_4</math></i>	0.703	0.525	0.715	0.971
<b>TKS4</b>	1.094	1.338	1.390	1.052
<i><math>\alpha_5</math></i>	12.488	15.602	11.175	8.202
<i><math>\beta_5</math></i>	0.550	0.905	0.687	0.669
<b>TKS5</b>	1.711	1.261	0.866	0.656
<i><math>\alpha_6</math></i>	15.426	16.232	14.337	14.530
<i><math>\beta_6</math></i>	0.887	0.678	0.731	0.776
<b>TKS6</b>	1.541	1.597	1.397	1.557
<i><math>\alpha_7</math></i>	10.470	14.496	14.012	8.421
<i><math>\beta_7</math></i>	0.767	0.740	0.683	0.757
<b>TKS7</b>	1.110	1.403	1.063	0.730
<i><math>\alpha_8</math></i>	13.693	15.126	12.675	15.274
<i><math>\beta_8</math></i>	0.937	0.773	0.598	0.658

<i>Parâmetro/sub-bacia</i>	<b>Dados usados na calibração</b>			
	CSS	RefVer	Turb	SST
<b>TKS8</b>	1.203	1.329	1.005	0.854
$\alpha_9$	15.901	12.377	13.878	12.756
$\beta_9$	0.673	0.669	0.648	0.827
<b>TKS9</b>	1.307	1.338	1.495	0.963
$\alpha_{10}$	12.855	9.686	12.676	16.570
$\beta_{10}$	0.938	0.625	0.767	0.877
<b>TKS11</b>	1.376	1.526	0.952	1.023
$\alpha_{11}$	11.639	9.683	12.430	10.894
$\beta_{11}$	0.524	0.657	0.864	0.806
<b>TKS11</b>	1.754	1.566	1.226	1.277
$\alpha_{12}$	14.437	14.244	12.308	15.451
$\beta_{12}$	0.794	0.672	0.676	0.840
<b>TKS12</b>	0.888	1.201	0.792	0.752
$\alpha_{13}$	13.304	12.858	12.286	15.454
$\beta_{13}$	0.664	0.820	0.749	1.087
<b>TKS13</b>	1.041	1.201	1.288	1.347
$\alpha_{14}$	12.083	9.752	11.983	11.191
$\beta_{14}$	0.805	0.620	0.603	0.645
<b>TKS14</b>	1.512	0.921	1.149	1.834
$\alpha_{15}$	14.870	12.474	14.339	8.714
$\beta_{15}$	0.799	0.847	0.726	0.824
<b>TKS15</b>	1.662	1.426	1.150	1.127
$\alpha_{16}$	10.314	12.967	11.484	13.294
$\beta_{16}$	0.872	0.884	0.618	1.112
<b>TKS16</b>	1.130	0.857	0.983	1.548
$\alpha_{17}$	15.210	10.764	9.950	15.470
$\beta_{17}$	0.871	0.765	0.655	0.619
<b>TKS17</b>	1.308	0.886	1.107	0.893

Tabela IV-7: Parâmetros calibráveis do experimento C1

<i>Parâmetro/sub-bacia</i>	<b>Dados usados na calibração</b>			
	CSS	RefVer	Turb	SST
$\alpha_1$	11.418	13.692	14.487	16.494
$\beta_1$	0.592	0.581	0.581	0.759
<b>TKS1</b>	0.848	1.892	1.717	0.620
$\alpha_2$	12.695	16.350	17.595	18.555
$\beta_2$	0.683	0.569	0.580	0.682
<b>TKS2</b>	1.520	1.095	1.379	0.505
$\alpha_3$	21.100	10.336	15.960	15.779

<i>Parâmetro/sub-bacia</i>	CSS	RefVer	Turb	SST
$\beta_3$	0.656	0.494	0.512	0.668
<b>TKS3</b>	0.771	1.283	1.462	0.690
$\alpha_4$	12.349	13.378	12.036	7.227
$\beta_4$	0.698	0.548	0.550	0.575
<b>TKS4</b>	1.352	1.525	1.419	0.619
$\alpha_5$	8.576	12.430	10.094	10.602
$\beta_5$	0.631	0.911	0.704	0.739
<b>TKS5</b>	1.146	1.057	1.143	0.871

Tabela IV-8: Parâmetros calibráveis do experimento C2

<i>Parâmetro/sub-bacia</i>	<b>Dados usados na calibração</b>			
	CSS	RefVer	Turb	SST
$\alpha_1$	11.725	11.504	12.078	12.357
$\beta_1$	0.590	0.569	0.662	0.669
<b>TKS1</b>	1.112	1.267	1.008	1.117
$\alpha_2$	11.329	11.265	11.601	11.114
$\beta_2$	0.533	0.557	0.588	0.521
<b>TKS2</b>	0.952	0.817	1.027	0.806
$\alpha_3$	11.679	11.554	10.623	11.448
$\beta_3$	0.594	0.581	0.552	0.536
<b>TKS3</b>	0.972	0.996	0.562	0.826
$\alpha_4$	12.367	11.252	12.115	11.731
$\beta_4$	0.547	0.549	0.667	0.584
<b>TKS4</b>	1.103	0.898	0.821	1.166
$\alpha_5$	11.484	11.437	10.593	11.530
$\beta_5$	0.460	0.599	0.622	0.599
<b>TKS5</b>	1.136	1.044	0.955	1.140
$\alpha_6$	11.545	11.633	11.774	10.930
$\beta_6$	0.488	0.595	0.514	0.461
<b>TKS6</b>	0.754	0.861	0.531	1.151
$\alpha_7$	11.431	11.304	12.104	12.092
$\beta_7$	0.629	0.549	0.632	0.602
<b>TKS7</b>	1.473	1.058	1.218	0.789
$\alpha_8$	12.285	10.603	12.092	11.244
$\beta_8$	0.573	0.545	0.496	0.482
<b>TKS8</b>	1.054	0.967	1.061	1.075
$\alpha_9$	11.151	11.922	10.016	11.665
$\beta_9$	0.550	0.552	0.499	0.574
<b>TKS9</b>	0.878	1.011	0.820	0.898

<i>Parâmetro/sub-bacia</i>	<b>Dados usados na calibração</b>			
	CSS	RefVer	Turb	SST
<i><math>\alpha_{10}</math></i>	11.750	11.146	12.375	11.660
<i><math>\beta_{10}</math></i>	0.611	0.604	0.486	0.533
<b>TKS11</b>	1.121	0.967	1.170	1.330
<i><math>\alpha_{11}</math></i>	11.598	11.511	10.810	11.834
<i><math>\beta_{11}</math></i>	0.583	0.547	0.665	0.591
<b>TKS11</b>	0.756	1.182	0.978	1.149
<i><math>\alpha_{12}</math></i>	12.402	11.396	11.460	12.049
<i><math>\beta_{12}</math></i>	0.572	0.586	0.584	0.595
<b>TKS12</b>	1.186	0.914	0.715	0.871
<i><math>\alpha_{13}</math></i>	11.123	11.766	10.990	11.696
<i><math>\beta_{13}</math></i>	0.646	0.550	0.545	0.597
<b>TKS13</b>	1.313	1.110	1.137	0.942
<i><math>\alpha_{14}</math></i>	11.882	12.035	11.834	10.838
<i><math>\beta_{14}</math></i>	0.622	0.581	0.607	0.505
<b>TKS14</b>	1.276	0.969	1.039	0.711
<i><math>\alpha_{15}</math></i>	11.206	11.837	12.285	11.207
<i><math>\beta_{15}</math></i>	0.575	0.540	0.576	0.608
<b>TKS15</b>	1.076	1.012	1.484	0.919
<i><math>\alpha_{16}</math></i>	11.793	11.365	12.081	11.091
<i><math>\beta_{16}</math></i>	0.693	0.659	0.515	0.589
<b>TKS16</b>	0.770	1.117	1.246	1.031
<i><math>\alpha_{17}</math></i>	11.397	11.420	10.978	12.391
<i><math>\beta_{17}</math></i>	0.576	0.549	0.630	0.612
<b>TKS17</b>	0.977	1.091	1.178	1.043

Tabela IV-9: Parâmetros calibráveis do experimento C3

<i>Parâmetro/sub-bacia</i>	<b>Dados usados na calibração</b>			
	CSS	RefVer	Turb	SST
<i><math>\alpha_1</math></i>	10.944	11.026	11.246	11.925
<i><math>\beta_1</math></i>	0.577	0.616	0.646	0.632
<b>TKS1</b>	1.005	1.131	0.928	1.105
<i><math>\alpha_2</math></i>	12.095	11.902	11.437	11.094
<i><math>\beta_2</math></i>	0.588	0.578	0.600	0.543
<b>TKS2</b>	1.206	1.005	1.139	1.108
<i><math>\alpha_3</math></i>	11.328	11.944	11.618	12.026
<i><math>\beta_3</math></i>	0.661	0.565	0.620	0.567
<b>TKS3</b>	0.871	0.532	1.082	0.972
<i><math>\alpha_4</math></i>	11.345	10.419	11.471	11.006
<i><math>\beta_4</math></i>	0.643	0.505	0.544	0.589

## Dados usados na calibração

<i>Parâmetro/sub-bacia</i>	CSS	RefVer	Turb	SST
<b>TKS4</b>	0.843	1.025	0.865	1.113
<i>α5</i>	11.510	11.765	11.098	12.436
<i>β5</i>	0.415	0.564	0.563	0.571
<b>TKS5</b>	0.806	1.169	0.785	0.986
<i>α6</i>	10.349	11.524	12.313	11.039
<i>β6</i>	0.650	0.546	0.501	0.570
<b>TKS6</b>	1.292	0.917	1.046	1.018
<i>α7</i>	11.460	11.589	11.589	11.173
<i>β7</i>	0.650	0.571	0.582	0.565
<b>TKS7</b>	0.826	1.189	0.727	0.996
<i>α8</i>	10.972	10.848	12.113	12.007
<i>β8</i>	0.688	0.484	0.515	0.496
<b>TKS8</b>	1.105	0.812	1.025	0.909
<i>α9</i>	10.648	12.426	11.987	11.882
<i>β9</i>	0.521	0.606	0.550	0.537
<b>TKS9</b>	0.737	1.028	1.011	1.170
<i>α10</i>	11.651	11.234	11.855	11.034
<i>β10</i>	0.620	0.470	0.505	0.535
<b>TKS11</b>	0.878	0.858	0.768	1.098
<i>α11</i>	11.633	11.462	11.266	12.178
<i>β11</i>	0.632	0.549	0.553	0.599
<b>TKS11</b>	0.514	0.902	0.829	1.094
<i>α12</i>	11.075	11.170	11.178	11.559
<i>β12</i>	0.589	0.597	0.606	0.577
<b>TKS12</b>	1.176	1.063	1.034	0.886
<i>α13</i>	11.468	11.262	11.208	10.690
<i>β13</i>	0.576	0.653	0.622	0.571
<b>TKS13</b>	1.116	0.927	1.255	1.110
<i>α14</i>	11.476	12.805	12.048	11.804
<i>β14</i>	0.592	0.549	0.527	0.501
<b>TKS14</b>	1.164	1.372	0.981	1.008
<i>α15</i>	10.011	10.277	11.125	11.027
<i>β15</i>	0.616	0.568	0.618	0.570
<b>TKS15</b>	1.073	0.938	1.016	1.032
<i>α16</i>	10.946	11.915	12.243	11.664
<i>β16</i>	0.666	0.662	0.501	0.562
<b>TKS16</b>	0.750	0.852	0.915	0.817
<i>α17</i>	11.983	12.097	11.491	11.721
<i>β17</i>	0.572	0.635	0.570	0.596
<b>TKS17</b>	1.201	0.968	0.931	0.823

Tabela IV-10: Parâmetros calibráveis do experimento D1

Parâmetro/sub- bacia	Dados usados na calibração			
	CSS	RefVer	Turb	SST
$\alpha 1$	12.01	-	-	-
$\beta 1$	0.90	-	-	-
<b>TKS1</b>	1.76	-	-	-
$\alpha 2$	14.85	-	-	-
$\beta 2$	0.95	-	-	-
<b>TKS2</b>	1.68	-	-	-
$\alpha 3$	10.04	-	-	-
$\beta 3$	0.95	-	-	-
<b>TKS3</b>	1.31	-	-	-
$\alpha 4$	14.39	-	-	-
$\beta 4$	0.78	-	-	-
<b>TKS4</b>	1.47	-	-	-
$\alpha 5$	12.21	-	-	-
$\beta 5$	0.98	-	-	-
<b>TKS5</b>	1.52	-	-	-
$\alpha 6$	12.25	-	-	-
$\beta 6$	0.89	-	-	-
<b>TKS6</b>	1.69	-	-	-
$\alpha 7$	11.45	-	-	-
$\beta 7$	0.65	-	-	-
<b>TKS7</b>	1.10	-	-	-
$\alpha 8$	13.95	-	-	-
$\beta 8$	0.69	-	-	-
<b>TKS8</b>	1.41	-	-	-
$\alpha 9$	10.87	-	-	-
$\beta 9$	1.17	-	-	-
<b>TKS9</b>	1.69	-	-	-
$\alpha 10$	13.27	-	-	-
$\beta 10$	0.79	-	-	-
<b>TKS11</b>	1.64	-	-	-
$\alpha 11$	11.92	-	-	-
$\beta 11$	0.98	-	-	-
<b>TKS11</b>	1.44	-	-	-
$\alpha 12$	14.84	-	-	-
$\beta 12$	0.82	-	-	-
<b>TKS12</b>	1.67	-	-	-
$\alpha 13$	13.34	-	-	-
$\beta 13$	0.95	-	-	-
<b>TKS13</b>	1.83	-	-	-

<i>Parâmetro/sub-bacia</i>	<b>Dados usados na calibração</b>			
	CSS	RefVer	Turb	SST
<i><math>\alpha 14</math></i>	13.69	-	-	-
<i><math>\beta 14</math></i>	0.97	-	-	-
<b>TKS14</b>	1.55	-	-	-
<i><math>\alpha 15</math></i>	13.84	-	-	-
<i><math>\beta 15</math></i>	1.07	-	-	-
<b>TKS15</b>	1.73	-	-	-
<i><math>\alpha 16</math></i>	13.92	-	-	-
<i><math>\beta 16</math></i>	0.85	-	-	-
<b>TKS16</b>	1.72	-	-	-
<i><math>\alpha 17</math></i>	11.31	-	-	-
<i><math>\beta 17</math></i>	0.94	-	-	-
<b>TKS17</b>	1.61	-	-	-

## Apêndice V – Estações de dados observados utilizadas nos experimentos

Tabela V-1: Estações sedimentométricas

<b>Estação de CSS</b>	<b>Rio</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>
56075000	Piranga	-20,67	-43,09
56415000	Casca	-20,23	-42,65
56425000	Doce	-19,99	-42,67
56539000	Doce	-19,78	-42,48
56696000	Piracicaba	-19,52	-42,64
56775000	Santo Antônio	-19,23	-43,02
56787000	do Tanque	-19,33	-43,07
56800000	Guanhães	-18,89	-43,08
56825000	Santo Antônio	-19,19	-42,42
56846000	Corrente Grande	-18,95	-42,36
56850000	Doce	-18,88	-41,95
56860000	Suaçuí Grande	-18,36	-42,60
56891900	Suaçuí Grande	-18,57	-41,92
56915500	Itambacuri	-18,46	-41,81
56935000	Caratinga	-19,37	-42,10
56948005	Doce	-19,34	-41,24
56976000	Manhuaçu	-19,74	-41,79
56989400	José Pedro	-19,59	-41,46
56990000	Manhuaçu	-19,49	-41,16
56990990	Guandu	-20,08	-41,12
56991500	Guandu	-19,90	-41,06



<b>Estação de CSS</b>	<b>Rio</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>
56994500	Doce	-19,53	-40,63
56995500	Pancas	-19,42	-40,69
56997000	São José	-19.04	-40.53
<i>Fazenda ouro fino (Cemig)</i>	Santo Antônio	-19.19	-42.88

**Tabela V-2: Estações virtuais de reflectância espectral de superfície na faixa do vermelho**

<b>Estação de Reflectância</b>	<b>Rio</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>
<i>Rio Piranga</i>	Doce	-20.28	-42.91
<i>Casca Mont.</i>	Doce	-20.00	-42.69
<i>Casca Jus.</i>	Doce	-19.92	-42.61
<i>Ipatinga Mont.</i>	Doce	-19.57	-42.50
<i>Piracicaba</i>	Piracicaba	-19.52	-42.55
<i>Ipatinga Jus.</i>	Doce	-19.34	-42.41
<i>St. Antônio</i>	Santo Antônio	-19.23	-42.35
<i>Baguari Mont.</i>	Doce	-19.14	-42.19
<i>Baguari</i>	Suaçuí Pequeno	-19.03	-42.17
<i>Governador Valadares (GV)</i>	Doce	-18.89	-41.96
<i>Suaçuí</i>	Suaçuí Grande	-18.83	-41.80
<i>Ribeirão Traíra</i>	Ribeirão Traíra	-18.91	-41.73
<i>Tumiritinga</i>	Doce	-18.97	-41.66
<i>Caratinga</i>	Caratinga	-19.07	-41.55
<i>Con. Pena</i>	Doce	-19.17	-41.45
<i>Reserv. Aimorés</i>	Doce	-19.43	-41.10
<i>Manhuaçu</i>	Manhuaçu	-19.49	-41.11
<i>Colatina</i>	Doce	-19.51	-40.61
<i>Pancas</i>	Pancas	-19.51	-40.61
<i>São José</i>	São José	-19.12	-40.24
<i>Linhares</i>	Doce	-19.42	-40.08

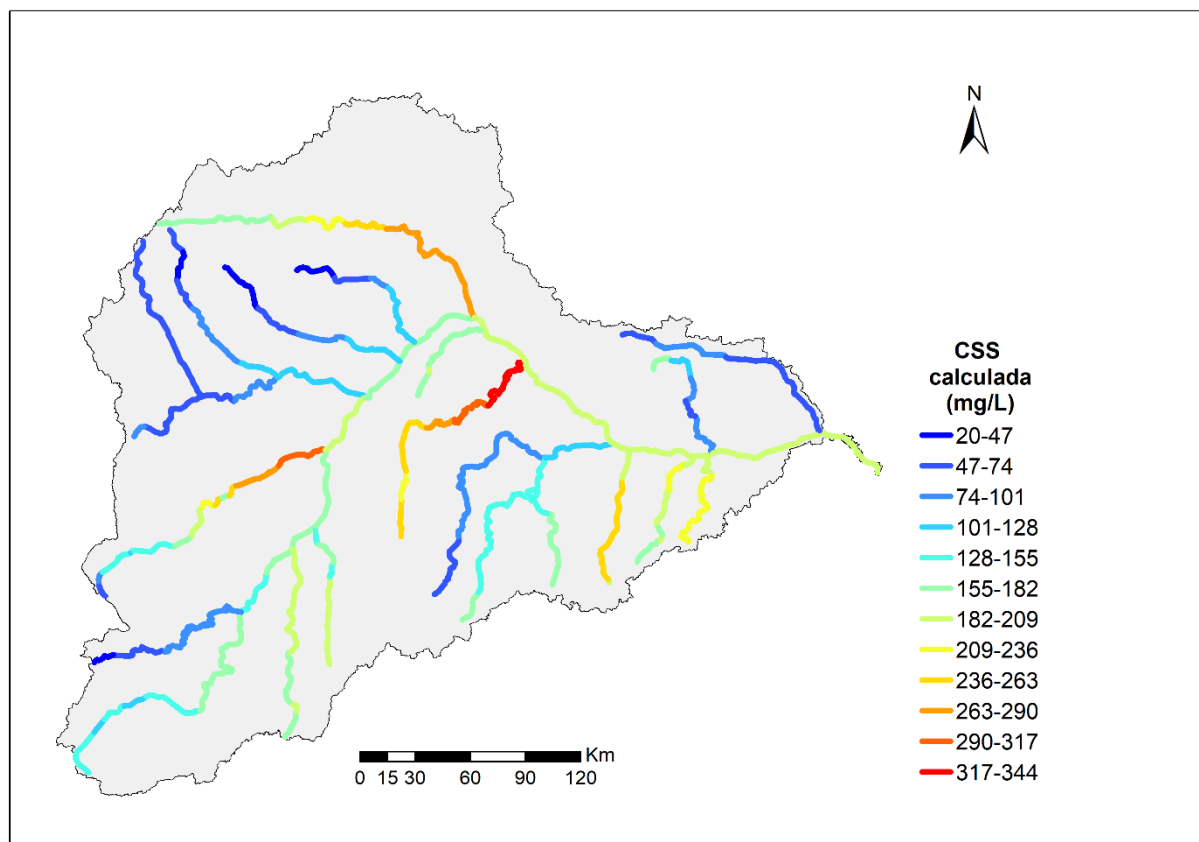
**Tabela V-3: Estações de qualidade com dados de turbidez e SST**

<b>Estação de turbidez e SST</b>	<b>Rio</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>
<i>RD001</i>	Rio Piranga	-20.69	-43.3
<i>RD004</i>	Rio Xopotó	-20.79	-43.12
<i>RD007</i>	Rio Piranga	-20.67	-43.09
<i>RD009</i>	Rio do Carmo	-20.35	-43.32
<i>RD013</i>	Rio Piranga	-20.38	-42.9
<i>RD018</i>	Rio Casca	-20.1	-42.63
<i>RD019</i>	Rio Doce	-20.02	-42.75

<b>Estação de turbidez e SST</b>	<b>Rio</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>
<i>RD021</i>	Rio Matipó	-20.08	-42.47
<i>RD023</i>	Rio Doce	-19.76	-42.48
<i>RD025</i>	Rio Piracicaba	-19.94	-43.18
<i>RD026</i>	Rio Piracicaba	-19.83	-43.13
<i>RD027</i>	Rio Santa Bárbara	-19.81	-43.23
<i>RD029</i>	Rio Piracicaba	-19.77	-43.04
<i>RD030</i>	Rio do Peixe	-19.73	-43.03
<i>RD031</i>	Rio Piracicaba	-19.53	-42.66
<i>RD032</i>	Rio Piracicaba	-19.62	-42.8
<i>RD033</i>	Rio Doce	-19.33	-42.38
<i>RD034</i>	Rio Piracicaba	-19.53	-42.6
<i>RD035</i>	Rio Doce	-19.49	-42.49
<i>RD039</i>	Rio Santo Antônio	-19.22	-42.34
<i>RD040</i>	Rio Corrente Grande	-19.02	-42.16
<i>RD044</i>	Rio Doce	-18.88	-41.95
<i>RD045</i>	Rio Doce	-18.86	-41.83
<i>RD049</i>	Rio Suaçuí Grande	-18.58	-41.92
<i>RD053</i>	Rio Doce	-18.97	-41.65
<i>RD056</i>	Rio Caratinga	-19.73	-42.13
<i>RD057</i>	Rio Caratinga	-19.07	-41.54
<i>RD058</i>	Rio Doce	-19.17	-41.46
<i>RD059</i>	Rio Doce	-19.35	-41.24
<i>RD064</i>	Rio Manhuaçu	-20.12	-41.92
<i>RD065</i>	Rio Manhuaçu	-19.5	-41.17
<i>RD067</i>	Rio Doce	-19.51	-41.01
<i>RD068</i>	Rio Piranga	-21.06	-43.66
<i>RD069</i>	Rio Piranga	-20.82	-43.59
<i>RD070</i>	Rio Turvo	-20.58	-42.99
<i>RD071</i>	Rio do Carmo	-20.28	-43.03
<i>RD072</i>	Rio Doce	-19.25	-42.89
<i>RD073</i>	Ribeirão do Sacramento	-19.71	-42.45
<i>RD075</i>	Rio Piracicaba	-20.16	-43.29
<i>RD076</i>	Rio da Prata	-19.78	-43
<i>RD077</i>	Rio Santo Antônio	-19.07	-43.45
<i>RD078</i>	Rio Preto do Itambé	-19.29	-43.18
<i>RD079</i>	Rio do Peixe	-19.1	-43.17
<i>RD080</i>	Rio do Tanque	-19.28	-43.02
<i>RD081</i>	Rio Santo Antônio	-19.22	-42.88
<i>RD082</i>	Rio Guanhões	-19.05	-42.88
<i>RD083</i>	Rio Doce	-19.1	-42.15
<i>RD084</i>	Rio Suaçuí Pequeno	-18.78	-42.14
<i>RD085</i>	Rio Suaçuí Grande	-18.36	-42.79
<i>RD086</i>	Rio Suaçuí Grande	-18.38	-42.3

<b>Estação de turbidez e SST</b>	<b>Rio</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>
RD087	Rio Urupuca	-18.42	-42.05
RD088	Rio Itambacuri	-18.59	-41.8
RD089	Rio Suaçuí Grande	-18.85	-41.78
RD090	Ribeirão Traíras	-18.96	-41.91
RD091	Córrego do Pião	-19.99	-42.15
RD092	Rio Preto	-19.51	-41.87
RD093	Rio Caratinga	-19.35	-41.85
RD094	Rio do Eme	-19.18	-41.3
RD095	Rio Manhuaçu	-20.29	-42.15
RD096	Rio São Mateus	-20.16	-41.97
RD097	Rio José Pedro	-19.65	-41.46
RD098	Rio Manhuaçu	-19.53	-41.65
RD099	Rio Maquiné	-20.07	-43.41

**Apêndice VI – Valores diários médios de longo período da CSS calculada, CSS observada, reflectância de superfície na faixa do vermelho e turbidez.**



**Figura VI-1: valores diários médios de longo período da CSS calculada.**

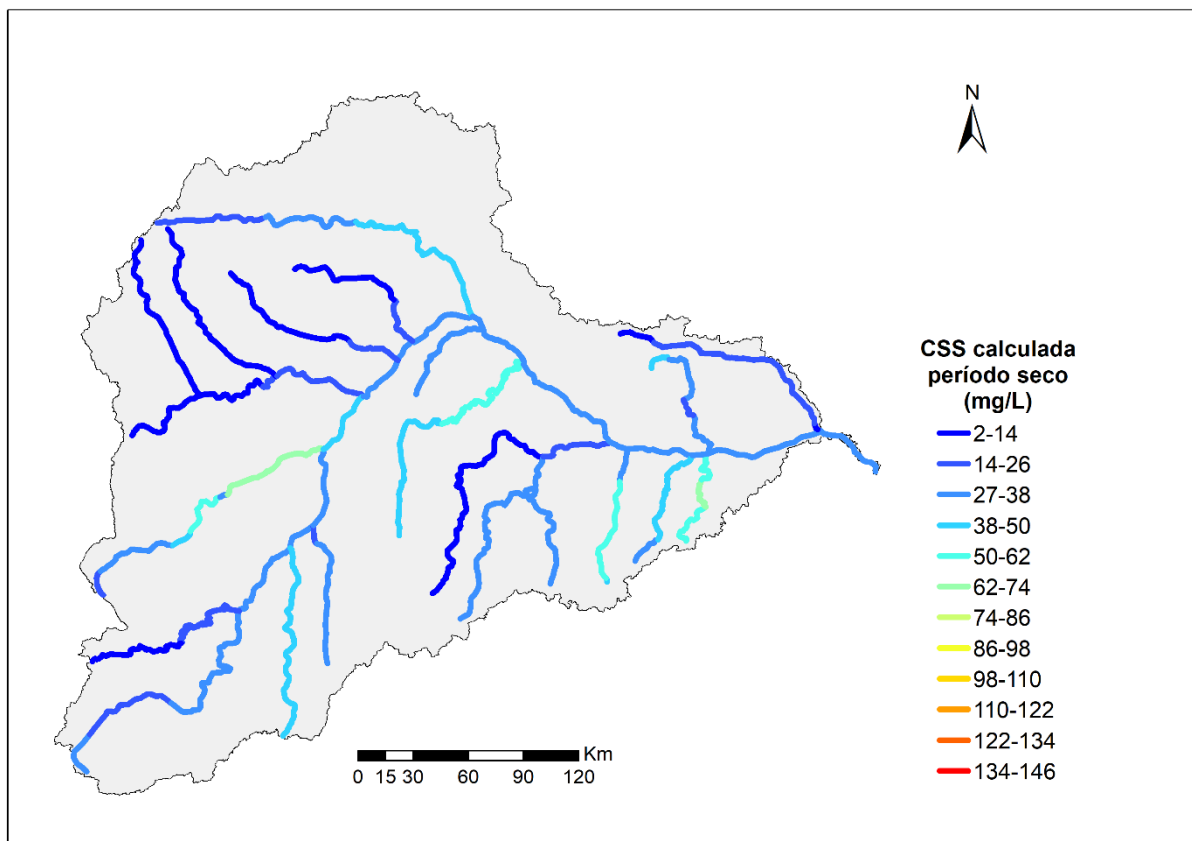


Figura VI-2: valores diários médios de longo período da CSS calculada para o período seco (abril a setembro).

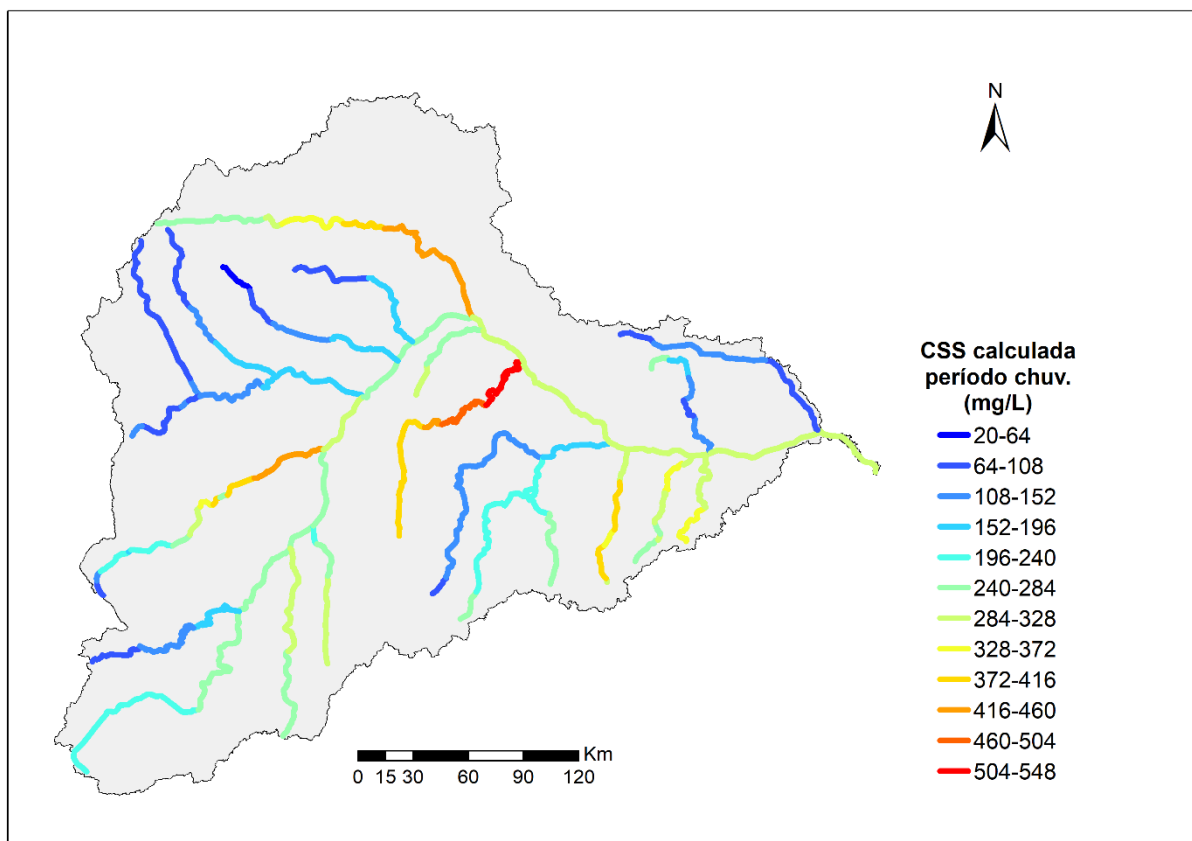


Figura VI-3: valores diários médios de longo período da CSS calculada para o período chuvoso (outubro a março).

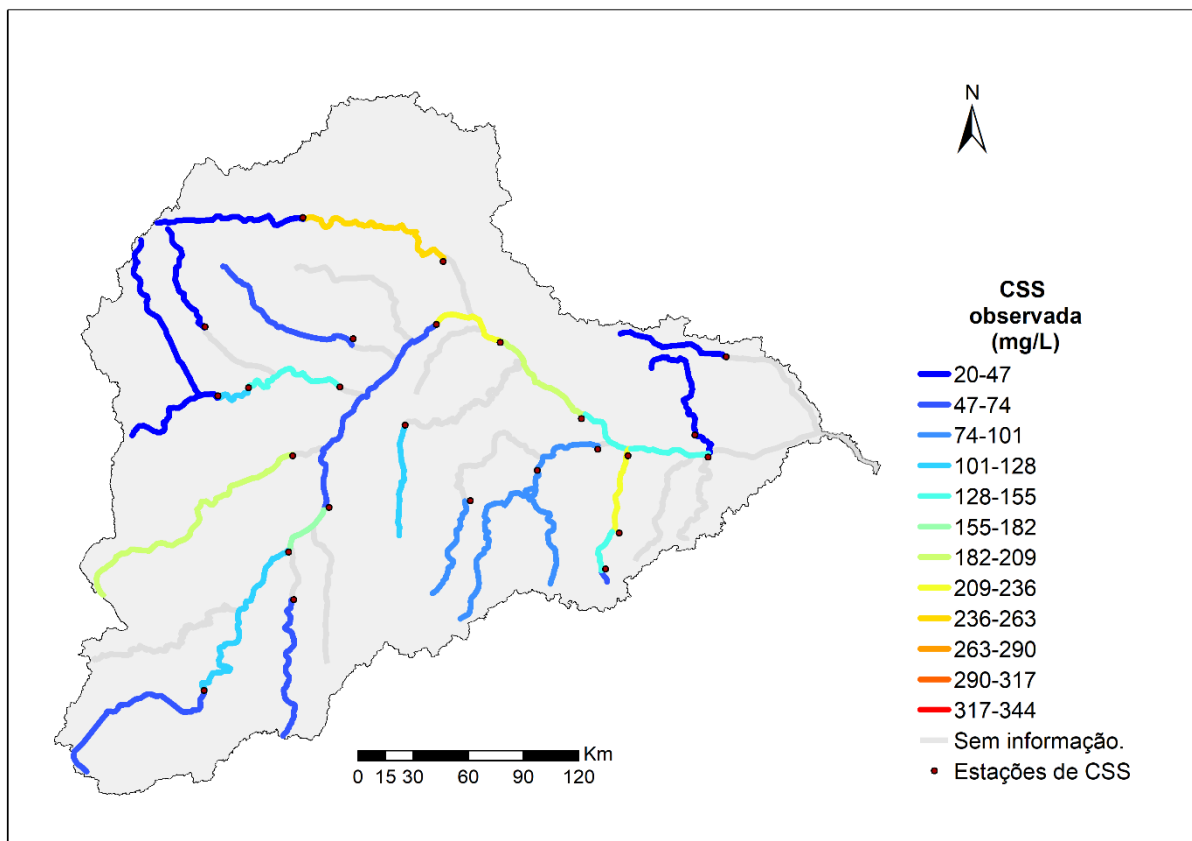


Figura VI-4: valores diários médios de longo período da CSS observada.

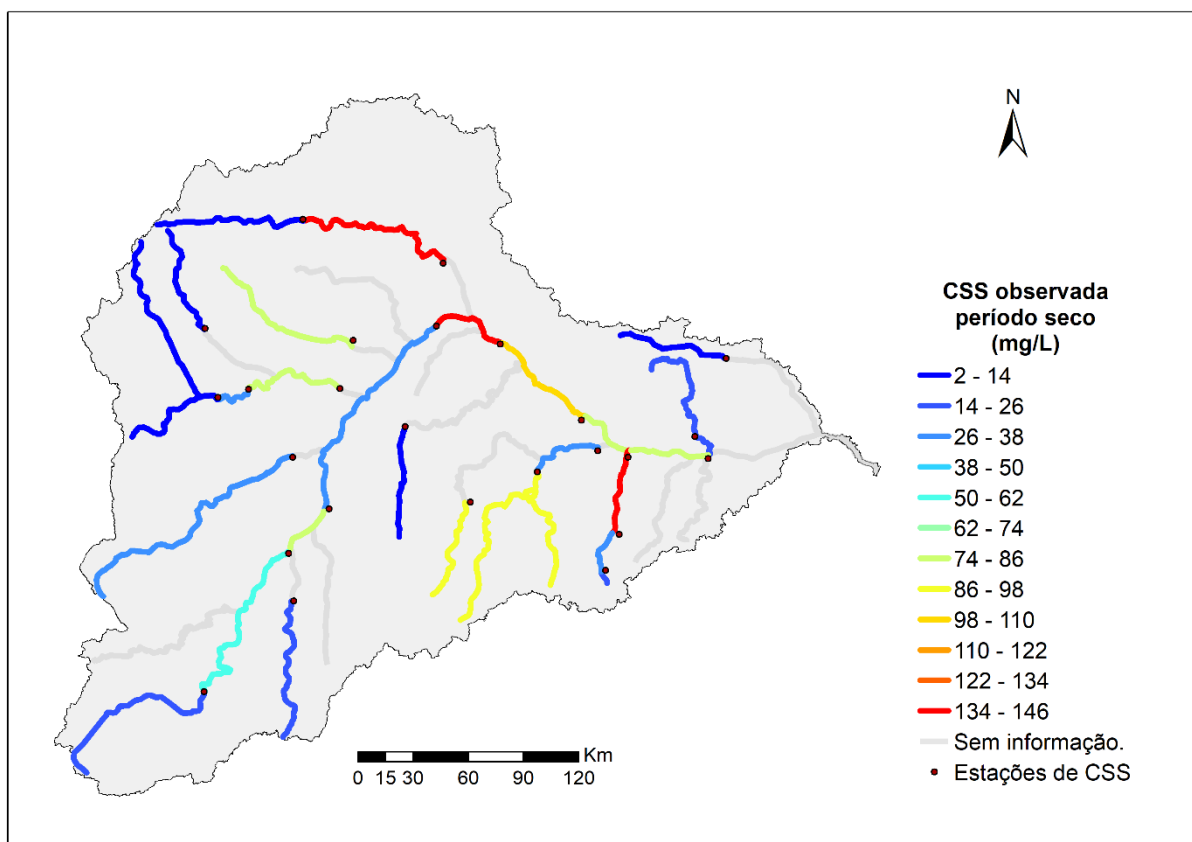


Figura VI-5: valores diários médios de longo período da CSS observada para o período seco (abril a setembro).

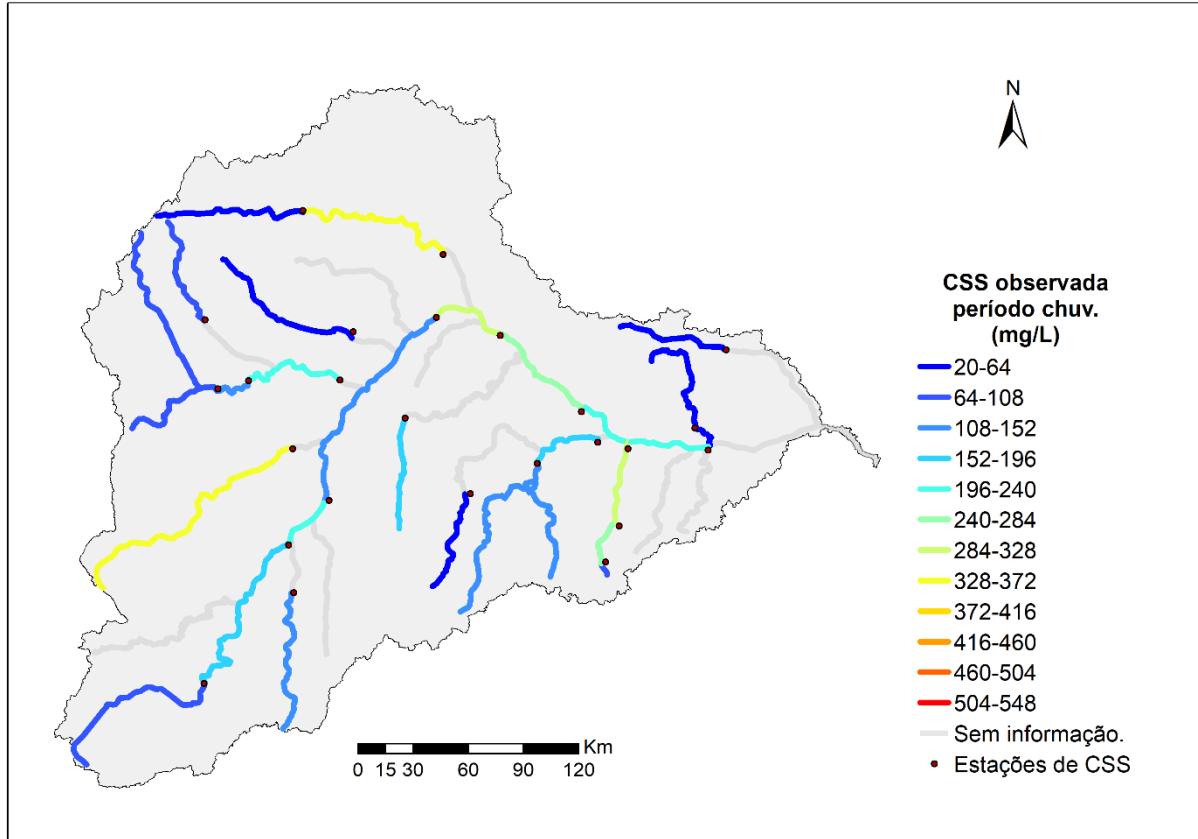


Figura VI-6: valores diários médios de longo período da CSS observada para o período chuvoso (outubro a março).

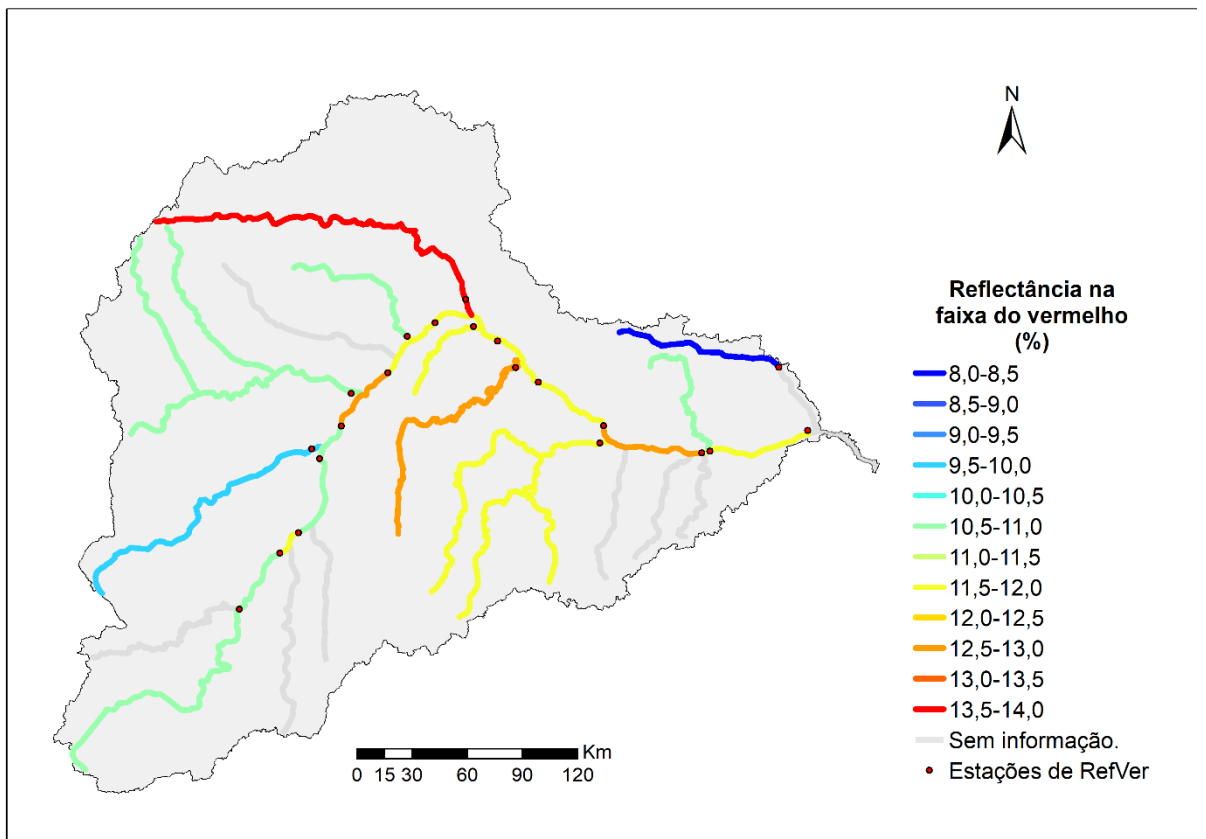


Figura VI-7: valores diários médios de longo período da reflectância de superfície na faixa do vermelho.

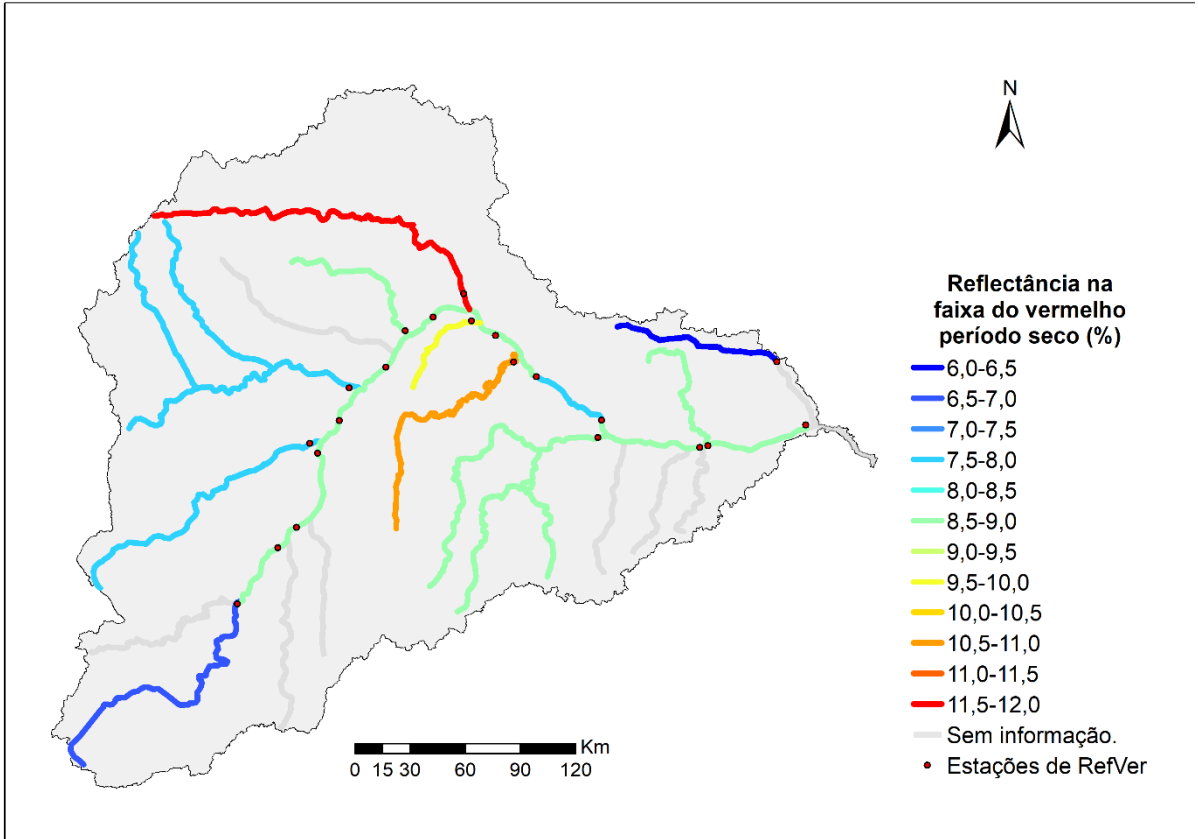


Figura VI-8: valores diários médios de longo período da reflectância de superfície na faixa do vermelho para o período seco (abril a setembro).

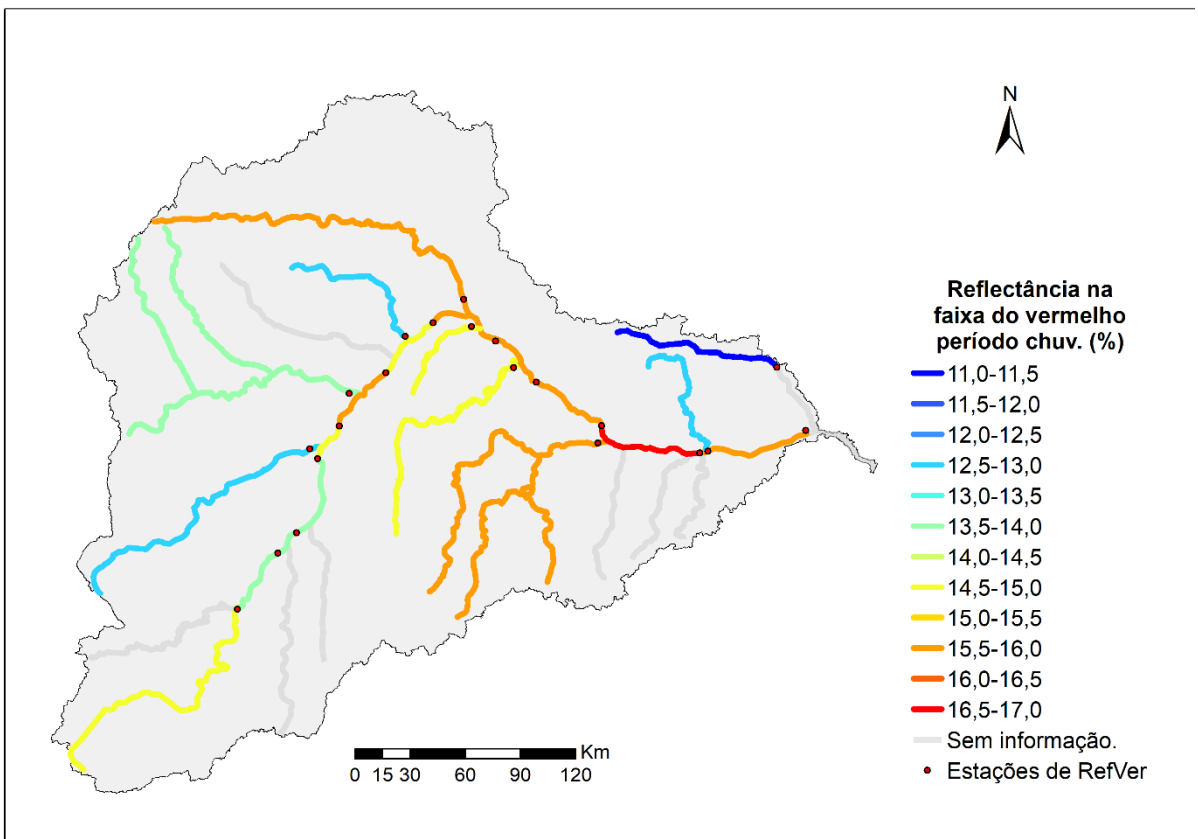


Figura VI-9: valores diários médios de longo período da reflectância de superfície na faixa do vermelho para o período chuvoso (outubro a março).

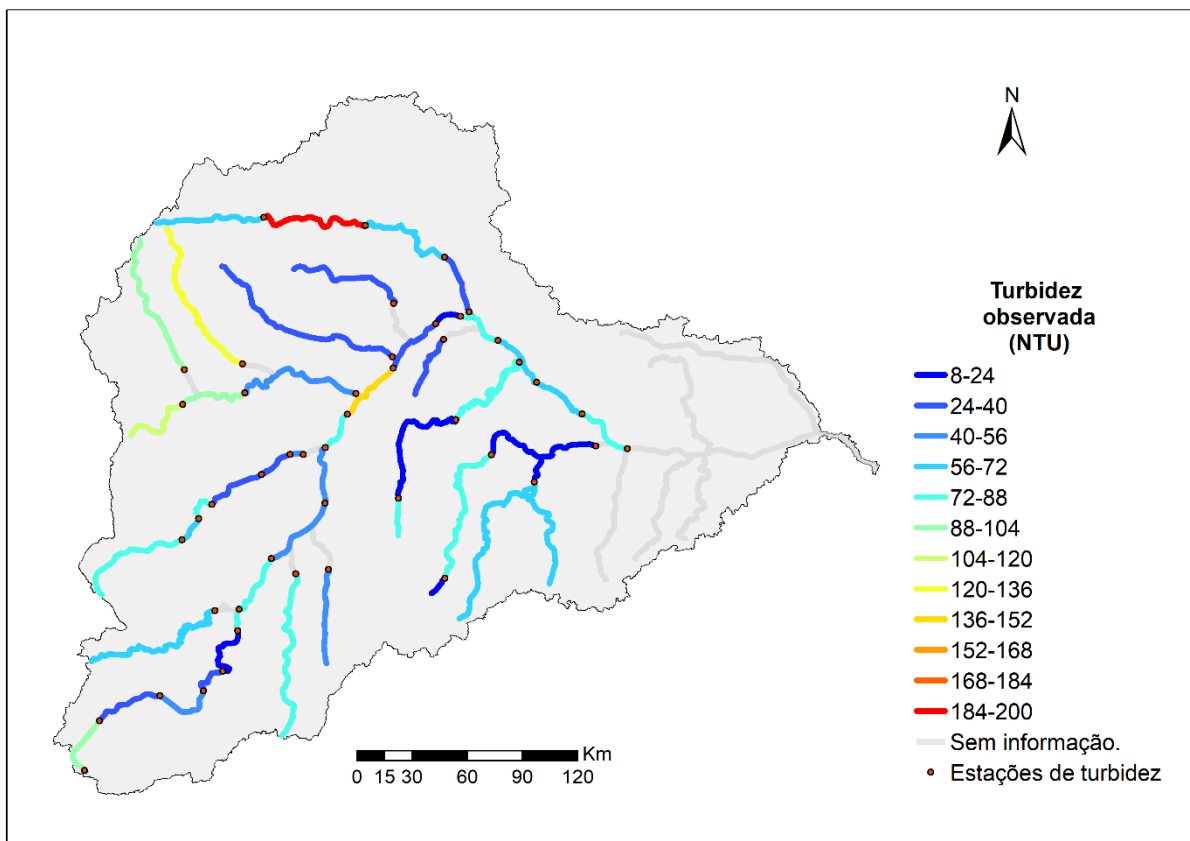


Figura VI-10: valores diários médios de longo período da turbidez

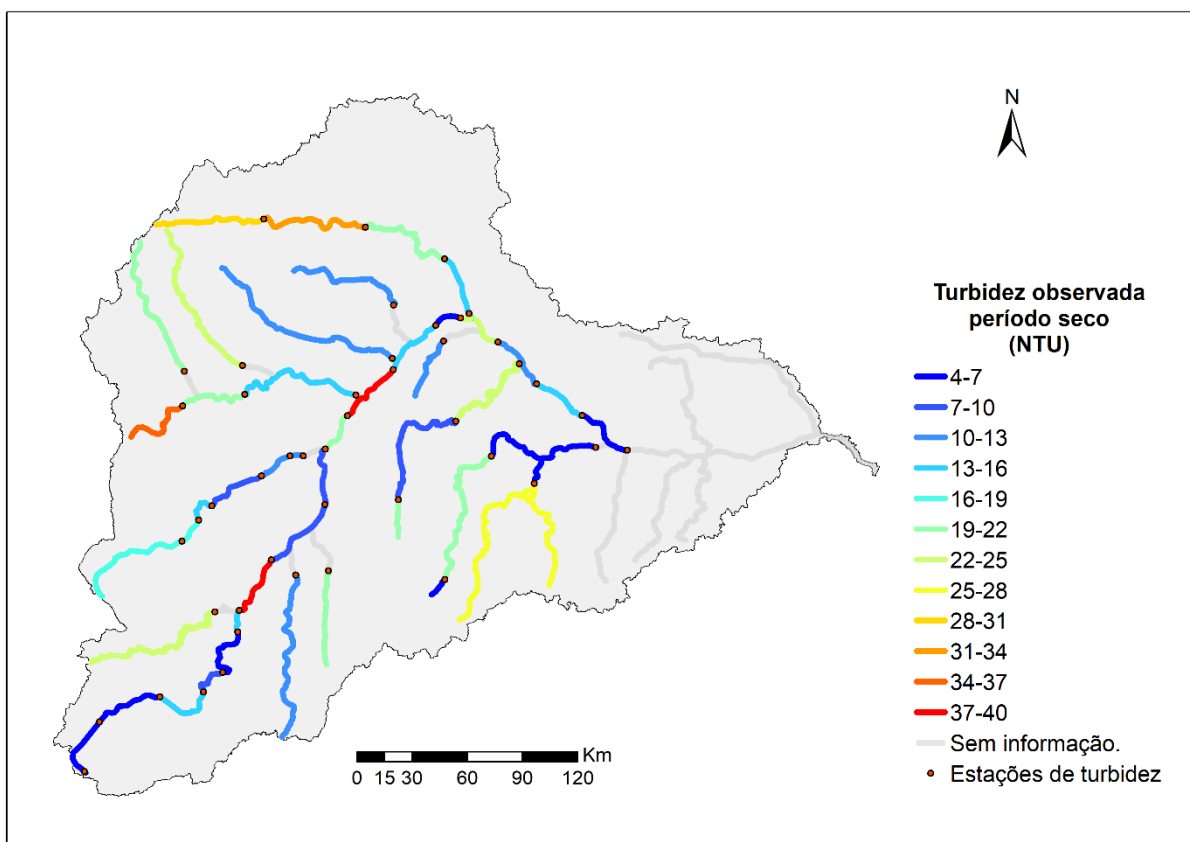


Figura VI-11: valores diários médios de longo período da turbidez para o período seco (abril a setembro).



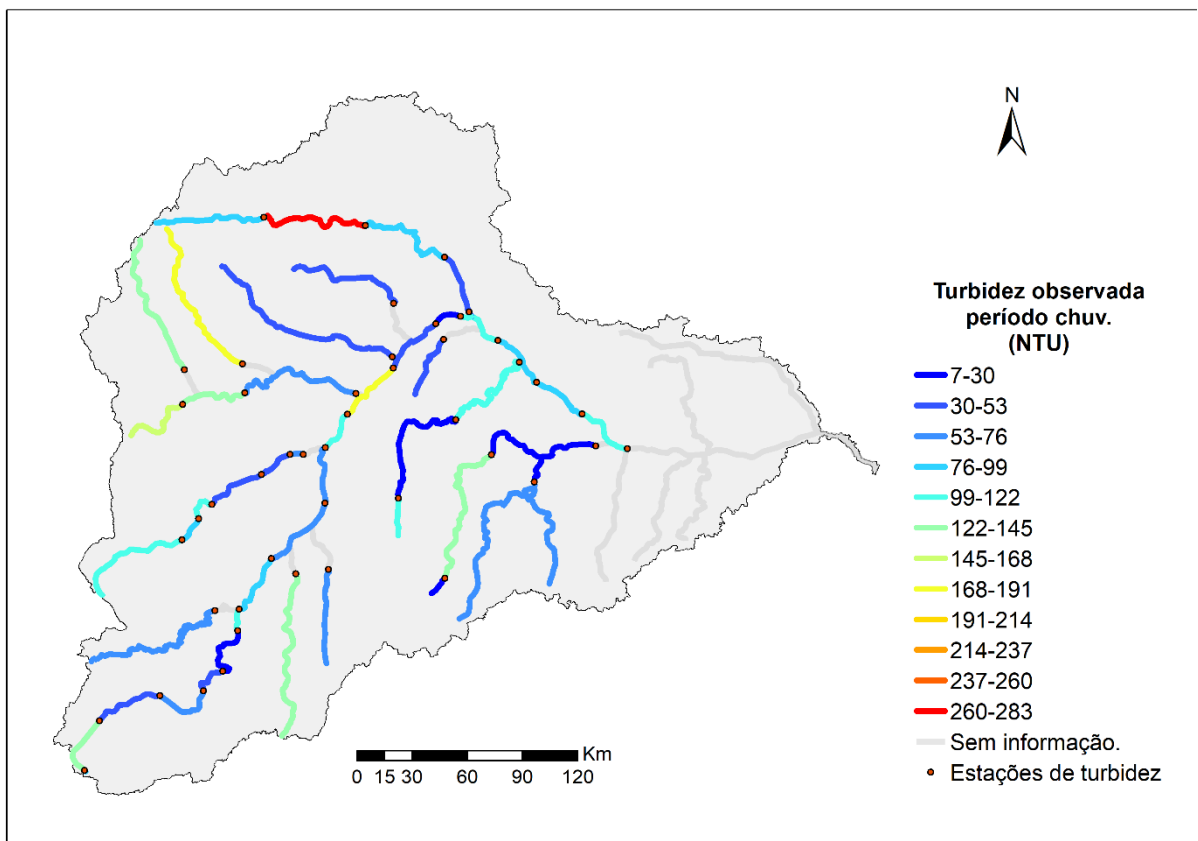


Figura VI-12: valores diários médios de longo período da turbidez para o período chuvoso (outubro a março).